

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE LETRAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA



**GEOMORFOLOGIA DOS PLANALTOS E
ALTOS VALES DA SERRA DA ESTRELA
AMBIENTES FRIOS DO PLISTOCÉNICO SUPERIOR
E DINÂMICA ACTUAL**

GONÇALO BRITO GUAPO TELES VIEIRA

DOUTORAMENTO EM GEOGRAFIA
(GEOGRAFIA FÍSICA)

2004

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE LETRAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA



109



GEOMORFOLOGIA DOS PLANALTOS E ALTOS VALES DA SERRA DA ESTRELA

**AMBIENTES FRIOS DO PLISTOCÉNICO SUPERIOR
E DINÂMICA ACTUAL**

GONÇALO BRITO GUAPO TELES VIEIRA

**DOCTORAMENTO EM GEOGRAFIA
(GEOGRAFIA FÍSICA)**

Dissertação orientada pelo
Prof. Doutor António de Brum Ferreira

2004

IGOT-UL
Instituto de Geografia
e Ordenamento do Território
Universidade de Lisboa
IGOTUL005290

Ao Sebastião e à Carla

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)

RESUMO

A Serra da Estrela (1993 m) situa-se na Cordilheira Central Ibérica. É predominantemente granítica e no relevo contrastam planaltos e altos vales encaixados de feições glaciárias. Os objectivos deste trabalho são: estudar o modelado e a dinâmica geomorfológica herdada, particularmente a morfogénese glaciária e periglaciária (1ª Parte); e o estudo da morfogénese actual nos planaltos e altos vales (2ª Parte). Seguiu-se, como metodologias: reconhecimento de campo; elaboração de cartografia geomorfológica; estudo geomorfológico das formas e depósitos; análises sedimentológicas; modelação da superfície glaciária; monitorização de processos geomorfológicos; e monitorização de temperaturas do ar, solo e rocha. A análise apoiou-se numa base de dados cartográfica construída em SIG.

Confirmou-se uma glaciação com um campo de gelo de planalto e glaciares de vale. Os testemunhos geomorfológicos permitiram definir os limites da acção glaciária no Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela (UMGSE), bem como a sua reconstituição tridimensional. O estudo das altitudes da linha de equilíbrio evidenciou uma elevada sensibilidade climática dos glaciares. Encontraram-se vestígios anteriores ao UMGSE, mostrando uma maior extensão glaciada. Na deglaciação, após o UMGSE, os vestígios morénicos foram separados em duas fases gerais. Encontraram-se vestígios da ocorrência de *permafrost* com idade posterior ao UMGSE, pelo menos acima de 1350 m. Esses dados sugerem uma descida mínima da temperatura média anual do ar de 10°C. Apresenta-se uma cronologia provável para a deglaciação.

A morfogénese actual é caracterizada por uma dinâmica poligénica e complexa. Estudaram-se principalmente os processos e o modelado pluvio-eólico e criogénico. Caracterizaram-se os regimes térmicos diários do solo e rocha, bem como o controlo climático. Estudou-se a distribuição altitudinal dos regimes térmicos no solo e as consequências geomorfológicas; na rocha estudou-se a influência da exposição. Definiram-se três andares caracterizados por diferentes dinâmicas geomorfológicas. O andar crionival situa-se actualmente acima de cerca de 1800 m de altitude.

Palavras-chave: geomorfologia glaciária, geomorfologia periglaciária, dinâmica geomorfológica, Plistocénico Superior, Serra da Estrela.

ABSTRACT

The Serra da Estrela (1993 m) is part of the Iberian Central Cordillera. It is a granite mountain with plateaus and deeply incised valleys. The main objectives of this study are: to study the relict landforms and deposits, especially those of glacial or periglacial origin (Part I); to study the contemporary geomorphological dynamics in the plateaus and high valleys (Part II). The methodological framework was: detailed field survey and geomorphological mapping; geomorphological and sedimentary analysis; glacier surface modeling; monitoring of contemporary geomorphological processes and of air, soil and rock temperatures. A cartographic data base was implemented in a GIS environment.

The presence of a Weichselian plateau ice-field and tributary valley glaciers was confirmed. The geomorphological evidence allowed defining the glacier margins of the Last Maximum of the Glaciation of Serra da Estrela (LMGSE), as well as the reconstruction of the ice surface. Reconstructed ELA's showed the high climatic sensitivity of Estrelean glaciers. Evidence of a glacial episode larger than the LMGSE was found. During the post-LMGSE deglaciation two general moraine stages were defined. Evidence of relict post-LMGSE permafrost was found above 1350 m. The periglacial landforms suggest a minimum decrease of mean annual air temperatures of 10°C. A tentative chronology of the deglaciation is presented.

Contemporary geomorphological dynamics shows a complex interplay of processes resulting in polygenic phenomena. Research focused on pluvio-aeolian and periglacial processes. The daily temperature regimes of the soil and rock faces were studied and their seasonal rhythm and climate control analyzed: in the soil special emphasis was paid to the spatial and temporal distribution of the regimes and their geomorphological implications; in the rock faces the analysis was based on the influence of aspect. Three belts were defined respecting to the contemporary geomorphological dynamics. A marginal periglacial zone occurs above 1800 m.

Key-words: glacial geomorphology, periglacial geomorphology, geomorphological dynamics, Late Pleistocene, Serra da Estrela.

ÍNDICE SINTÉTICO

RESUMO.....	V
ABSTRACT	VII
ÍNDICE SINTÉTICO	IX
AGRADECIMENTOS	XII

INTRODUÇÃO.....	1
-----------------	---

CAPÍTULO 1 - QUADRO FÍSICO DA SERRA DA ESTRELA

1.1. Enquadramento morfoestrutural.....	9
1.2. O substrato geológico.....	13
1.3. O relevo do sector meridional da Serra da Estrela	17
1.4. Características gerais do clima.....	23
1.5. A vegetação.....	32
1.6. Principais estudos sobre os paleoambientes da Serra da Estrela.....	34

1ª PARTE - AS HERANÇAS GLACIÁRIAS E PERIGLACIÁRIAS

CAPÍTULO 2 - O MODELADO DE EROÇÃO GLACIÁRIA..... 45

2.1. Introdução	45
2.2. Introdução aos processos de erosão glaciária.....	48
2.3. A distribuição das áreas de erosão glaciária na Serra da Estrela.....	55
2.4. Os circos glaciários	66
2.5. As convexidades rochosas de escala média.....	101
2.6. As microformas de erosão e o seu significado morfogénico.....	105

CAPÍTULO 3 - AS FORMAS DE ACUMULAÇÃO E OS DEPÓSITOS GLACIÁRIOS

3.1 Introdução	117
3.2. As moreias	119
3.3. Os <i>till</i>	129
3.4. Os depósitos fluvioglaciários	164
3.5. O significado dos terraços de obturação lateral.....	189
3.6. As acumulações areno-cascalhentas do Vale do Zêzere.....	192
3.7. Lagoa Seca. Arcos morénicos de recessão e difluência glaciária	199
3.8. As acumulações de blocos da Nave de Santo António	203

CAPÍTULO 4 - PROBLEMAS DA GLACIAÇÃO DA MARGEM LESTE DO PLANALTO OCIDENTAL

4.1. Introdução.....	209
4.2. Cântaro Raso e Covão do Boi. Glaciação <i>versus</i> modelado granítico de alteração	210
4.3. O circo glaciário do Covão das Vacas. Taludes e cristas de blocos num pequeno circo de altitude.....	216
4.4. Associações de formas e depósitos num vale glaciário. O caso do vale da Candeeira	219
4.5. A glaciação a nordeste do Piornal: bacia-vertente do Ribeiro da Porta (Covões)	243
4.6. O problema da glaciação da margem nordeste do Planalto Ocidental	250
4.7. A Barroca de Covais. Testemunho de um glaciar de circo de baixa altitude.....	259
4.8. A Baixa Barroca das Lameiras. Terraço de kame ou moreia lateral?	261

4.9. O problema da glaciação da bacia de Manteigas	263
4.10 Vestígios de uma glaciação mais antiga nas Penhas da Saúde?	268
CAPÍTULO 5 - EXTENSÃO E DINÂMICA DA GLACIAÇÃO	
5.1. Modelação da extensão da calote de planalto e dos glaciares de vale no Último Máximo da Glaciação	273
5.2. Altitudes da Linha de Equilíbrio	311
CAPÍTULO 6 - FORMAS E DEPÓSITOS PERIGLACIÁRIOS E CRIONIVAIS	
6.1. Introdução	329
6.2. Taludes e cones de detritos	331
6.3. Estudo de cortes em Depósitos de vertente	338
6.4. Associações de formas e depósitos periglaciários.....	370
CAPÍTULO 7 – O CONTRIBUTO DA GEOMORFOLOGIA PARA O CONHECIMENTO DOS PALEOAMBIENTES NA SERRA DA ESTRELA NO PLISTOCÉNICO SUPERIOR (CONCLUSÃO DA 1ª PARTE)	
7.1. Advertência	397
7.2. O contributo dos testemunhos geomorfológicos de origem glaciária	399
7.3. O contributo dos testemunhos geomorfológicos de origem periglaciária	402
7.4. Uma síntese preliminar da evolução das condições ambientais no Plistocénico Superior.....	409
7.5. Conclusão	421
2ª PARTE - O MODELADO E OS PROCESSOS GEOMORFOLÓGICOS ACTUAIS DAS ÁREAS ALTAS	
CAPÍTULO 8 - A DINÂMICA PLUVIO-EÓLICA E AS ACUMULAÇÕES DE AREIA GROSSEIRA	
8.1. Introdução	425
8.2. Os ensinamentos da Serra do Gerês	427
8.3. Outros estudos sobre acumulações arenosas	432
8.4. Características morfológicas das acumulações arenosas da Serra da Estrela.....	434
8.5. Comparação entre as acumulações da Serra da Estrela e da Serra do Gerês.....	442
8.6. Estudo sedimentológico detalhado de duas acumulações arenosas da Serra da Estrela	448
8.7. Resultados obtidos através de monitorização das formas.....	460
8.8. Os processos envolvidos na génese das acumulações arenosas	488
8.9. Conclusão	493
CAPÍTULO 9- PROCESSOS E MODELADO CRIONIVAL DAS ÁREAS ALTAS	
9.1. Processos geomorfológicos de natureza criogénica. Conceitos gerais.....	497
9.2. A acção geomorfológica do frio em Portugal.....	514
9.3. Experiências para monitorização da acção da crioexpulsão.....	521
9.4. O micromodelado originado pela acção dos <i>pipkrakes</i>	525
9.5. Solos ordenados em miniatura	532
9.6. As formas lobadas associadas à solifluxão.....	550

9.7. Crescentes e degraus de vegetação.....	554
9.8. Desagregação das superfícies rochosas	557
9.9. O efeito morfogenético da corrasão nivo-eólica.....	566
9.10. Observações preliminares acerca dos nichos de nivação	573
9.11. Dinâmica actual dos taludes e cones de detritos.....	578
CAPÍTULO 10 - ESTUDO DAS TEMPERATURAS DO AR, DO SOLO E DA ROCHA COM RECURSO A REGISTADORES AUTOMÁTICOS	
10.1. Introdução	589
10.2. A instrumentação para monitorização de temperaturas	593
10.3. Características meteorológicas gerais do período de Dezembro de 1999 a Março de 2001	600
10.4. As temperaturas do solo na Serra da Estrela	607
10.5. As temperaturas da rocha na Serra da Estrela	630
CAPÍTULO 11 – A DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA ACTUAL NA SERRA DA ESTRELA (CONCLUSÃO DA 2ª PARTE)	
11.1. Significado geomorfológico dos regimes térmicos do solo	653
11.2. A dinâmica geomorfológica actual nos Planaltos e Altos Vales da Serra da Estrela.....	657
CONCLUSÃO GERAL.....	663
BIBLIOGRAFIA	677
DOCUMENTOS CARTOGRÁFICOS	693
ANEXO – NOTA EXPLICATIVA DO MAPA GEOMORFOLÓGICO DOS PLANALTOS E ALTOS VALES DA SERRA DA ESTRELA.....	
ÍNDICE GERAL.....	703
ÍNDICE DE FIGURAS	710
ÍNDICE DE QUADROS	723

AGRADECIMENTOS

As regiões frias de montanha desde cedo me fascinaram. Contudo, naturalmente, antes da licenciatura em Geografia, a atracção que exerciam sobre mim estava essencialmente ligada a uma componente de aventura e de busca de paisagens novas, e exóticas, aspectos que me levaram à prática do montanhismo e do *trekking*, que procurava desenvolver sempre que possível. Com o curso de Geografia, inevitavelmente, a essa perspectiva lúdica acrescentei o interesse pela interpretação dos problemas geomorfológicos, e também climáticos, aspectos que foram ganhando peso à medida que progredia no curso. Lembro-me relativamente bem de uma aula do Prof. António de Brum Ferreira, orientador do presente trabalho, onde com o auxílio de diapositivos foram comentadas as características da morfogénese periglaciária. Olhando para trás, vem-me à memória uma fantástica fotografia de um *pingo*, e tudo me leva a crer que essa aula, e a cadeira de Geografia Física II, devem ter sido muito importantes para definir os meus interesses de investigação. Agradeço, por isso, sinceramente ao Prof. Brum o facto de ter despertado em mim o interesse referido, e ainda a proposta que fez, para que dedicasse o tema da minha dissertação de doutoramento ao estudo da Serra da Estrela. Fora aliás, nessa mesma montanha, que pela primeira vez, em 1988, quando ainda frequentava o Ensino Secundário, tive oportunidade de ver o solo coberto por *pipkrakes*. Agradeço-lhe também os muitos ensinamentos transmitidos, a disponibilidade durante os trabalhos de investigação, o acompanhamento em várias visitas à área de estudo, o apoio em candidaturas a projectos de investigação, a cedência de bibliografia pessoal, bem como a discussão de várias problemas relacionados com os trabalhos, e as questões pertinentes, dúvidas e contributos que contribuíram muito para melhorar a versão final do texto. Estou também muito grato pela extrema disponibilidade e pelo rigor com que foram feitas as últimas revisões do trabalho.

Um acontecimento que também marcou decisivamente o meu percurso de investigação surgiu na sequência de uma visita à Estação de Investigação de Abisko no Norte da Suécia que efectuei em 1993, em que fui convidado para assistir gratuitamente ao simpósio “*on Monitoring of Climate Related Geo-processes in Mountains*” organizado pelos Professores Anders Rapp, Bjorn Holmgren e Peter Schlyter. Nesse simpósio participei em diversas saídas de campo, uma das quais ao clássico vale de Kärkevagge, onde tomei contacto com algumas técnicas de monitorização meteorológica, outra, em que foram visitados campos de *palsas*, e finalmente, numa inesquecível viagem de helicóptero com o objectivo de medir as temperaturas numa sondagem num pequeno glaciar. Tive também a sorte de conhecer vários

especialistas em geomorfologia periglaciária, entre os quais o Prof. Anders Rapp, e não esqueço o fascínio que essas actividades e discussões de campo me despertaram, em particular no que respeita à importância da monitorização dos processos actuais. Por isso, além dos organizadores do congresso, agradeço ao *Superintendent* Nils-Åke Andersson, que me fez o convite de participação, e também ao Prof. Jorge Gaspar, que através de um contacto na Universidade de Upsalla, me abriu as portas para a visita a Abisko.

À Prof.^a Suzanne Daveau, que me transmitiu uma visão integrada da Geografia Física na fantástica cadeira de Hidrologia que nos permitiu “viajar pelo Mundo”, e cujos trabalhos pioneiros sobre geomorfologia periglaciária, muito contribuíram para o meu entusiasmo sobre o tema, agradeço todo o apoio dado ao longo do tempo de preparação da dissertação. Agradeço também os ensinamentos e as discussões de campo em duas visitas conjuntas à Serra da Estrela, bem como a cedência dos seus cadernos de campo originais das décadas de 1960 e 70, e de referências bibliográficas inéditas acerca da Serra da Estrela.

Ao Prof. Miguel Ramos Sainz (Departamento de Física da Universidade de Alcalá de Henares, Espanha) agradeço a colaboração no desenvolvimento dos registadores termométricos automáticos usados no presente trabalho. Foi ele que me transmitiu os conhecimentos necessários para a transformação dos sistemas de aquisição de dados, e que me emprestou um primeiro *data logger* para testar na Serra da Estrela. Agradeço-lhe também a participação nos trabalhos de campo numa semana particularmente fria e húmida de Novembro de 2001, situação em que procedemos à recolha dos dados dos postos termométricos sob condições meteorológicas muito adversas. O Prof. Miguel Ramos colaborou também no estudo dos dados de temperatura do solo e da rocha. Agradeço-lhe ainda o convite que me fez para colaborar no projecto Radiantar-2001, o que me permitiu participar na campanha de 1999-2000 nas Ilhas Shetland do Sul (Antárctida), onde tive a oportunidade de efectuar vários estudos no âmbito da monitorização dos regimes térmicos do *permafrost* e da camada activa, bem como acerca do controlo dos factores geográficos na dinâmica geomorfológica actual. Foi graças a ele que me iniciei no estudo das ilhas da Península Antártica.

À Prof.^a Barbara Woronko (Laboratório de Sedimentologia, Universidade de Varsóvia, polónia), agradeço o seu contributo e ensinamentos no estudo sedimentológico das acumulações arenosas eólicas e dos depósitos glaciogénicos, em particular no que respeita às análises ao microscópio óptico e electrónico de varrimento dos grãos de quartzo, ao estudo das lâminas delgadas e à cedência de sondas manuais para o estudo efectuado na Lagoa Seca. Foram muito enriquecedoras as entusiásticas discussões e o trabalho conjunto efectuado em

três campanhas na Serra da Estrela, bem como nas deslocações à Universidade de Varsóvia. Não posso deixar de lhe agradecer também pelas excursões que fizemos em diferentes ocasiões a sítios de interesse geomorfológico na Polónia. A sua colaboração prestimosa foi fundamental nas semanas finais de preparação da dissertação, quando a partir do Cairo, por e-mail, discutiu várias questões relacionadas com a análise das lâminas delgadas do *diamicton* das Penhas da Saúde.

À Prof.^a Elzbieta Mycielska-Dowgiałło (Laboratório de Sedimentologia, Universidade de Varsóvia, Polónia) agradeço o interesse manifestado em 1997 pelo trabalho que eu vinha desenvolvendo na Serra da Estrela, e a sua oferta de colaboração, que em muito contribuiu para os avanços que apresento no campo da sedimentologia. Não esqueço a simpatia com que me recebeu na sua casa em Varsóvia e os contactos que me proporcionou no seu instituto, e agradeço também todo o seu contributo no estudo das acumulações arenosas e dos depósitos glaciários e fluvioglaciários, bem como os ensinamentos transmitidos durante os trabalhos de campo na Serra da Estrela. Agradeço-lhe ainda a possibilidade de obtenção de várias datações por termoluminescência, bem como de uma datação por radiocarbono.

Ao Prof. Piotr Migoń (Departamento de Geografia, Universidade de Wroclaw, Polónia) agradeço a colaboração em duas campanhas de campo na Serra da Estrela, e em especial os seus ensinamentos e discussões no que respeita a problemas do modelado granítico. Foi ele também que colaborou nos estudos efectuados com o (seu) martelo de Schmidt.

Ao Dr. Jan Jansen (Departamento de Ecologia, Universidade de Nijmegen, Holanda), com quem tive o prazer e a sorte de colaborar, e de efectuar várias campanhas de campo, agradeço os inúmeros ensinamentos e as discussões no âmbito da fitossociologia e das relações entre as comunidades vegetais, a dinâmica geomorfológica e o clima. Ele deu-me uma perspectiva nova da paisagem dos planaltos da Serra da Estrela.

Ao Prof. Jean-Pierre Texier (Instituto do Quaternário, Universidade de Bordéus I, França) agradeço a sua disponibilidade para visitar a Serra da Estrela, e especialmente os comentários e ensinamentos respeitantes à interpretação dos depósitos de vertente, numa enriquecedora saída de campo efectuada já na fase final dos trabalhos.

À Dr.^a Maria Manuel Gouveia, bolsista do projecto ESTRELA, agradeço a colaboração e o apoio dado às actividades de investigação no ano de 2000-01, em especial no que respeita à digitalização de informação cartográfica, compilação de dados climáticos, e às análises sedimentológicas de laboratório.

Ao Dr. Narciso Ferreira (Instituto Geológico e Mineiro, Porto) agradeço a colaboração e companheirismo nos trabalhos de campo numa fase inicial do trabalho, momento em que me

alertou para alguns problemas geomorfológicos da Serra da Estrela, bem como os ensinamentos respeitantes à geologia dos granitos da Estrela, e o rápido esclarecimento de dúvidas, sempre que elas surgiram.

À Prof.^a Maria João Alcoforado agradeço a disponibilização de uma estação meteorológica automática que funcionou durante alguns meses no Alto da Torre.

Ao Prof. António Rocha-Campos (Universidade de São Paulo, Brasil) agradeço o envio de várias fotografias e das suas notas de campo de uma visita que efectuou à Serra da Estrela, bem como a discussão de alguns problemas relacionados com a geomorfologia glaciária.

Ao Prof. John Hollin (INSTAAR, Universidade do Colorado, Boulder, E.U.A.) agradeço a discussão e resolução de algumas questões técnicas relacionadas com o seu modelo de reconstituição das superfícies de glaciares de montanha.

Ao Prof. Norikazu Matsuoka (Universidade de Tsukuba, Japão) agradeço os comentários e conselhos referentes ao modo de instalação dos sensores de temperatura nas vertentes rochosas.

Ao Prof. Irineusz Olszak (Laboratório de TL, Universidade de Gdansk, Polónia) agradeço o seu interesse e disponibilidade em efectuar as várias datações por termoluminescência apresentadas neste trabalho.

Ao Prof. David Palacios (Departamento de Geografia Física, Universidade Complutense de Madrid, Espanha) agradeço os convites e as possibilidades de participar nos trabalhos de campo na Serra de Gredos, bem como na reunião e saída de campo do projecto PACE – *Permafrost and Climate in Europe* realizada na Serra Nevada. Foi também ele o principal responsável pela minha integração como *individual member* na *International Permafrost Association*. Estes aspectos contribuíram de modo importante para a minha formação em geomorfologia periglaciária.

Aos participantes na excursão da *Commission on Climate Change and Periglacial Environments* à Serra da Estrela em 1998, em especial à Prof.^a May Modenesi-Gautieri (Instituto Geológico – SMA, São Paulo, Brasil), ao Prof. Albert Pissart (Universidade de Liège, Bélgica), ao Prof. Ole Humlum (Universidade de Oslo, Noruega), ao Prof. Jef Vandenberghe (Universidade Livre de Amsterdão, Holanda) e ao Prof. Claudio Tellini (Universidade de Milão, Itália), agradeço as questões, comentários e problemas levantados durante essa visita de 3 dias, de onde extraí muitos ensinamentos.

Ao Dr. Mário Neves agradeço a ajuda na instalação dos postos termométricos e o esclarecimento de dúvidas relacionadas com o martelo de Schmidt.

Ao Professor António Lopes agradeço a ajuda prestada nos trabalhos de campo, bem como o apoio dado ao longo da preparação deste trabalho. Esse agradecimento estende-se ao Prof. Henrique Andrade, que discutiu também o desenho da estrutura dos postos termométricos automáticos.

Ao Prof. José Luís Zêzere agradeço o esclarecimento de algumas questões que foram surgindo ao longo da preparação do trabalho.

Ao Dr. Carlos Sirgado, agradeço a ajuda prestada no tratamento laboratorial das amostras e também na discussão de alguns aspectos metodológicos.

Ao Arq. André Alves, Dr. Miguel André Pinheiro, António Eanes e Pedro Mora agradeço o acompanhamento nos trabalhos de campo.

Ao Sr. José Maria Saraiva que conhece os trilhos e as vertentes da Serra da Estrela como ninguém, agradeço o prestimoso e desinteressado apoio que nos foi sempre dando nos trabalhos de campo, independentemente das condições meteorológicas ou da hora do dia. A sua capacidade de trabalho, disponibilidade e o seu voluntarismo, foram muitas vezes determinantes para levar a bom termo os trabalhos de campo.

À equipa de Salvamento em Montanha (SOS-Estrela) da Associação Cultural Amigos da Serra da Estrela, agradeço o apoio na escalada ao Cântaro Gordo num dia sem visibilidade e em que as estradas de acesso à Torre se encontravam cortadas devido à espessa cobertura de neve. À mesma associação, agradeço a cedência do espaço vedado no Alto da Torre para a instalação de uma estação meteorológica automática.

O Parque Natural da Serra da Estrela contribuiu significativamente para este trabalho através do apoio logístico, no que respeita ao alojamento, acompanhamento por vigilantes da natureza, cedência de cópias de mapas topográficos de grande escala, e mesmo no apoio a uma saída de campo internacional que organizámos em 1998. Agradeço por isso, aos seus corpos directivos, e em particular ao seu Director, o Eng. Fernando Matos, que sempre nos deu o apoio possível, facilitando-nos sempre os trabalhos de campo. À Dr.^a Angelina Barbosa e à Arq. Maria da Paz agradeço toda a disponibilidade e o apoio prestado. Agradeço também aos vigilantes da natureza que me acompanharam mais frequentemente nos trabalhos de campo: José Maria Saraiva, Carlos, Joaquim Neves e Marco Saraiva. Ao restante pessoal do Parque Natural da Serra da Estrela, agradeço a simpatia com que sempre me foram recebendo ao longo destes anos.

Agradeço também ao Instituto Florestal, pela disponibilização através da Eng.^a Ana Fontes, de fotografias aéreas na escala 1:15.000, bem como de um estereoscópio, com que fiz os primeiros ensaios de fotointerpretação numa fase inicial do trabalho.

Ao Instituto Geográfico do Exército agradeço a cedência ao abrigo do protocolo com o Centro de Estudos Geográficos, das bases topográficas digitais. Ao Instituto Geográfico Português agradeço a cedência ao abrigo do protocolo com o Centro de Estudos Geográficos das ortofotografias digitais.

Aos Doutores Stanislaw Kedzia, Jerzy Trzcinski e Ursula Yarosinska agradeço a disponibilidade para efectuar várias saídas de campo na Polónia, bem como os ensinamentos relacionados com *permafrost* de montanha e sedimentologia dos *tills*.

Gostaria também de agradecer aos vários colegas que gentilmente disponibilizaram artigos seus, ou de terceiros e que contribuíram para enriquecer este trabalho: Augusto Pérez Alberti, Jan Boelhouwers, Julia Branson, Hanne Christiansen, Ricardo Garcia, Aldar Gorbunov, Stephan Gruber, Wilfried Haeberli, Kevin Hall, Charles Harris, Stuart Harris, John Hollin, Ole Humlum, Jan Jansen, Damian M. Lawler, William Locke, Norikazu Matsuoka, Daniel McCarrol, Rosana Menéndez Duarte, Valenti Turu i Michels, Piotr Migoń, Susan Millar, Jose Luís Peña Monné, Atle Nesje, Mário Neves, Miguel Ramos, António Gomez Órtiz, David Palacios, Francisco L. Pérez, Albert Pissart, Brice Rea, Adriano Ribollini, Montserrat Jiménez Sánchez, Matti Seppälä, Enrique Serrano, Stanislaw Kedzia, José Luis Tanarro, Claudio Tellini, Colin E. Thorn, Jerzy Trzcinski, William Van der Knaap, Barbara Woronko, Roman Żurawek.

Este trabalho foi parcialmente financiado pela Fundação para a Ciência e Tecnologia no quadro do projecto Processos geomorfológicos e biofísicos e unidades de paisagem em montanhas mediterrâneas. Aplicação à Serra da Estrela (ESTRELA-PRAXIS/P/CTE/11153/1998 e ESTRELA II – POCTI/CTA/11153/1998). A colaboração com as Professoras B. Woronko e E. Mycielska-Dowgiałło foi financiada através do acordo cultural entre as Universidades de Lisboa e de Varsóvia, pelas respectivas universidades.

À Carla agradeço a disponibilidade e paciência ilimitadas, bem como a ajuda nos momentos mais difíceis. Estou-lhe infinitamente grato pelo acompanhamento e ajuda em quase todas as campanhas de campo, a ajuda no desenho, construção e instalação dos postos termométricos, a discussão de diversos problemas que foram surgindo, em particular no campo da climatologia, bem como a sua colaboração directa na análise dos dados das temperaturas do solo e da rocha, e no estudo da dinâmica pluvio-eólica, bem como na colaboração nos arranjos e revisões finais do trabalho. Sem ela, não teria sido possível levar este trabalho a bom termo.

Ao Sebastião estou imensamente grato pela paciência, a boa-disposição constante e a alegria que sempre me transmitiu, aspectos que foram decisivos, em particular nos últimos meses antes da entrega do trabalho.

Finalmente, à minha família, obrigado pela enorme paciência, e em especial à minha mãe, agradeço toda a disponibilidade e apoio, que foram particularmente úteis durante o último ano de preparação do trabalho.

INTRODUÇÃO

O estudo científico da geomorfologia da Serra da Estrela foi marcado por dois trabalhos fundamentais. Em 1929 Hermann Lautensach publicou “*Eiszeitstudien in der Serra da Estrela (Portugal)*”, obra traduzida em 1932 para português com o título “Estudo dos glaciares da Serra da Estrela”. Trata-se de um trabalho marcante para a geomorfologia de montanha portuguesa, onde são identificados e discutidos diversos problemas acerca da glaciação da Estrela, tendo mesmo sido apresentado um mapa com a reconstituição da superfície glaciária na Última Glaciação. Só mais de 30 anos depois é que o tema é retomado por Suzanne Daveau, autora que publicou a síntese “*La glaciation de la Serra da Estrela*” em 1971, onde foram definidos com bastante precisão os limites dos glaciares e estudadas as suas implicações paleoclimáticas¹. Um outro estudo de Daveau dedicado às heranças dos períodos frios do Plistocénico foi o trabalho “*Quelques exemples d'évolution quaternaire des versants au Portugal*”, publicado em 1973. Nesse trabalho, que parece ter sido impulsionador de outros estudos de periglaciário em Portugal, a autora estuda as heranças periglaciárias, mas os testemunhos da Serra da Estrela surgem enquadrados no âmbito nacional, e como tal não foram tão aprofundados como sucedeu no caso do estudo da glaciação.

Os trabalhos referidos permaneceram como os únicos estudos acerca das heranças glaciárias e periglaciárias da montanha mais alta de Portugal, a qual pela sua posição geográfica na fachada atlântica do sudoeste europeu, e como tal, muito sensível à influência climática exercida pelo Atlântico Norte, constitui um local importante para as reconstituições paleogeográficas a nível regional. Isso foi aliás demonstrado, por vários trabalhos de palinologia, que analisamos no capítulo 1.6.2.

No âmbito da dinâmica geomorfológica actual, a Serra da Estrela gerou algum interesse no que respeitou à delimitação do andar dito periglaciário, tendo merecido uma análise dos testemunhos geomorfológicos e das condições climáticas por Daveau em 1978, no artigo “*Le périglaciaire d'altitude au Portugal*”. Brosche em 1982, numa síntese sobre a morfogénese periglaciária na Península Ibérica apresenta também observações acerca da Serra da Estrela. Tratam-se porém de trabalhos sempre enquadrados num âmbito regional mais vasto, e não constituem estudos muito detalhados da morfodinâmica actual.

Foi neste quadro geral do conhecimento, que o Professor António de Brum Ferreira me sugeriu que dedicasse a minha dissertação de doutoramento ao estudo da dinâmica

¹ Os trabalhos de Lautensach (1929, 1932) e de Daveau são sintetizados no capítulo 1.6.1.

geomorfológica da Serra da Estrela. A ideia era, por um lado, aproveitar os ensinamentos adquiridos no estudo da dinâmica actual da Serra do Gerês, aprofundando o conhecimento das condições na Estrela; e por outro, tentar aplicar a metodologia de trabalho seguida por uma equipa de investigação do CEG, em colaboração com a Universidade da Corunha, nos estudos acerca das heranças glaciárias e periglaciárias do Plistocénico Superior da Serra do Gerês, e que assentava na interpretação de uma sistemática cartografia geomorfológica de pormenor e no estudo sedimentológico dos *tills*. Naturalmente, foi com agrado que aceitei a proposta, pois o estudo da Serra da Estrela permitia-me aliar o gosto pelo montanhismo e pelas regiões frias, ao interesse pela morfogénese glaciária e periglaciária.

Assim, o presente trabalho inclui o estudo das heranças geomorfológicas das fases frias do Plistocénico Superior, com particular destaque para as glaciárias e periglaciárias, mas também o estudo da dinâmica geomorfológica actual. A área de estudo tem limites espaciais irregulares, e em alguns locais, algo difusos, mas centra-se claramente nos planaltos e altos vales da Estrela, como indica o título do trabalho. Inclui-se assim, a área glaciada no Plistocénico, bem como os vales e planaltos adjacentes, ou seja aqueles sectores onde a acção morfogenética do frio durante as fases frias do Plistocénico foi mais intensa. A área de estudo integra, por isso, o Planalto Ocidental (entre o Alto da Torre e as Penhas Douradas), o Planalto Oriental (entre o Alto da Pedrice e o Curral do Vento), bem como os altos vales do Zêzere e Alforfa, do Alva, da Ribeira da Caniça, da Loriga, de Alvoco e da Estrela. Estes limites estão indicados no mapa geomorfológico em anexo. É importante notar que, apesar de se ter feito o reconhecimento de campo e o levantamento geomorfológico na área de estudo referida, concentrámos os trabalhos nos planaltos e na bacia do Zêzere. Esta última área é, aliás, muito rica do ponto de vista geomorfológico, e apresenta vários cortes, bem como acessos relativamente fáceis.

O trabalho efectuado apoiou-se num reconhecimento de campo sistemático, que no caso do estudo da dinâmica geomorfológica actual, implicou trabalho de campo nas mais diversas condições meteorológicas, desde o Verão tórrido, que dificulta o trabalho nos planaltos; passando por ascensões ao Cântaro Gordo em condições de denso nevoeiro, vento forte e neve; situações anticiclónicas frias mas ensolaradas; nevões; e finalmente, por episódios de chuva intensa. Este tipo de abordagem foi, em nosso entender, muito importante para melhor compreender a dinâmica actual das áreas altas da montanha. Paralelamente ao reconhecimento de campo, foi sendo construído o mapa geomorfológico apresentado em anexo (que serve também de guia para acompanhamento da leitura do trabalho), que se baseou, além das observações de campo, na fotointerpretação por estereoscopia de fotografias

aéreas a preto e branco na escala aproximada de 1:15.000 e na análise de ortofotografias digitais georeferenciadas com resolução espacial de 1 m (CNIG)². Durante o período de estudo, foi sendo progressivamente construída uma base de dados cartográfica em ambiente SIG que foi de grande utilidade para as análises espaciais, quer quantitativas, quer interpretativas, tendo sido particularmente importante para a modelação da superfície glaciária no Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela (UMGSE). Essa base de dados é bastante rica, ficando disponível como uma excelente ferramenta para a continuação dos estudos.

No âmbito do estudo das heranças geomorfológicas, além da ênfase dada às associações de formas e depósitos, deu-se particular atenção ao estudo de depósitos em corte, tendo para isso sido estabelecidas colaborações no âmbito da sedimentologia com as Professoras Elzbieta Mycielska-Dowgiałło e Barbara Woronko (Laboratório de Sedimentologia, Faculdade de Geografia e Estudos Regionais, Universidade de Varsóvia), e recentemente, com o Prof. Jean-Pierre Texier (Instituto do Quaternário, Universidade de Bordéus I). Além disso, com o objectivo de estudar as questões ligadas ao modelado granítico e a resposta dos diferentes tipos petrográficos à erosão diferencial, que contudo apenas afloramos no presente trabalho, colaborámos com o Prof. Piotr Migoń (Departamento de Geografia, Universidade de Wrocław).

No âmbito do estudo dos processos actuais, foram efectuadas diversas experiências de monitorização, tendo-se dado especial atenção ao problema das acumulações arenosas pluvio-eólicas, bem como à monitorização da crioexpulsão e da corrasão nivo-eólica. Efectuámos também um esforço no que respeita à monitorização das temperaturas do ar, solo e rocha, tendo sido desenhados, construídos e instalados vários postos termométricos automáticos. Nesse âmbito contámos com a colaboração do Prof. Miguel Ramos Sainz (Grupo de Física Ambiental, Departamento de Física, Universidade de Alcalá de Henares), que nos emprestou o primeiro registador automático, e nos transmitiu os ensinamentos necessários ao desenvolvimento dos postos termométricos, tendo também colaborado na análise dos dados. Contámos também com a colaboração da Dr^a Carla Mora (Área de Investigação de Geoecologia, Centro de Estudos Geográficos, Universidade de Lisboa) em especial no que respeita aos aspectos ligados à climatologia. Finalmente, para melhor compreendermos as relações entre a dinâmica geomorfológica actual e as comunidades vegetais, colaborámos com o Dr. Jan Jansen no âmbito do projecto ESTRELA I e II – “Processos geomorfológicos e

² Uma nota explicativa do mapa geomorfológico é apresentada em anexo, no final do trabalho.

biofísicos e unidades de paisagem em montanhas mediterrâneas. Aplicação à Serra da Estrela”.

Após esta exposição dos objectivos gerais e do enquadramento dos trabalhos, passamos a um comentário breve à organização geral da dissertação, que dividimos em duas partes: as heranças glaciárias e periglaciárias; e o modelado e os processos geomorfológicos actuais.

No capítulo 1 fazemos uma breve apresentação do quadro físico da Serra da Estrela. Salientam-se em traços gerais as condições morfoestruturais, apresentam-se as características geológicas da área e a classificação adoptada, e faz-se uma sistematização da organização geral do relevo da montanha. Uma vez que a 2ª parte do trabalho incide na dinâmica geomorfológica actual, expõem-se ainda as principais características climáticas da área de estudo, com destaque para as temperaturas, a precipitação, o vento e a neve. No mesmo sentido, faz-se um enquadramento geral, mas muito sintético das características fisionómicas das unidades de vegetação da montanha. E finalmente, apresenta-se um resumo dos principais trabalhos anteriores dedicados ao estudo dos paleoambientes da Serra da Estrela.

O capítulo 2 dá início à 1ª Parte da tese, e está focado no modelado de erosão glaciária. Iniciamos o capítulo com uma introdução teórica aos processos de erosão glaciária, que apresentamos, por pensarmos ser uma síntese útil, em particular se considerarmos os escassos trabalhos publicados em Portugal sobre o tema. Essa introdução serve também de enquadramento para as discussões que se apresentam nos sub-capítulos seguintes. Segue-se o estudo da distribuição das áreas de erosão glaciária, reduzindo-se depois, progressivamente, a escala de análise, passando-se para o estudo dos circos glaciários e da sua contribuição para as reconstituições paleoambientais, e de seguida, para o estudo das convexidades rochosas de escala média. Finalmente, tratam-se as microformas de erosão e o seu significado morfogenético. Para além de uma componente descritiva de cariz geomorfológico, tentamos no capítulo 2, sempre que possível, mostrar de que modo o modelado de erosão glaciária pode contribuir para melhor se compreender a dinâmica glaciária.

No capítulo 3 estudamos as formas de acumulação e os depósitos glaciários. Inicia-se a abordagem do tema através do estudo das moreias e da sua tipologia, analisando-se depois a sua distribuição espacial e o seu significado. Segue-se o estudo dos *tills*, ponto que mereceu algum destaque, e onde se analisam vários cortes. É sempre efectuada a caracterização macroscópica dos afloramentos, dando especial destaque à estrutura, características granulométricas e relações entre unidades sedimentares de características diferentes. Nos depósitos mais interessantes foram efectuados estudos mais detalhados, como a análise de lâminas delgadas, estudo dos grãos de quartzo ao microscópio óptico e electrónico de

varrimento e análises mineralógicas. Para a interpretação da génese dos depósitos, além das características sedimentológicas dos cortes, é sempre estudado o seu enquadramento geomorfológico, aspecto fundamental, particularmente em ambientes de montanha. No mesmo capítulo são estudados os depósitos fluvioglaciários, quer através da observação de cortes, quer por intermédio de sondagens. Apresenta-se também uma breve referência aos terraços de obturação lateral presentes nos vales, e para terminar, estudam-se as acumulações areno-cascalhentas do Vale do Zêzere.

No capítulo 4 são apresentados e discutidos os principais problemas geomorfológicos relacionados com a glaciação da margem leste do Planalto Ocidental. Trata-se de uma abordagem de cariz essencialmente geomorfológico, pois são áreas onde praticamente não existem cortes, o que naturalmente limita as interpretações apresentadas. Contudo, são sectores da serra muito ricos em informação geomorfológica e cuja a discussão nos parece fundamental.

O capítulo 5 tem um carácter substancialmente distinto dos anteriores, e nele apresentamos uma tentativa de modelação da superfície glaciária no Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela (UMGSE). Para isso, aplica-se um modelo físico de reconstituição da topografia glaciária, que se apoia nos testemunhos geomorfológicos e em parâmetros ligados à deformação do gelo. Essa tentativa de modelação permitiu reconstituir a superfície glaciária em ambiente SIG, tornando possível a análise detalhada das antigas Altitudes da Linha de Equilíbrio (ALE) glaciárias. A partir desses dados estabeleceram-se algumas considerações paleoclimáticas que foram depois retomadas nos capítulos seguintes do trabalho.

No capítulo 6 estudam-se as formas e depósitos periglaciários e crionivais. Primeiro analisam-se os taludes e os cones de detritos presentes ao longo dos principais vales, e especialmente importantes nos sectores glaciados. Segue-se o estudo dos depósitos de vertente mais importantes, tentando-se sempre que possível, avaliar o seu significado paleoclimático. O capítulo termina com o estudo das associações de formas e depósitos periglaciários, ponto onde se discutem as áreas mais interessantes, tentando aferir o seu possível significado paleoclimático, bem como as suas relações com a área glaciada.

O capítulo 7 constitui a conclusão da 1ª parte, e nele é dado especial relevo ao contributo das formas e depósitos para as reconstituições paleoambientais. Analisa-se primeiro o contributo dos testemunhos de origem glaciária, seguindo-se o dos de origem periglaciária. Nesses pontos apresentam-se as indicações paleoclimáticas e as contribuições para uma cronologia relativa. Segue-se uma síntese preliminar da evolução das condições paleoambientais no Plistocénico Superior, integrando os dados anteriores, com os dos estudos

polínicos de Van der Knaap e Van Leeuwen (1997). Finalmente, à luz de várias datações por termoluminescência experimentais efectuadas em depósitos fluvioglaciários, e cuja validade é enquadrada do ponto de vista teórico, apresentamos uma tentativa de cronologia da deglaciação da Serra da Estrela.

No capítulo 8 tem início o estudo do modelado e dos processos geomorfológicos actuais, que constitui a 2ª parte da dissertação. O capítulo versa um aspecto importante da dinâmica actual dos planaltos, que é a génese das pequenas acumulações arenosas que ali existem, e que é controlada por vários processos, integrados sob a designação de dinâmica pluvio-eólica. O uso deste termo relaciona-se com o facto de o principal processo que está na origem da formação das acumulações, ser o *rainsplash*-saltação em episódios de vento forte. Mas a génese das acumulações integra uma maior diversidade de processos, que foram identificados com base no estudo detalhado das acumulações referidas. Assim, o capítulo tem início com uma síntese dos conhecimentos obtidos em trabalhos anteriores na Serra do Gerês, seguindo-se um resumo de base bibliográfica de outros estudos sobre acumulações arenosas em regiões de montanha. Apresentamos depois a caracterização morfológica das acumulações da Serra da Estrela, bem como uma comparação entre as características granulométricas das acumulações da área de estudo, com as analisadas na Serra do Gerês. No ponto 8.6 apresenta-se uma análise sedimentológica detalhada das acumulações arenosas da Serra da Estrela, a qual integra análises granulométricas, dos minerais pesados e das superfícies dos grãos de quartzo com recurso aos microscópios óptico e electrónico de varrimento. Segue-se a apresentação dos resultados obtidos a partir de várias experiências de monitorização do movimento da superfície das acumulações. Esses resultados são então comparados com dados da estação meteorológica das Penhas Douradas, o que contribui para a identificação dos processos que influenciam a génese das acumulações. Esses processos são sistematizados no ponto 8.7, terminando-se o capítulo com a apresentação de um modelo conceptual para a génese das acumulações arenosas, e com a discussão do seu significado no âmbito da dinâmica geomorfológica actual dos planaltos.

O capítulo 9 corresponde ao estudo dos processos e do modelado crionival das áreas altas. Inicia-se com um enquadramento teórico dos vários processos geomorfológicos de natureza criogénica activos na Serra da Estrela. Segue-se uma resenha bibliográfica acerca do estado do conhecimento sobre a acção geomorfológica do frio em Portugal, que serve de ponte para a análise que apresentamos relativa à área de trabalho. Essa análise inicia-se com os resultados de experiências para a monitorização da acção da crioexpulsão, seguindo-se uma apresentação sistemática do modelado encontrado e da acção dos processos que o originaram. Em alguns

casos, apresentam-se resultados obtidos a partir de experiências de monitorização, noutros as interpretações baseiam-se em observações de campo. O micromodelado e os processos estudados são: o micromodelado originado pela acção dos *pipkrakes*; os solos ordenados em miniatura; as formas lobadas associadas à solifluxão; os crescentes e degraus de vegetação; a desagregação das superfícies rochosas; o efeito morfogenético da corrasão nivo-eólica; os nichos de nivação; e finalmente, a dinâmica actual dos taludes e cones de detritos.

O capítulo 10 refere-se ao estudo das temperaturas do ar, do solo e da rocha, com recurso a registadores automáticos no período de Dezembro de 1999 a Março de 2001. O capítulo inicia-se com a apresentação das características técnicas dos instrumentos de medida, seguindo-se a caracterização das condições meteorológicas gerais do período de estudo. Segue-se a apresentação dos resultados da monitorização das temperaturas do solo e da rocha. Deu-se, para isso, especial importância à análise dos regimes térmicos diários, que se baseou em registos obtidos com 2 horas de intervalo, e à sua relação com as condições meteorológicas e com a neve no solo, tentando-se, sempre que possível, determinar quais as consequências geomorfológicas de cada tipo de regime térmico.

No capítulo 12 apresenta-se a conclusão da 2ª parte do trabalho, dando-se especial realce à distribuição espacial do micromodelado e dos processos descritos, bem como dos regimes térmicos identificados, o que permitiu sistematizar as observações num modelo conceptual em que se apresenta um zonamento altitudinal dos andares geomorfológicos da Serra da Estrela.

O trabalho termina com uma conclusão geral, onde se tenta sistematizar os principais resultados obtidos. Cabe ainda salientar, que em anexo, apresentamos o mapa geomorfológico dos planaltos e áreas altas da Serra da Estrela na escala 1:50.000, bem como uma nota explicativa do mesmo.

CAPÍTULO 1

QUADRO FÍSICO DA SERRA DA ESTRELA

1.1. ENQUADRAMENTO MORFOESTRUTURAL

A Serra da Estrela (40°20'N, 7°35'W) é a mais alta montanha de Portugal Continental, atingindo 1993 m no Alto da Torre (Malhão Grosso). Está integrada na Cordilheira Central Ibérica, uma morfoestrutura de tipo “montanha de blocos” (cf. Ribeiro, 1954), de desenvolvimento WSW-ENE, com cerca de 500 km de extensão e 40 km de largura, que se estende desde a Serra da Lousã até a Somosierra, a norte de Madrid. As principais unidades de relevo da Cordilheira Central são, de oeste para leste, as Serras da Lousã, Açor, Gardunha, Estrela, Gata, Gredos, Guadarrama e Somosierra. Excluindo as duas primeiras, as serras referidas estão divididas por corredores aplanados de direcção NE-SW, oblíquos à direcção

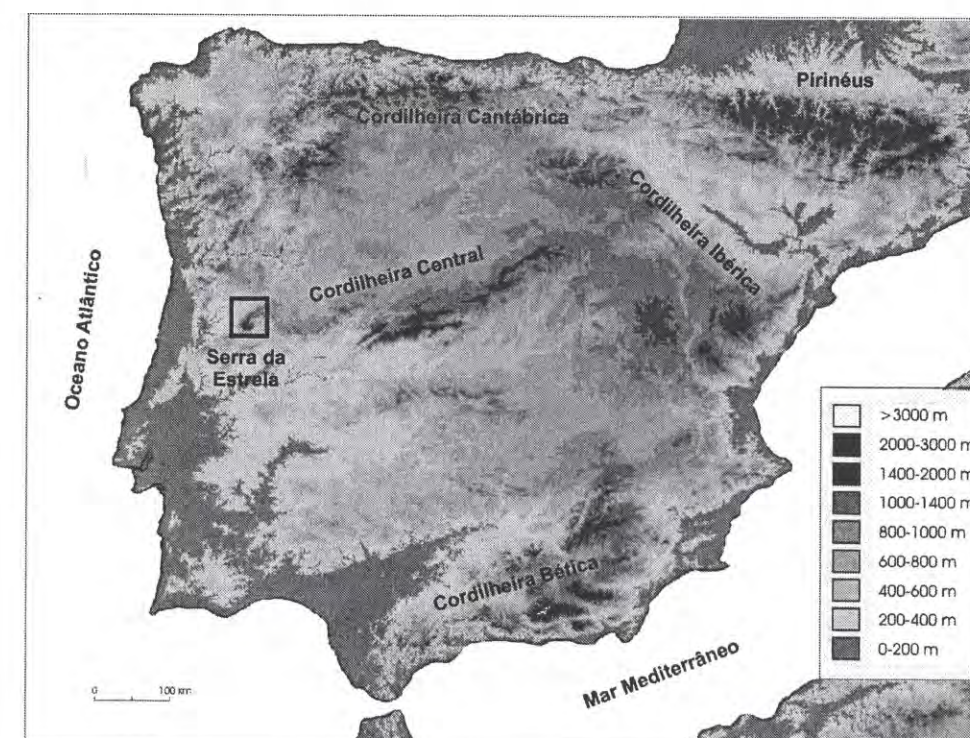


Figura 1.1 – Localização da Serra da Estrela na Península Ibérica.

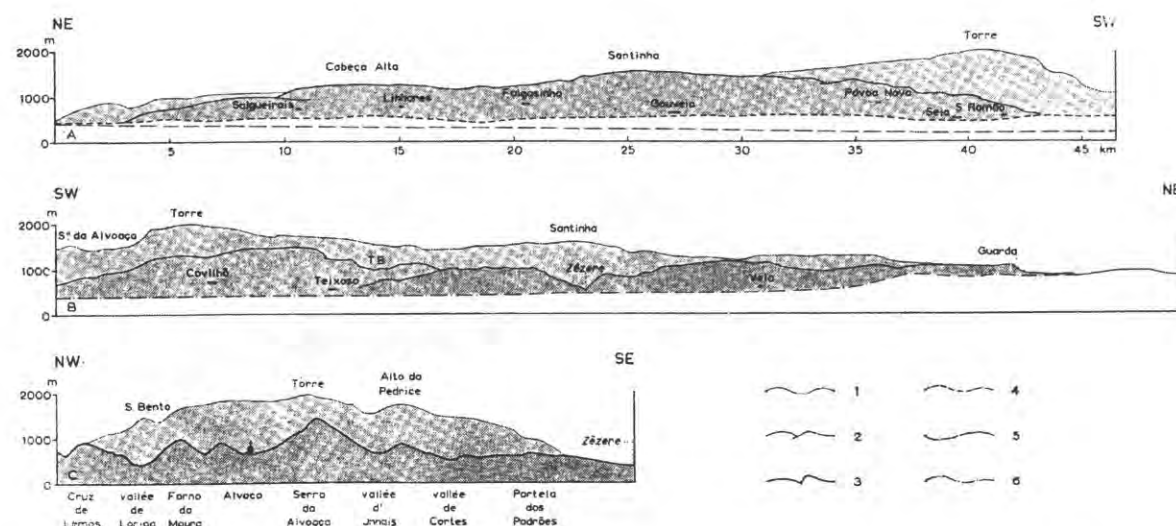


Figura 1.2 – Perfis projectados da Serra da Estrela. A – vertente noroeste; B – vertente sudeste; C – vertente sudoeste; 1 – último plano montanhoso; 2 – topo das vertentes noroeste e sudoeste; 3 – corte NW-SE passando pelo Forno da Moura e Portela dos Padrões; 4 – base da vertente noroeste; 5 – perfil longitudinal do Mondego; 6 – perfil longitudinal do Zêzere, da ribeira do Vale de Amezendinha e perfil projectado dos pontos baixos do planalto da região da Guarda; TB – portela de Tiro da Barra (Daveau, 1969, p. 41).

geral da Cordilheira (Daveau, 1969; Vegas *et al.*, 1990).

No que respeita à Serra da Estrela, ela constitui a parte oriental e mais elevada de um alinhamento montanhoso de direcção SW-NE, que se estende desde a Guarda até à Serra da Lousã, ao longo de cerca de 115 km, com uma largura média de 25 km (Lautensach, 1929, 1932; Daveau, 1969). Dentro deste alinhamento, a Estrela está bem individualizada do ponto de vista morfológico: a sudoeste, o planalto granítico que marca o alto da montanha, eleva-se bruscamente acima das cristas onduladas talhadas nos metassedimentos, e para nordeste, através de uma série de degraus, a serra vai perdendo altitude até atingir o nível da superfície da Meseta, nas proximidades da Guarda (Ribeiro, 1954; Daveau, 1969 – Fig. 1.2-A e B); os flancos sudeste e noroeste da montanha são constituídos por vertentes abruptas com comandos próximos de 1000 e de 1200 m, respectivamente, que contactam através de vários patamares com as plataformas da Meseta e do Mondego (Fig. 1.2-C).

O primeiro estudo acerca da geomorfologia da Serra da Estrela foi o de Lautensach (1929, 1932). O autor evidenciou as principais características morfológicas da serra, e salientou a importância da erosão diferencial ao explorar o contraste litológico entre xistos e granitos, que teria determinado a forma abrupta das vertentes do lado sudoeste da serra. Por outro lado, refere ainda, a propósito da origem da serra (Lautensach, 1932, p. 18): “A Serra dos Cântaros apresenta-se-nos como uma região de levantamento recente, cuja idade não pode porém ser

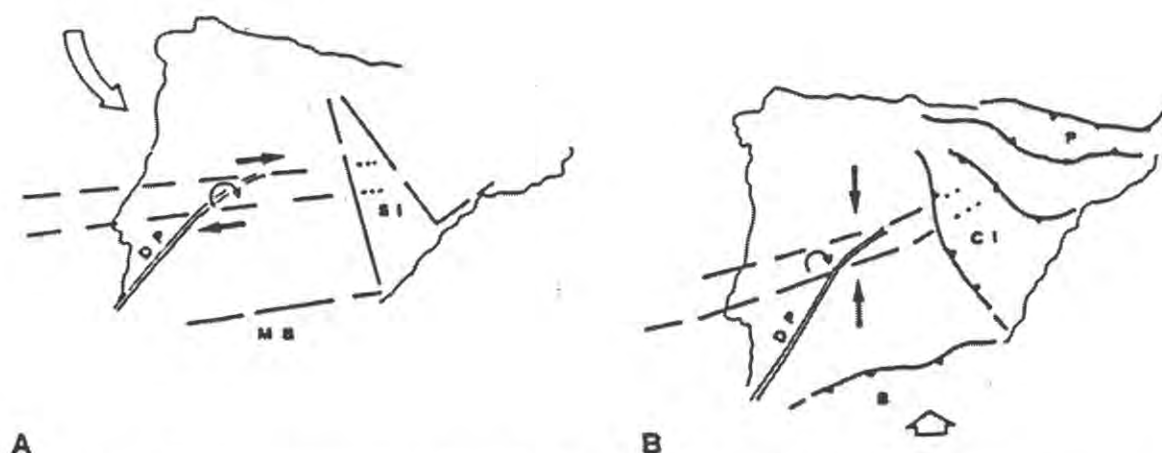


Figura 1.3 – Deformações associadas à formação da Cordilheira Central. A – Cretácico Superior - zona de cisalhamento e movimento destrógiro dos blocos crustais; B – Miocénico Médio-Superior. Compressão e reactivação da rotações, levantamento e formação de falha nas margens da cordilheira. Legenda da figura: B – Cordilheira Bética; CI – Cordilheira Ibérica; DP – Dique de Plasência; MB – Margem bética; P – Pirinéus (Vegas *et al.*, 1990, p. 376).

determinada devido à falta de sedimentos equivalentes nas regiões mais baixas. A parte NW dá a impressão de uma flexão, enquanto que a abrupta encosta de SE nos lembra uma falha”. O autor identifica também a importância do controlo exercido pela fracturação do substrato na instalação dos principais vales, salientando a existência de nascentes termais, tanto em Manteigas, como em Unhais da Serra, apoiando o papel da tectónica.

Mais tarde, Ribeiro (1954) mostrou que a morfoestrutura da Cordilheira Central é caracterizada por retalhos planos a altitudes diferentes, resultado do deslocamento diferencial de antigos níveis de erosão ao longo de falhas. Daveau (1969) aprofundou o estudo das características morfoestruturais da Serra da Estrela, sublinhando também a origem tectónica da escadaria de blocos. É um trabalho detalhado, onde foi também estudada a rede hidrográfica e sua evolução, a erosão diferencial entre xistos e granitos, o escalonamento das superfícies culminantes, os aplanamentos de sopé e os depósitos correlativos.

O esquema geral de levantamento de tipo montanha de blocos identificado por Ribeiro (1954) e Daveau (1969) aplica-se à generalidade da Cordilheira Central Ibérica, e vários autores têm aprofundado o problema à luz da tectónica de placas. Assim, Vegas *et al.* (1990) propõem a existência de uma zona de fraqueza intraplaca onde se concentraram as deformações no Cenozóico. Essa zona teria resultado de cisalhamentos ante-cenozóicos (Cretácico Superior) dominados por movimentos transformantes de tipo desligamento esquerdo (Fig. 1.3-A). A concentração de cisalhamentos paralelos no centro da Península teria causado a individualização de vários pequenos compartimentos tectónicos, resultado de uma

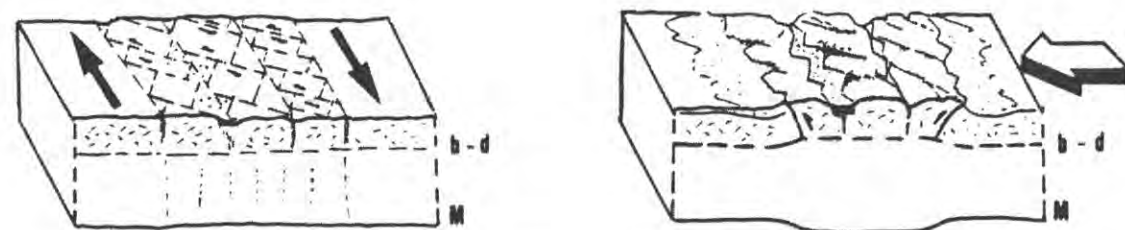


Figura 1.4 – Modelo geodinâmico da Cordilheira Central apresentado por Vegas *et al.* (1990). b-d: Transição entre deformação frágil e dúctil; M – Moho, (Vegas *et al.*, 1990, p. 377).

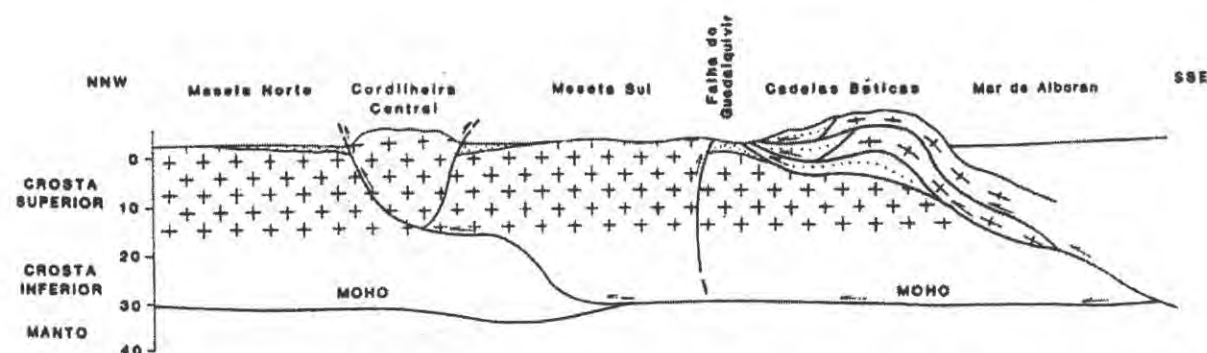


Figura 1.5 – Descolamento ao longo da descontinuidade de Moho e estrutura de tipo *pop-up* originando o levantamento da Cordilheira Central (segundo Ribeiro 1988).

reação da crosta superior à deformação, que originou movimentos destrógiros e consequente fracturação. Ficaram assim individualizados compartimentos de orientação geral SW-NE, que foram posteriormente levantados no Miocénico Médio e Superior, movimento este, ligado à compressão entre as placas Africana e Euroasiática (Fig. 1.3-B). Segundo este modelo, o levantamento deve-se a uma reacção da crosta superficial ao espessamento crustal resultante da compressão. Nos níveis inferiores da crosta, o espessamento foi dúctil, mas na crosta superior deu-se fracturação (Fig. 1.4).

Por outro lado, Ribeiro (1988; ver também Ribeiro *et al.*, 1990) propõe um modelo genético para a Cordilheira Central assente numa tectónica profunda com descolamento do soco ao longo do Moho. O autor pensa que a falha do Ponsul que limita a Cordilheira Central a sudeste, e a falha de Seia-Lousã, que a limita a norte, convergem e se encontram em profundidade, originando o levantamento da Cordilheira numa estrutura de tipo *pop-up* (Fig. 1.5). Poder-se-ia assim explicar o soerguimento da cordilheira no interior da microplaca ibérica.

1.2. O SUBSTRATO GEOLÓGICO

O substrato do sector meridional da Serra da Estrela é predominantemente composto por granitos com moscovite e biotite de grão grosseiro porfiróide, instalados durante a orogenia hercínica numa sequência metassedimentar ante-ordovícica. Essa sequência é um complexo epimetamórfico dobrado composto por filitos cloríticos com intercalações de metagrauvaques, meta-arenitos e metaconglomerados, surgindo também camadas finas de mármore e mármore dolomíticos (Neiva *et al.*, 1987, p. 439-440). Com base nas sequências de Bouma para turbiditos clássicos identificaram-se duas formações distintas nos metassedimentos (*cf.* Ferreira e Vieira, 1999):

- a **Formação do Rosmaninhal**, dominada por metagrauvaques, mas com intercalações de filitos e metaconglomerados;
- e a **Formação de Malpica do Tejo**, constituída essencialmente por filitos, mas com alguns níveis de metagrauvaques.

Neiva *et al.* (1987) referem que os granitóides da Serra da Estrela se dividem, de modo geral, em granodioritos, granitos de duas micas, pórfiros graníticos e granitos moscovíticos. A origem das diferentes variedades petrográficas está relacionada, segundo os mesmos autores, com a cristalização fraccionada *in situ* de um magma parental granodiorítico: a variedade moscovítica deve estar associada à diferenciação por difusão termogravítica; o magma granodiorítico deve ter-se alojado a 720°C; e a partir dele, formaram-se os granitos e pórfiros graníticos a 690°C, mas apenas cristalizaram completamente a 520-400°C; posteriormente, a partir de temperaturas de 400-350°C e até 260-230°C, os granitos de grão grosseiro estiveram sujeitos a alteração hidrotermal localizada, dando origem às variedades róseas e avermelhadas (*ob. cit.*, p. 453); as massas de granodiorito provavelmente formaram-se pela fusão parcial de metassedimentos (*ob. cit.*, p. 450).

No presente trabalho seguimos essencialmente a classificação dos granitóides da carta geológica simplificada do Parque Natural da Serra da Estrela na escala 1:75.000 (*in* Ferreira e Vieira, 1999), com algumas informações extraídas das Cartas Geológicas na escala 1:50.000 dos Serviços Geológicos de Portugal.. A classificação da carta simplificada é particularmente útil do ponto de vista da identificação macroscópica e, além disso, a possibilidade de utilização dos limites dos afloramentos em ambiente SIG, tornou-se particularmente útil ao longo dos trabalhos. Assim, e seguindo essa classificação, os granitóides da parte Sul da Serra da Estrela, podem-se dividir em (Fig. 1.6):

- a) **Granito da Estrela** – É um granito moscovítico de grão médio, podendo haver sectores de grão grosseiro e de tendência porfiróide. É essencialmente alcalino, mas em alguns sectores, pode ter tendência calco-alcalina. Tem como minerais essenciais: quartzo, albite, oligóclase, microclina-pertite, a pertite, microclina e moscovite (Teixeira *et al.*, 1974). A mancha de granito da Estrela apresenta forma em ferradura, aberta para a Nave de Santo António, integrando-se no seu interior, a área do Terroeiro, Alto da Torre e a cabeceira do Vale da Candeeira. Encontra-se ainda um outro afloramento na vertente sul do Alto da Pedrice e próximo do v.g. de Piornos.
- b) **Granito da Pedrice** – É um granito de duas micas de grão fino, e inclui a mancha do Alto da Pedrice, bem como a designada em Teixeira *et al.* (1974), por granito do Cabeço da Bica, que se localiza entre o interflúvio de Taloeiros e o Vale de Alforfa. Segundo Teixeira *et al.* (1974) é essencialmente biotítico. Os minerais essenciais são o quartzo, albite, albite-oligóclase, oligóclase, microclina, microclina-pertite, micropertite, biotite e moscovite (Teixeira *et al.*, 1974).
- c) **Granito do Curral do Vento** – É um granito de duas micas de grão médio de tendência porfiróide, que se estende do Planalto do Curral do Vento até à vertente norte do Covão do Ferro. A sul do Cântaro Raso, surge integrada neste tipo de granito, uma pequena mancha de granito orbicular, que está individualizada na figura 1.4 (Teixeira *et al.*, 1974; Ferreira e Vieira, 1999). Em geral, é um granito alcalino e os minerais essenciais são o quartzo, albite, oligóclase, microclina-pertite, microclina, biotite e moscovite (Teixeira *et al.*, 1974).
- d) **Granito da Covilhã** – É um granito de duas micas porfiróide de grão médio, e corresponde a uma subdivisão da mancha $\gamma\pi g$ da Carta Geológica na escala de 1:50.000. Os minerais essenciais são o quartzo, microclina-pertite, oligóclase, albite, microclina, micropertite, oligóclase-andesina, biotite e moscovite (Teixeira *et al.*, 1974). O granito da Covilhã rodeia as manchas referidas acima, e passa através de um contacto gradativo para o granito de Seia, que se estende numa grande mancha ocupando toda a parte noroeste do sector estudado. Os fenocristais têm um eixo menor muito curto, o que lhes confere um aspecto

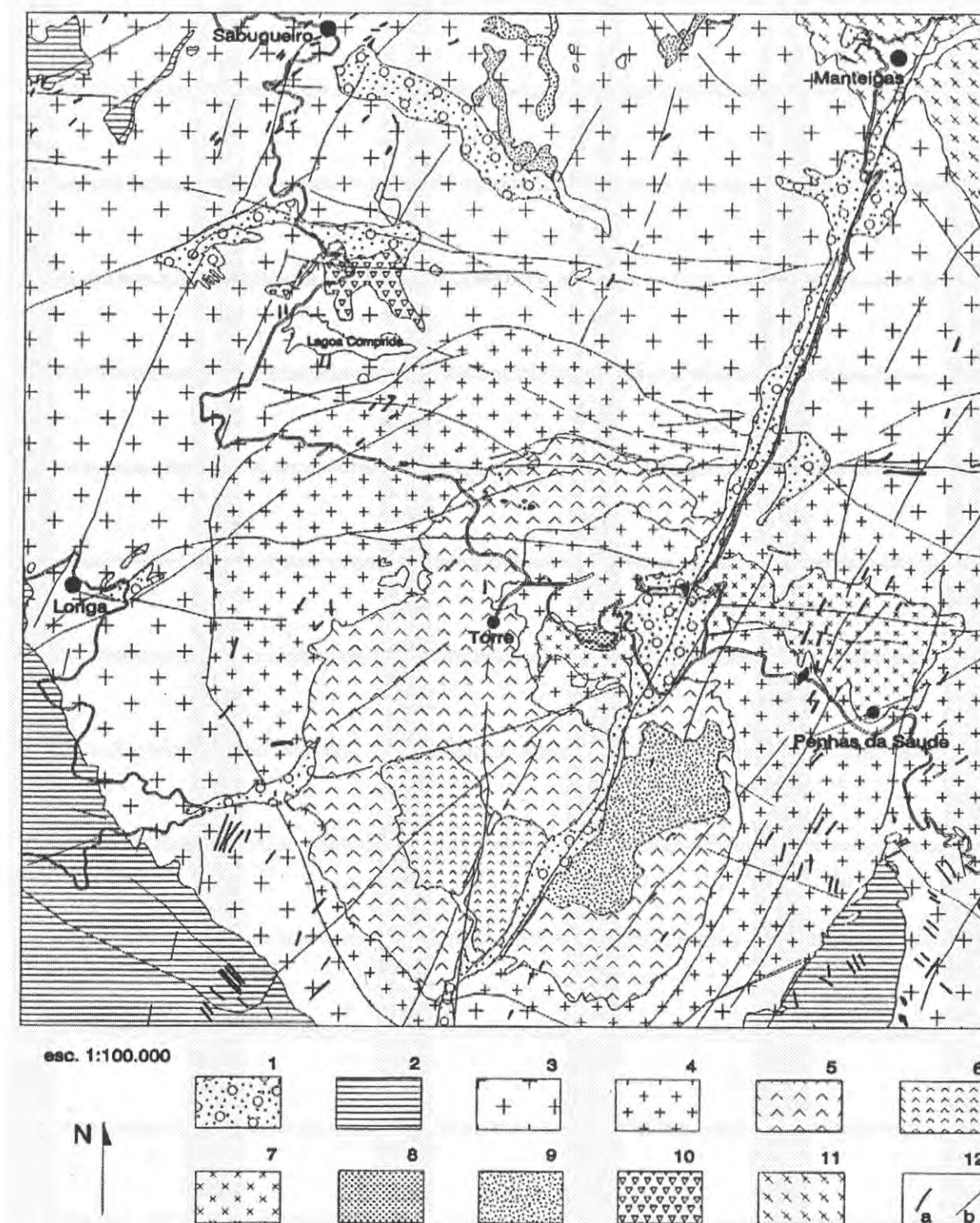


Figura 1.6 - Geologia simplificada da área de glaciação da Serra da Estrela (Daveau *et al.*, 1997). 1 - Depósitos glaciares e fluvioglaciares; 2 - Metassedimentos do Complexo Xistograuvaquico; 3 - granito de duas micas, porfiróide, de grão grosseiro (Granito de Seia); 4 - granito de duas micas, porfiróide, de grão médio (Granito da Covilhã); 5 - granito moscovítico de grão médio a grosseiro (Granito da Estrela); 6 - granito de duas micas de grão fino (Granito do Cabeço da Bica, incluído sob a designação de Granito da Pedrice); 7 - granito de duas micas de grão médio (Granito do Curral do Vento); 8 - granito orbicular de duas micas, de grão médio (Granito do Curral do Vento - orbicular); 9 - granito de duas micas, de grão fino (Granito da Pedrice); 10 - granito biotítico, de grão fino (Granito do Covão do Curral); 11 - granito biotítico porfiróide, de grão médio (Granito de Manteigas); 12 - a) rochas filoneas; b) falhas.

tabular. Além disso, frequentemente estão orientados, reflectindo o fluxo magmático (Ferreira e Vieira, 1999).

- e) **Granito de Seia** – É um granito porfiróide de duas micas, características que são próximas das do Granito da Covilhã, mas o grão é grosseiro e os fenocristais têm contornos mal definidos, encontrando-se normalmente sem orientação no seio da matriz (Ferreira e Vieira, 1999). O Granito de Seia domina no Planalto do Curral do Martins, bem como nas vertentes ocidentais da serra, prolongando-se para norte em direcção a Gouveia e Nabais.
- f) **Granito de Manteigas** – É um granito biotítico de grão médio, não porfiróide, com encraves melanocráticos (dioritos quartzícos), e com composição calco-alcalina com tendência granodiorítica. Os minerais essenciais são o quartzo, oligoclase-andesina, andesina, oligoclase, microclina, microperthite, microclina-perthite e biotite (Teixeira *et al.*, 1974). Este tipo de granito aflora na área de Manteigas, numa mancha alongada na direcção NW-SE, entre o Chão das Barcas e o Cabeço do Moreira. Os afloramentos mostram quase sempre um granito muito alterado, facto que aliás está na origem do carácter amplo do Vale do Zêzere próximo de Manteigas.
- g) **Granito do Covão do Curral** – É um granito biotítico de grão fino de tendência porfiróide, em cuja matriz surgem pequenos cristais de quartzo globular, rodeados de biotite (Ferreira e Vieira, 1999). Aflora a norte da Lagoa Comprida, numa pequena mancha de contorno irregular. Este afloramento é classificado como um granodiorito por Neiva *et al.* (1987).

Além dos granitóides, encontram-se na Serra da Estrela massas e filões aplíticos, aplito-pegmatíticos e pegmatíticos, cortando principalmente os granitos de Seia e da Covilhã. Estas litologias são particularmente importantes no que se refere aos depósitos de vertente, pois muitas vezes são mais resistentes à alteração do que a rocha encaixante, e dão origem a blocos de carácter anguloso, que se podem confundir com macrogelifractos. São também frequentes os filões de quartzo com direcções NE-SW e NNE-SSW e, em alguns locais, ocorrem filões básicos, principalmente compostos por doleritos, instalados ao longo de falhas hercínicas (Neiva *et al.*, 1987).



1.3. O RELEVO DO SECTOR MERIDIONAL

O cariz planáltico dos interflúvios é uma característica fundamental da Serra da Estrela, não só devido à sua marca na paisagem (ver Ferreira *et al.*, 2003), mas também pelo seu efeito na morfogénese, tanto actual, como herdada, como mostramos neste trabalho. Basicamente, a superfície planáltica culminante compreende as altitudes superiores a cerca de 1400 m, mas está fortemente dissecada pelo alinhamento submeridiano dos vales do Zêzere e Alforfa, que a divide em dois sectores (Fig. 1.7): a oeste, entre as Penhas Douradas e o Alto da Torre (ou Malhão Grosso) encontra-se a parte mais alta, com valores entre 1500 e 2000 m, e que designamos neste trabalho por **Planalto Ocidental**; e a leste, entre o Curral da Nave e o Alto da Pedrice, a altitudes entre 1450 e 1760 m, encontra-se o **Planalto Oriental**. Neles, é possível identificar vários degraus que devem ser, em larga medida, controlados pela tectónica, e cujos traços gerais foram identificados por Daveau (1969).

No Planalto Oriental distinguem-se várias subunidades, que, no presente trabalho, designamos por (Fig. 1.7):

- **Planalto do Curral da Nave** (1450 m) - situa-se na parte norte do Planalto ocidental, entre os vales de Beijames e do Zêzere, e prolonga-se para sul, contornando o interflúvio do Curral do Vento;

- **Planalto do Curral do Vento** (1600-1700 m) – situa-se a norte do Vale da Ribeira das Cortes (Penhas da Saúde), e estende-se entre os vértices geodésicos dos Poios Brancos e do Curral do Vento, dominando o Planalto do Curral da Nave;

- **Planalto do Alto da Pedrice** (1700-1750 m) – situa-se no limite sul do Planalto Oriental¹.

Quanto ao Planalto Ocidental, identificam-se três patamares principais (Fig. 1.7):

- **Planalto das Penhas Douradas** (ca. 1500-1550 m) – situa-se na parte norte do Planalto Ocidental, prolonga-se do Corgo das Mós (Penhas Douradas) até à área de Vale das Éguas;

- **Planalto do Curral do Martins** (ca. 1650-1760 m) – é limitado a norte pelo interflúvio da Fraga das Penas, e prolonga-se a sul, até ao v.g. de Piornal, e a oeste, até ao interflúvio setentrional do Vale da Lagoa Comprida;

- **Planalto da Torre** (acima de 1800 m) – constitui a superfície culminante da montanha, e prolonga-se desde o interflúvio do Rodeio Grande (a noroeste), até ao Alto da Torre (a sudeste), incluindo também o interflúvio da Penha dos Abutres².

¹ É de notar que, por vezes, no texto, por conveniência de localização, referimo-nos aos planaltos do Curral do Vento e do Alto da Pedrice como uma superfície única.

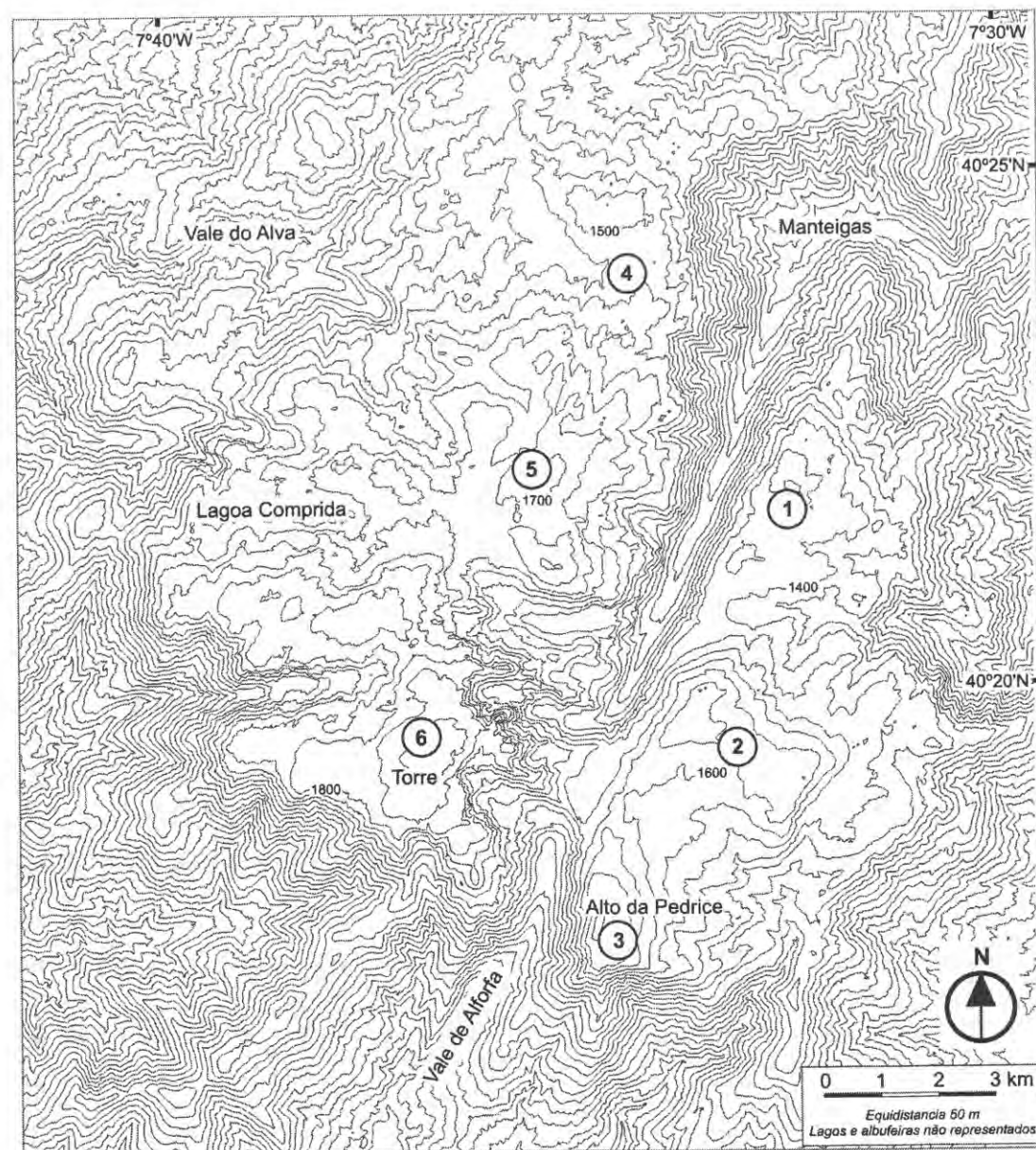


Figura 1.7 – Localização dos diversos sectores dos planaltos da Serra da Estrela, como referidos no texto: 1 – Planalto do Curral da Nave; 2 – Planalto do Curral do Vento; 3 – Planalto do Alto da Pedrice; 4 – Planalto das Penhas Douradas; 5 – Planalto do Curral do Martins; 6 – Planalto da Torre.

As superfícies planálticas são limitadas por degraus de declive moderado e com algumas dezenas de metros de comando, controlados por fracturação de direcção próxima de NW-SE, testemunhando o controlo exercido pela tectónica. Descendo no pormenor, verifica-se que as superfícies dos planaltos são irregulares, e marcadas por pequenas unidades morfológicas, que apresentamos adiante.

No que diz respeito aos vales, o mais importante, e o único que verdadeiramente penetra no interior do maciço central da Estrela sem perder vigor, é o **Vale do Zêzere**, que, como

referimos, divide os planaltos ocidental e oriental (Figs. 1.7 e 1.8). A montante de Manteigas o traçado rectilíneo do vale na direcção NNE-SSW, a regularidade das vertentes, e a forma típica em “U aberto”, são impressionantes, resultando, em larga medida, do encaixe ao longo do alinhamento tectónico que vai de Unhais da Serra até Bragança. Esta linha de fraqueza tectónica facilitou a erosão glaciária e a posterior dinâmica que na fase paraglaciária contribuiu para a regularização das vertentes. Só no troço mais a montante é que o Vale do Zêzere muda de direcção, fazendo um cotovelo, e dirigindo-se para a parte mais elevada da montanha, com a qual contacta através das paredes do circo glaciário do Covão Cimeiro. Ainda no âmbito da mesma bacia-vertente, merece referência o pequeno vale tributário suspenso da Candeeira, com cerca de 3 km de comprimento e com uma grande diversidade de formas e depósitos glaciários, como apresentamos no capítulo 4.4.

A sul do Vale do Zêzere e no mesmo alinhamento tectónico, encontra-se o **Vale de Alforfa** com um traçado simétrico ao primeiro, com o qual contacta através da ampla portela aplanada da **Nave de Santo António**.

Além do referido eixo Zêzere-Alforfa, existem vários vales que entalham os rebordos dos planaltos, sem se prolongarem muito para o seu interior, e apresentando um desenvolvimento radial em relação à parte cimeira. São eles, começando pelo sector noroeste, no sentido inverso aos ponteiros do relógio (Fig. 1.8):

- o **Vale do Alva**, importante afluente do Mondego, que se ramifica próximo da vila do Sabugueiro, a cerca de 1080 m de altitude em vales tributários, que se estendem pelos planaltos das Penhas Douradas e do Curral do Martins. Neste último planalto, assumem um modelado glaciário no Covão do Urso e Nave Descida, sendo também de referir o sector de fundo amplo do Vale do Conde, onde ocorreu importante sedimentação glaciária (ver mapa geomorfológico em anexo);

- o **Vale da Ribeira da Caniça**, glaciado a montante do Porto das Vacas (ca. 990 m), e que penetra no Planalto do Curral do Martins através do Vale da Lagoa Comprida, uma das áreas da Estrela onde a acção erosiva dos glaciares foi mais intensa. A parte mais elevada da bacia-vertente, situada entre os vértices geodésicos do Rodeio Grande e do Cume (ca. 1860 m), drena o Planalto da Torre. O glaciar que se desenvolvia no Vale da Ribeira da Caniça foi designado por Lautensach (1929, 1932) por Glaciar do Covão Grande;

- o **Vale de Loriga**, glaciado acima de 780 m, que penetra no lado ocidental do Planalto da Torre e drena a maior parte da sua área, é um magnífico exemplo de vale glaciário, com um

² Na região da Serra da Estrela, a área que inclui os planaltos do Curral da Nave e da Torre, é frequentemente designada por Planalto Superior.

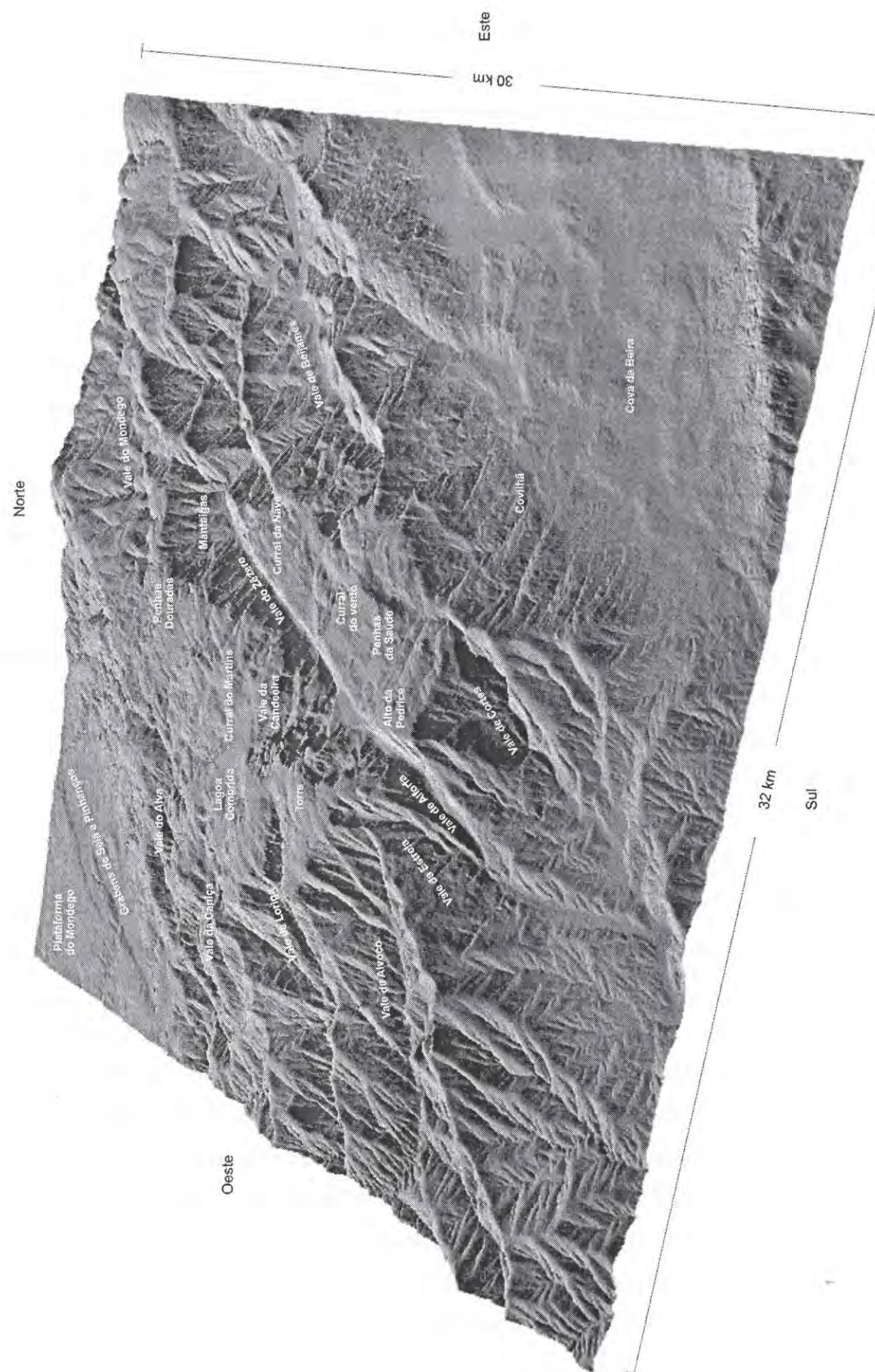


Figura 1.8 – Relevo da Serra da Estrela (imagem elaborada a partir do Modelo Numérico de Terreno da Serra da Estrela, com resolução espacial de 10 m).

clássico perfil transversal em “U”, uma sequência de 4 covões em escadaria bem desenvolvidos (Areia, Nave, Meio e Boieiro), e várias lagoas no contacto com o planalto.

- o **Vale de Alvoco**, localizado a sudoeste do Planalto da Torre, não o chega a entalhar. Tem um perfil transversal em “V” e, para além de uma ampla acumulação fluvioglaciária na área de Corgos, apresenta poucos testemunhos da acção glaciária, em especial no que se refere a formas de acumulação, tendo estado glaciado, pelo menos, a partir de 1400 m de altitude.

- o **Vale da Estrela**, pequeno tributário do Vale de Alforfa, situa-se a sul do Planalto da Torre e a sua característica mais interessante do ponto de vista geomorfológico, é o circo glaciário que se desenvolveu na sua cabeceira. Os vestígios glaciários são claros acima de cerca de 1300 m de altitude.

- o **Vale da Ribeira das Cortes**, que entalha o rebordo sul e sudeste do Planalto do Alto da Pedrice, prolongando-se para montante, até ao rebordo sul do Planalto do Curral do Vento. Deste vale, apenas a cabeceira, situada na área das Penhas da Saúde, foi estudada.

- o **Vale da Ribeira de Beijames**, que está quase na sua totalidade, fora da área de estudo, entalha o Planalto do Curral da Nave por oriente, estendendo-se até à portela da Lagoa Seca. Nesse local encontra-se um conjunto importante de arcos morénicos de recessão, mas o glaciar prolongou-se até pelo menos à área do Vidoeiro, a cerca de 1350 m de altitude, embora os vestígios sugiram tratar-se de um episódio glaciário bastante mais antigo do que a fase da Lagoa Seca.

- Finalmente, a norte da área de estudo, encontra-se o **Vale do Mondego**, que entalha a serra num sentido SW-NE, contactando com a parte norte do Planalto das Penhas Douradas. O Vale do Mondego está claramente fora dos limites da(s) glaciação(ões).

No que respeita às grandes unidades morfológicas, cabe ainda salientar a importância dos flancos sudeste e noroeste da montanha, que constituem imponentes escarpas de falha com comandos superiores a 1000 m. As diferenças na litologia são fundamentais para a conservação dessas vertentes, verificando-se que elas se encontram ainda frescas nos granitos, mas nos metassedimentos a erosão fluvial degradou-as fortemente. Esse facto vê-se perfeitamente na figura 1.8, especialmente no contraste entre as áreas a sul e a nordeste do Planalto do Curral da Nave. Nas primeiras, as altitudes são mais elevadas, os vales rectilíneos e os planaltos impõem-se; e nas segundas, as altitudes são menores, os interflúvios são cristas alongadas e irregulares, e dominam claramente os vales. Aliás, a figura ilustra bem o papel da erosão diferencial no relevo da Estrela, mostrando, como já referira Daveau (1969), que o

relevo actual da montanha, não é apenas o resultado de uma tectónica compressiva. Uma outra área onde se nota bem a influência da litologia no relevo, é o flanco meridional da serra, na área a sul do Vale de Alforfa (Fig. 1.8). Aliás, uma análise cuidada da perspectiva obtida com base no MNT permite delimitar com algum rigor as áreas de contacto entre granitóides e metassedimentos.

1.4. CARACTERÍSTICAS GERAIS DO CLIMA

O conhecimento acerca das características climáticas das áreas altas da Serra da Estrela é escasso, pois as três estações meteorológicas com dados localizam-se abaixo de 1600 m, ou seja, a uma altitude, no mínimo 430 m inferior à do Alto da Torre (Fig. 1.9). Além disso, as estações da Lagoa Comprida (LC – 1560 m) e Penhas da Saúde (PS – 1510 m) deixaram de funcionar na década de 1980, apenas se mantendo actualmente em actividade a estação das Penhas Douradas (PD – 1380 m). Neste apontamento breve, baseamo-nos nos trabalhos publicados por outros autores, e nos dados das normais climatológicas de 1941-70. Embora se tratem de dados insuficientes para uma caracterização detalhada do clima da Estrela, permitem ter uma ideia geral das condições com influência na dinâmica geomorfológica actual. De sublinhar no entanto que, para melhorar o conhecimento das condições térmicas nas partes altas da montanha, tanto ao nível do ar, como do solo e da rocha, instalámos postos termométricos automáticos em vários locais (Cap. 10).

1.4.1. A precipitação

A Cordilheira Central marca geograficamente a transição entre o Sul e o Norte de Portugal (Daveau *et al.*, 1977), apresentando as características típicas de um clima Mediterrâneo com verões quentes e secos, embora com precipitações abundantes no semestre frio, cujos valores

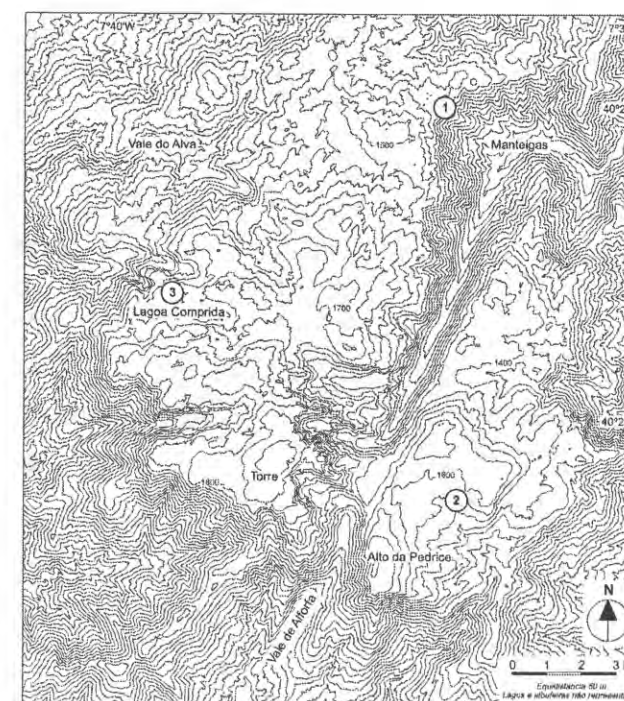


Figura 1.9 – Localização das estações meteorológicas da parte alta da Serra da Estrela cujos dados são usados neste trabalho. 1 – Penhas Douradas; 2 – Penhas da Saúde; 3 – Lagoa Comprida.

ultrapassam 2500 mm nas montanhas mais altas (*ob. cit.*). Estes valores de precipitação muito elevados, traduzem já um certo cariz oceânico, e fazem lembrar mais o que se passa no Noroeste da Península Ibérica, do que o que se verifica no verdadeiro ambiente mediterrâneo.

Os factores que exercem um controle mais significativo na precipitação na Serra da Estrela são a sua orientação (perpendicular ao fluxo das massas de ar húmidas vindas do Atlântico), e a altitude. Aliás, no estudo de Daveau *et al.* (1977) acerca da distribuição e ritmo da precipitação, é notório o aumento dos quantitativos desta com a altitude. Porém, quando a análise se faz em maior pormenor, o padrão espacial é mais complexo, e verifica-se que a área mais húmida se encontra descentrada para leste, abrangendo os planaltos da Torre e da Pedrice – Poios Brancos (Figs. 1.10 e 1.11). À escala local, a distribuição da precipitação é pois, difícil de interpretar, e parece relacionada com a origem das massas de ar, e com o modo como a morfologia da serra controla a sua convergência e divergência (Daveau *et al.*, 1977). Aliás, segundo os mesmos autores, é a convergência dos fluxos de ar na área dos Poios Brancos, que deve explicar os elevados valores de precipitação ali encontrados.

Como referimos acima, a precipitação média anual (1931-60) atinge valores superiores a 2500 mm nos planaltos da Torre e da Pedrice – Curral da Nave (Fig. 1.12). Nos sopés nordeste e sudoeste registam-se os valores mínimos de precipitação, que são próximos de 1000 a 1200 mm. Os amplos sectores planálticos situados acima de 1400 m, recebem valores anuais da ordem dos 2000 a 2500 mm. As irregularidades espaciais nas isolinhas da precipitação

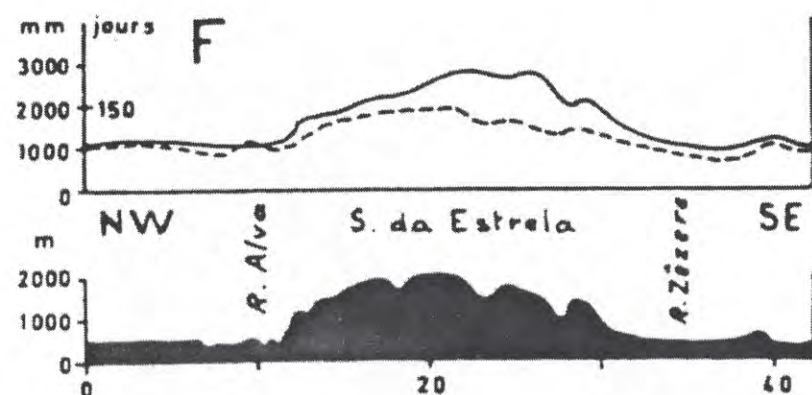


Figura 1.10 – Perfil transversal na Serra da Estrela, ilustrando a precipitação média anual (linha contínua) e o número de dias com precipitação (linha tracejada) para o período de 1931-60 (Daveau *et al.*, 1985).

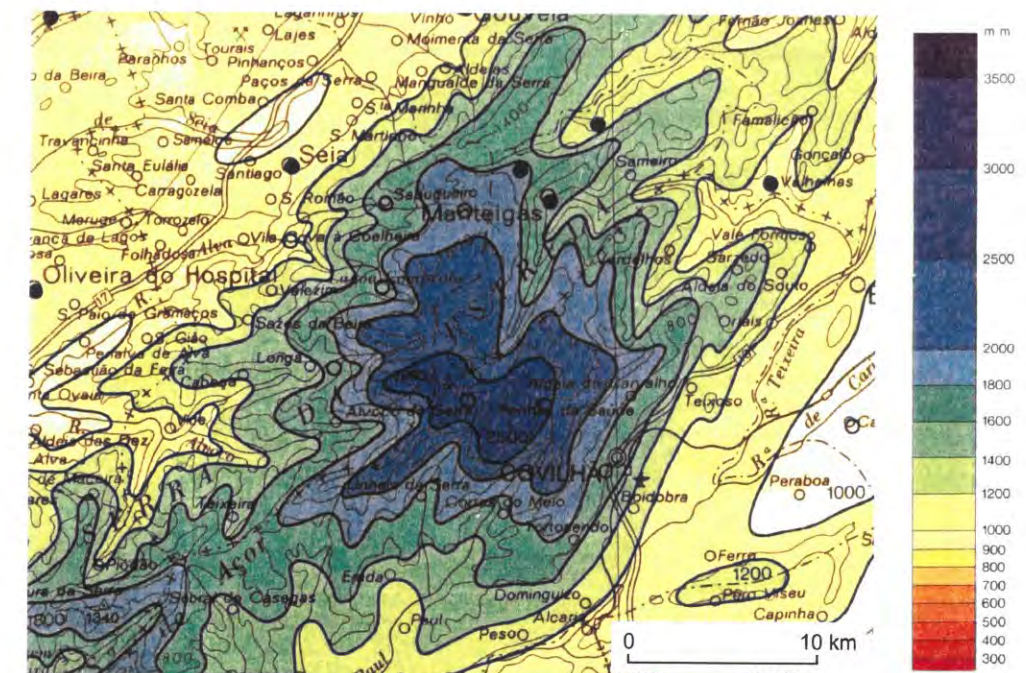


Figura 1.11 – Precipitação anual no período de 1931-60 na região da Serra da Estrela (extraído do mapa da precipitação de Portugal, na escala 1:500.000, de Daveau *et al.*, 1977).

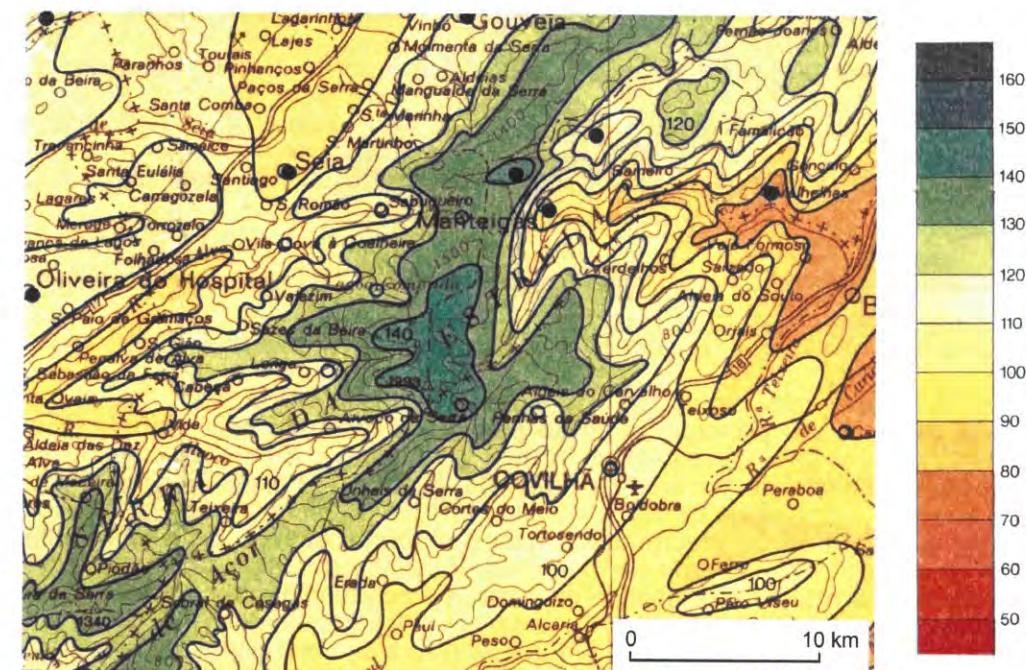


Figura 1.12 – Número anual de dias de precipitação no período de 1931-60 na região da Serra da Estrela (extraído do mapa do número de dias de precipitação de Portugal, na escala 1:500.000, de Daveau *et al.*, 1977).

devem-se especialmente aos vales que se prolongam para o interior da serra, sendo particularmente significativa a influência causada pelo Vale do Zêzere.

Daveau *et al.* (1977) estudaram também a distribuição espacial do número de dias de precipitação, e notaram que os padrões encontrados são distintos dos obtidos para os totais anuais. A área com maior número de dias de precipitação (140 a 150 dias), corresponde

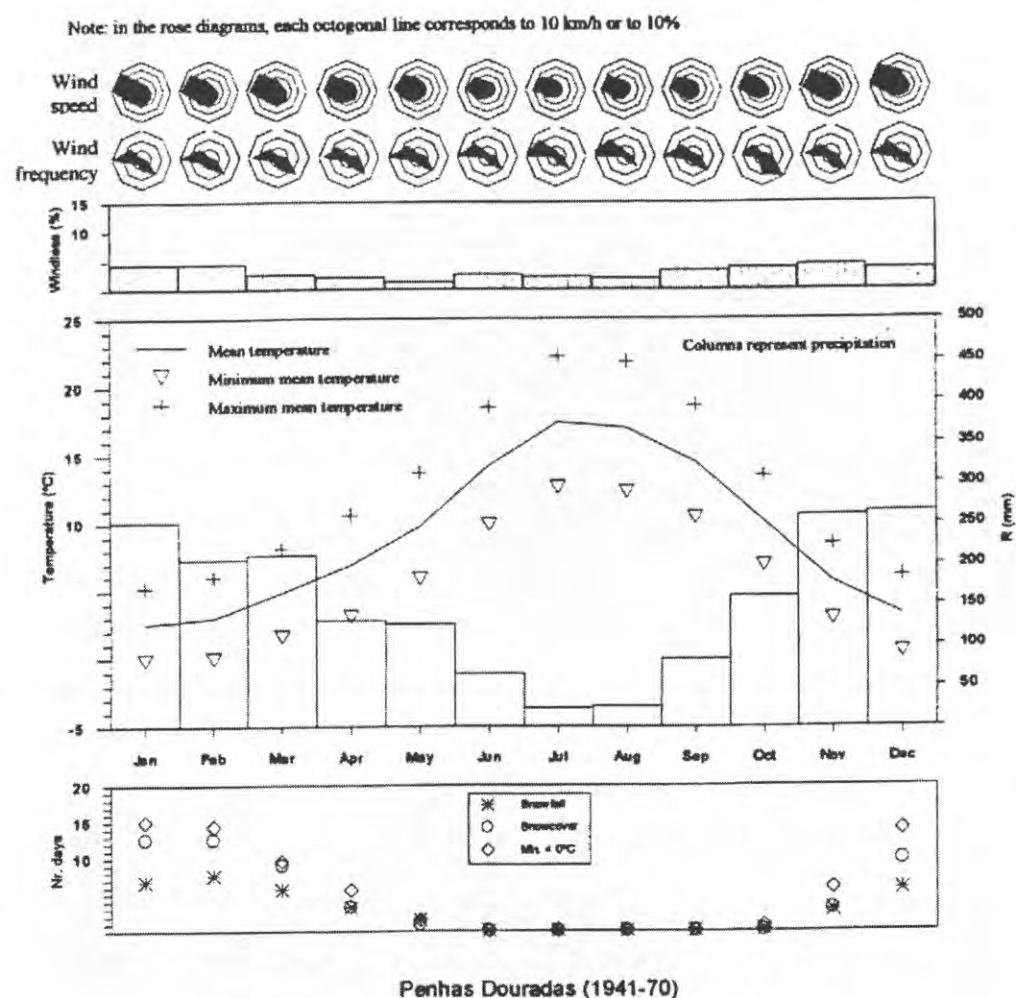


Figura 1.13 – Regime mensal médio dos elementos do clima na estação das Penhas Douradas (Vieira e Mora, 1998 a partir das Normais Climatológicas de 1941-70).

parte mais alta da serra e o principal controlo parece ser exercido pela altitude (Fig. 1.12). Assim, a elevada precipitação da área do Alto da Pedrice – Poios Brancos, corresponde essencialmente a episódios de precipitação menos numerosos, mas de maior intensidade, enquanto na parte ocidental e mais elevada da serra, a precipitação é mais frequente, mas terá em média por episódio, valores inferiores. No que se refere ao contraste entre os planaltos e as áreas de sopé a noroeste e sudeste, verifica-se que os primeiros têm mais de 150 dias de precipitação por ano, enquanto os segundos, apenas registam 100 a 110 dias.

O regime anual da precipitação é marcadamente mediterrâneo, aspecto que é notório, não só nos verões secos, mas também, na irregularidade dos valores registados, tanto a nível inter-mensal, como interanual (Fig. 1.13). Os meses mais secos são Julho e Agosto, com valores médios de precipitação inferiores a 23 mm, em qualquer das 3 estações altas da Serra da

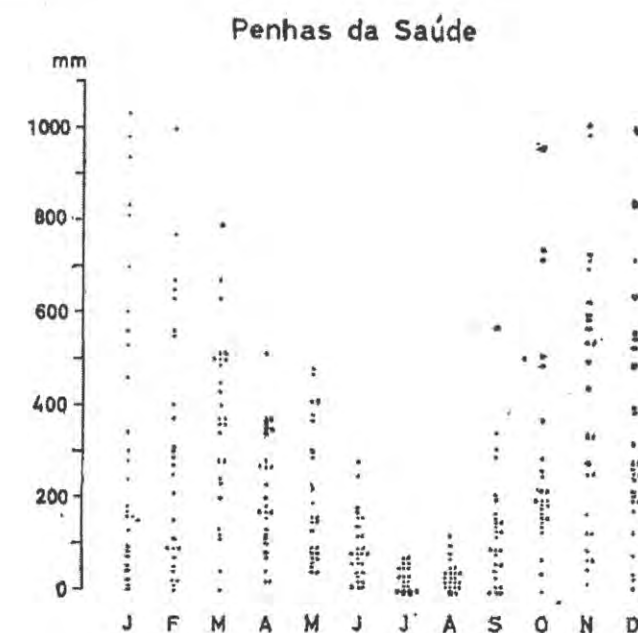


Figura 1.14 – Valores mensais de precipitação nas Penhas da Saúde ocorridos no período de 1942 a 1968 (Daveau, 1972).

Estrela. Os meses mais húmidos coincidem com o Outono e Inverno, sendo eles, principalmente Novembro, Dezembro, Janeiro e Março. No que diz respeito ao número de dias de precipitação, a evolução ao longo do ano é semelhante: Julho e Agosto têm, em média, 2 a 6 dias, enquanto de Outubro a Março, os valores mensais variam entre 10 a 17 dias (Vieira e Mora, 1998).

Daveau (1972) estudou os episódios de chuva intensa, bem como a irregularidade da precipitação em Portugal, e mostrou a existência de uma grande dispersão dos totais mensais ao longo do ano, bem como durações muito variáveis da estação húmida (Fig. 1.14). Este facto foi demonstrado com a série de 27 anos de dados de 1942-68 para as estações das Penhas da Saúde, Gouveia, Guarda e Valhelhas, em que se verificaram casos de ausência, ou muito escassa precipitação, em qualquer dos meses do ano. No que respeita à intensidade da precipitação, Daveau nota que na Cordilheira Central o regime das chuvas é caracterizado por episódios com valores elevados que se prolongam por vários dias, mas com uma ocorrência irregular. É uma situação distinta da que ocorre no Norte do País, onde parte significativa da precipitação cai em episódios de elevada intensidade. No entanto, os episódios de precipitação intensa não são raros na Serra da Estrela, e foram observados em diversos meses do ano.

1.4.2. As temperaturas do ar

As temperaturas do ar nas estações altas da Serra da Estrela reflectem um regime térmico mensal simples, em que o mês mais quente é Julho (PD = 17,4°C; LC = 15,8°C e PS = 16,2°C)

e o mais frio é Janeiro (PD = 2,5°C; LC = 1,6°C e PS = 1,3°C). A evolução das temperaturas entre o máximo e o mínimo anual é, em termos médios, regular (Fig. 1.13). Para as temperaturas mínimas médias, Janeiro é também o mês mais frio (PD = -0,1°C; LC = -1°C e PS = -1,5°C), e conjuntamente com Dezembro e Fevereiro, pertence ao grupo de meses com mínimas médias inferiores a 0°C, ou muito próximas deste valor. Nos meses de Verão, este mesmo parâmetro tem valores relativamente altos, oscilando entre 11 e 12°C. As temperaturas máximas médias mensais seguem o mesmo regime, e têm valores de 4 a 6°C no Inverno, subindo para 20 a 22°C no Verão, o que ilustra o carácter quente desta estação (Vieira e Mora, 1998).

O número de dias com temperatura mínima do ar inferior a 0°C varia entre 67 nas Penhas Douradas e 87 nas Penhas da Saúde, sendo que os meses de Dezembro, Janeiro e Março apresentam aproximadamente metade dos dias com aquelas condições. Por outro lado, nos meses de Verão, só muito raramente se verificaram temperaturas mínimas abaixo de 0°C (ob. cit.).

A regressão entre as temperaturas médias mensais das estações das Penhas Douradas, Penhas da Saúde e Lagoa Comprida e a altitude, apresenta resultados estatisticamente significativos ($R^2 > 0,97$), e permite estimar as temperaturas médias para as partes mais altas dos planaltos (ob. cit.). Naturalmente, é um método com limitações, pois apenas foram utilizados dados de três estações com escassa representatividade altitudinal (1360 a 1560 m). Tratam-se porém, de estações de planalto, ou de margem de planalto, e que por isso devem ser representativas da situação na parte alta da serra, com condições topográficas semelhantes. As rectas de regressão obtidas permitem estimar um gradiente altitudinal de -0,6°C/100 m, valor próximo do gradiente adiabático da atmosfera padrão (Stull, 2000). Com base nos resultados obtidos ($R^2 = 0,99$), estimamos valores de cerca de 5°C a 2000 m, de 7,5°C a 1600 m e de 9,8°C a 1200 m. As temperaturas médias de Janeiro são inferiores a 3°C acima de 1400 m, e encontram-se entre -2 e -1°C no Alto da Torre. Esta será a única área em Portugal Continental, com temperaturas médias mensais inferiores a 0°C (Vieira e Mora, 1998). Usando as equações de regressão mensais, apresentámos no mesmo trabalho um regime térmico médio estimado para o Alto da Torre para o período de 1941-70 (Fig. 1.15). Pode-se verificar no gráfico que o mês mais frio é Fevereiro, com uma temperatura média estimada de -1,7°C e o mês mais quente é Julho, com 11,8°C. Temperaturas mínimas médias mensais inferiores a 0°C ocorrem, por estimativa, de Dezembro a Março.

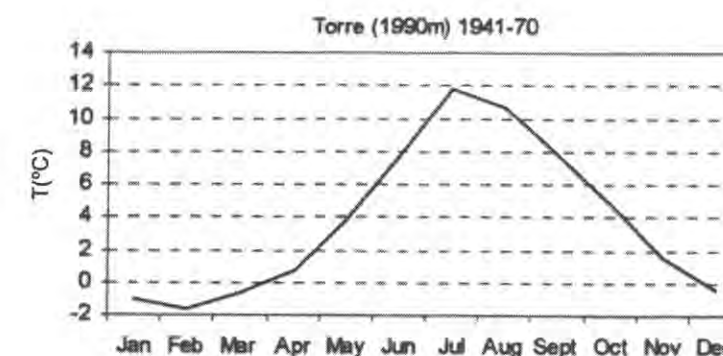


Figura 1.15 – Temperaturas médias mensais no Alto da Torre estimadas por regressão a partir dos dados das estações das Penhas Douradas, Penhas da Saúde e Lagoa Comprida para o período de 1941-70 (Vieira e Mora, 1998).

1.4.3. O vento

Os regimes do vento na Serra da Estrela são complexos e apresentam variações locais importantes, como se depreende dos dados das estações altas da Estrela, não só quanto às frequências de ocorrência, mas também no que se refere às velocidades por rumo (Fig. 1.13). Esta é aliás, uma característica comum das regiões de montanha, onde os efeitos da topografia no vento são prevaletentes (Barry, 1992; Whiteman, 2000).

As velocidades máximas do vento ocorrem no Outono e Inverno, especialmente de Novembro a Março, com médias mensais de cerca de 27 km/h (Fig. 1.13). O Verão é caracterizado por velocidades de vento mais baixas, particularmente nos meses de Junho e Agosto. Esta sazonalidade é seguida pelo número de dias de calma nas Penhas da Saúde e na Lagoa Comprida, mas já no caso das Penhas Douradas, as situações de calma diminuem no Verão (Vieira e Mora, 1998).

1.4.4. A neve

O conhecimento objectivo das características da neve na Serra da Estrela, é praticamente inexistente. Os dados recolhidos nas estações meteorológicas da rede nacional (IM) são escassos e de pouca qualidade, pois apenas se referem ao número de dias de neve, e de solo coberto de neve (Fig. 1.16). Não existe mesmo qualquer registo publicado acerca da espessura da neve no solo, quantitativos de neve, nem das suas características, o que limita seriamente os estudos rigorosos. Outro aspecto importante, é a altitude demasiado baixa das estações (<1610 m), que não permite caracterizar as áreas altas da serra, onde a neve permanece durante mais tempo.

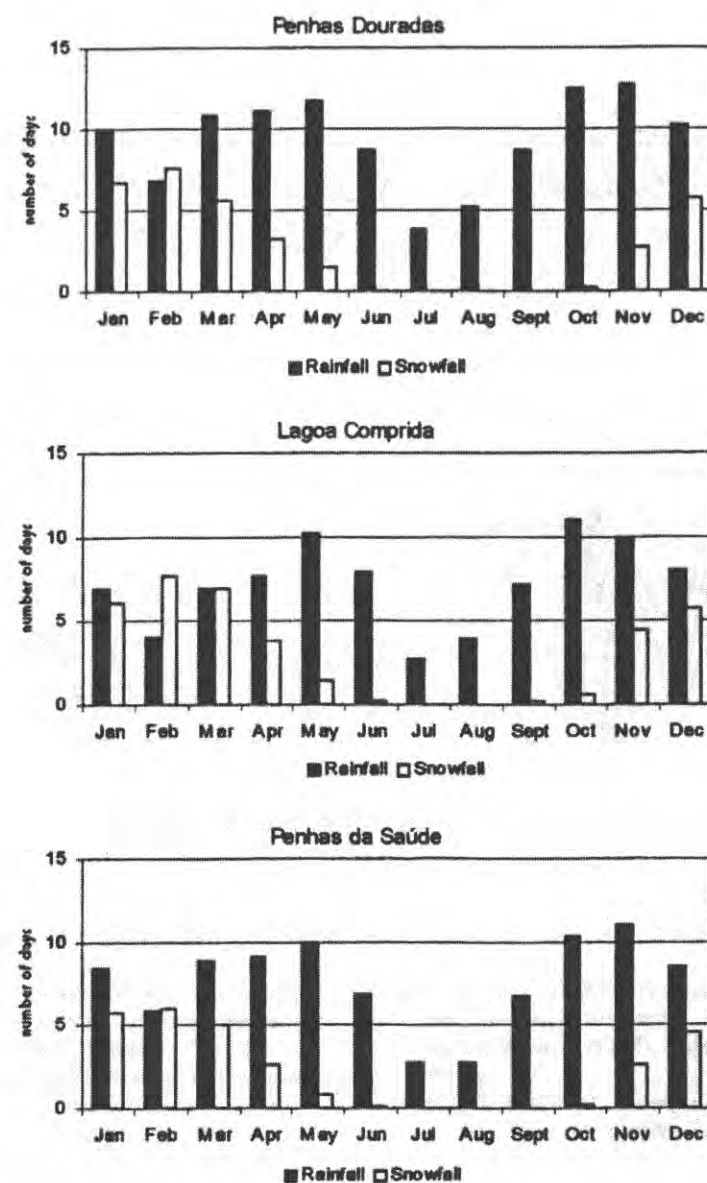


Figura 1.16 – Número médio mensal de dias de chuva e neve nas estações meteorológicas de altitude da Serra da Estrela, no período de 1941-70 (Vieira e Mora, 1998).

Usando os dados das estações meteorológicas das Penhas Douradas, Penhas da Saúde e Lagoa Seca, tentou-se avaliar as características da cobertura de neve da Serra da Estrela nos meses de Dezembro a Março (Andrade *et al.*, 1992). Essa análise baseou-se nos dados mensais publicados no Anuário Climatológico de Portugal de 1957 a 1986, período que corresponde à série de 30 anos mais recente com registos nas 3 estações referidas. Os dados existentes, permitiram verificar que a cobertura de neve na Estrela é caracterizada por uma grande irregularidade, tanto no que se refere ao número de dias anuais, como mensais; ou seja, um mês com um elevado número de dias de neve, pode ser seguido por um mês sem neve nenhuma. Isso deve-se à irregularidade dos episódios com queda de neve, que muitas

vezes são seguidos por chuva ou por situações com temperaturas elevadas, e que se traduzem numa rápida fusão.

O decil 1 do número de dias com neve no solo de Dezembro a Março registado no período de 1957-86, foi de apenas 19 nas Penhas Douradas, 24 na Lagoa Comprida e 8 nas Penhas da Saúde. No que se refere à mediana, as Penhas Douradas registam 45 dias com neve no solo, as P. Saúde 30 dias, e a Lagoa Comprida 50 dias. O decil 9 nas mesmas estações é de, respectivamente, 66, 46 e 79 dias de neve no solo. Uma estimativa do número de dias de solo coberto de neve, de Dezembro a Março no Alto da Torre, aponta para 30 dias no caso do decil 1, e cerca de 90 dias para o decil 9 (Andrade *et al.*, 1992).

A figura 1.16 ilustra a distribuição do número de dias mensal com queda de neve e de chuva nas 3 estações altas da Estrela, mostrando claramente, que mesmo nos meses de Inverno, a chuva é mais frequente. A única exceção é Fevereiro, com mais dias de neve, do que de chuva. Estes dados ilustram bem a dificuldade da manutenção da cobertura de neve no solo durante períodos prolongados, pelo menos até à altitude de 1600 m, que corresponde à estação da Lagoa Comprida.

Mais recentemente, Mora e Vieira (2004) utilizaram imagens Landsat para o cálculo do balanço radiativo nos planaltos da Serra da Estrela, e referem a distribuição da neve numa imagem de Fevereiro de 1992. Nessa imagem, são claros os padrões espaciais de fusão ligados à insolação, em particular no que se refere à manutenção da neve nas vertentes expostas a norte, e à sua inexistência nas vertentes expostas a sul, mas também o controle exercido pela altitude, favorecendo a presença da neve no solo.

1.5. OS ANDARES BIOCLIMÁTICOS E A VEGETAÇÃO

A Serra da Estrela conheceu os primeiros desenvolvimentos significativos no conhecimento das suas características botânicas, aquando da expedição de 1881 organizada pela Sociedade de Geografia de Lisboa, os quais foram compilados e publicados por Henriques (1883). Pinto da Silva e Teles, muito mais recentemente, publicaram “A flora e a vegetação da Serra da Estrela”, onde definiram os traços gerais da distribuição das principais comunidades vegetais, bem como três andares de vegetação (Pinto da Silva e Teles, 1980). Jansen (2002) apresenta uma detalhada síntese dos conhecimentos mais recentes acerca da vegetação da Serra da Estrela, com especial ênfase numa abordagem geobotânica, que é uma contribuição particularmente útil para os estudos da dinâmica geomorfológica actual.

Jansen (2002) classificou os andares bioclimáticos da Serra da Estrela, baseando-se numa primeira divisão à escala dos macrobioclimas, em dois tipos: o temperado, e o mediterrâneo. O primeiro domina nas vertentes expostas a oeste e a norte, e nas partes mais altas da serra, enquanto o segundo, domina nas vertentes a menor altitude, expostas a leste e em alguns vales. O autor distingue 5 a 6 variantes altitudinais, salientando que o macrobioclima temperado parece ocupar uma maior área da montanha. Este divide-se em 3 ou 4 variantes: **mesotemperado**, **supratemperado**, **orotemperado**, e provavelmente existirá também o **criorotemperado**. Por outro lado, o macrobioclima mediterrâneo divide-se em **mesomediterrâneo** e **supramediterrâneo**. Jansen integra estas 5 a 6 divisões bioclimáticas nos três andares clássicos de Pinto da Silva e Teles (1980): **basal**, **intermédio** e **superior**, embora chame a atenção para as diferenças induzidas pelo relevo nos climas e pelas condições hídricas do solo (Fig. 1.17).

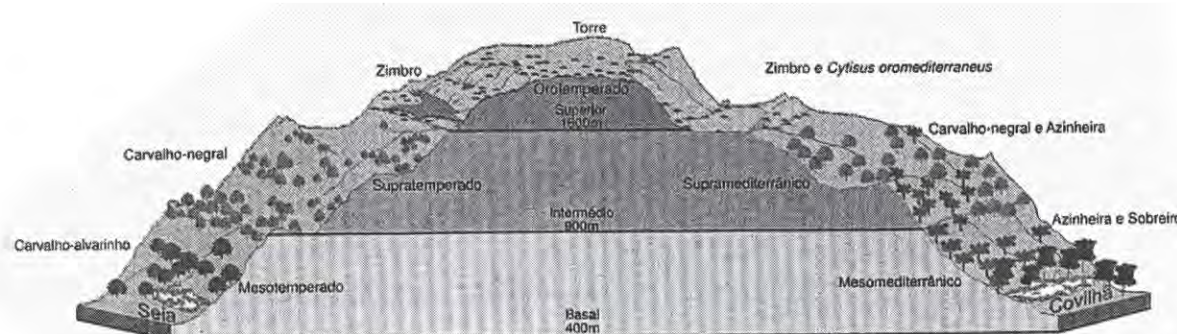


Figura 1.17 – Andares bioclimáticos da Serra da Estrela num transecto de oeste (Seia) para leste (Covilhã), segundo Jansen (2002, p. 21).

Assim, o **andar basal**, que se estende do sopé da montanha até cerca de 800 m de altitude, inclui os andares mesotemperado e mesomediterrâneo. A vegetação potencial do andar mesomediterrâneo nas áreas mais húmidas, corresponde principalmente a bosques perenifólios ou mistos de quercíneas perenifólias e caducifólias dominadas por *Quercus suber*, mas em condições menos húmidas, o domínio é exercido pelo *Quercus rotundifolia* (Jansen, 2002, p. 19). Já no caso do andar mesotemperado, dominariam os bosques de carvalhos caducifólios com elementos perenifólios, constituídos principalmente por *Quercus robur*. Os “solos mais húmidos suportariam bosques de *Fraxinus angustifolia* e, nos vales, ao longo dos rios, galerias de *Alnus glutinosa*” (ob. cit., p. 19). Porém no andar basal, o povoamento humano é máximo e também o seu impacto sobre a vegetação natural, e por isso, actualmente existem escassos fragmentos de bosques semi-naturais, dominando várias etapas de degradação dos bosques climáticos (matagal, matos rasteiros de *Cistus* e *Lavanda*, prados abertos, ou prados semi-naturais directamente ligados às actividades humanas).

O **andar intermédio** situa-se entre cerca de 800 e 1600 m de altitude, e enquadra os andares supratemperado e supramediterrâneo. A vegetação potencial do primeiro seria formada por bosques de *Quercus pyrenaica*, e sob condições climáticas e edáficas particulares, surgiriam bosques de *Betula celtibérica* ou de *Taxus baccata*, por vezes, misturados com *Ilex aquifolium*. Nos solos mais húmidos surgiriam bosques de *Fraxinus angustifolia* e próximo dos cursos de água, floresta galeria de *Alnus glutinosa*. No que se refere ao andar supramediterrâneo, a vegetação potencial seria formada por bosques caducifólios ou mistos de quercíneas caducifólias e perenifólias com *Quercus pyrenaica* e *Quercus rotundifolia*. Restam apenas raros e incompletos exemplos dos bosques climáticos, tendo a sua degradação conduzido à instalação de urzais, giestais e caldoneirais, ou nos casos mais degradados, a prados pioneiros (ob. cit., p. 20).

O **andar superior** situado acima de 1600 m é dominado pelo andar orotemperado, e como se referiu, apresenta elementos do andar criorotemperado em áreas onde a acção do frio é mais intensa. A vegetação potencial natural é constituída por zimbrais rasteiros (com ou sem *Cytisus oromediterraneus* ou *Pinus sylvestris*) e caldoneirais pulviniformes de *Echinopartum ibericum* subsp. *Pulviniformis*. A vegetação edafófila é composta principalmente por “comunidades de rochedos, de cascalheiras e de turfeiras, formações de pequenos lagoachos, ribeiros e lagos, e talvez alguns prados quionófilos (tolerantes à neve) ou tolerantes ao gelo. Existem, no entanto, em vastas áreas, etapas de degradação originadas pelos incêndios e pelo pastoreio, que são compostas por urzais, giestais de *Cytisus oromediterraneus*, prados semi-naturais e prados pioneiros” (ob. cit., p. 20).

1.6. PRINCIPAIS ESTUDOS ANTERIORES SOBRE OS PALEOAMBIENTES DA SERRA DA ESTRELA

1.6.1. Os estudos sobre a glaciação da Serra da Estrela

A questão das glaciações em Portugal parece ter sido levantada pela primeira vez no séc. XIX, período em que depósitos de tipo *raña* foram interpretados como glaciogénicos por vários autores, como Ribeiro (1866-67), Cabral (1881) e Delgado (1895-98) (cf. Ferreira, 1993). Estas observações sugeriam uma glaciação muito extensa, em especial no Norte de Portugal, com glaciares chegando até próximo da costa na área do Porto, como sugeriu Cabral (1881). Apesar dessas observações, foi Cabral (1884) que pela primeira vez mostrou, com observações conclusivas, a ocorrência de testemunhos de uma glaciação na Serra da Estrela (ob. cit.). Nesse mesmo ano, de acordo com Obermaier (1884 citado por Lautensach, 1929, 1932), Penck sugeriu também a existência de uma glaciação nas serras da Estrela e de Guadarrama. Já no séc. XX, Fleury (1916) retomou as observações de Cabral (1884) e descreveu as principais características da glaciação da Serra da Estrela (cf. Lautensach, 1929, 1932).

Porém, uma abordagem moderna e sistemática da glaciação da Serra da Estrela, apenas surgiu com Lautensach em 1929, num trabalho posteriormente traduzido para português em 1932. Aquele geógrafo visitou a montanha durante 3 meses em 1927 e 1928, e percorreu-a fazendo detalhadas observações de campo, estabelecendo então os traços gerais da glaciação, os quais, em larga medida, ainda permanecem válidos. Porém, naquela época as bases cartográficas eram de fraca qualidade, e isso influenciou decisivamente as expressões das observações de Lautensach, que ainda assim, publicou o primeiro mapa da glaciação, sobre uma base topográfica na escala 1:100.000, que o próprio corrigiu em alguns locais (Fig. 1.18). Nesse mapa, além dos limites dos glaciares na sua extensão máxima, encontram-se ainda definidas as curvas de nível da superfície glaciária, bem como as principais moreias. Segundo a interpretação apresentada, os glaciares da Estrela seriam mais extensos do que aquilo que propomos, com excepção do glaciar do Covão do Urso que é definido como sendo bastante mais pequeno. Mas a base topográfica é, de facto, muito deficiente, e isso põe, para além da própria dificuldade que Lautensach terá tido em cartografar a glaciação, muitas limitações na transposição para o terreno da posição precisa da margem glaciária por ele proposta; ou seja, há o problema de acumular dois erros, o do autor, com o do leitor.

Lautensach notou também que a morfologia pré-glaciária exerceu o principal controlo no

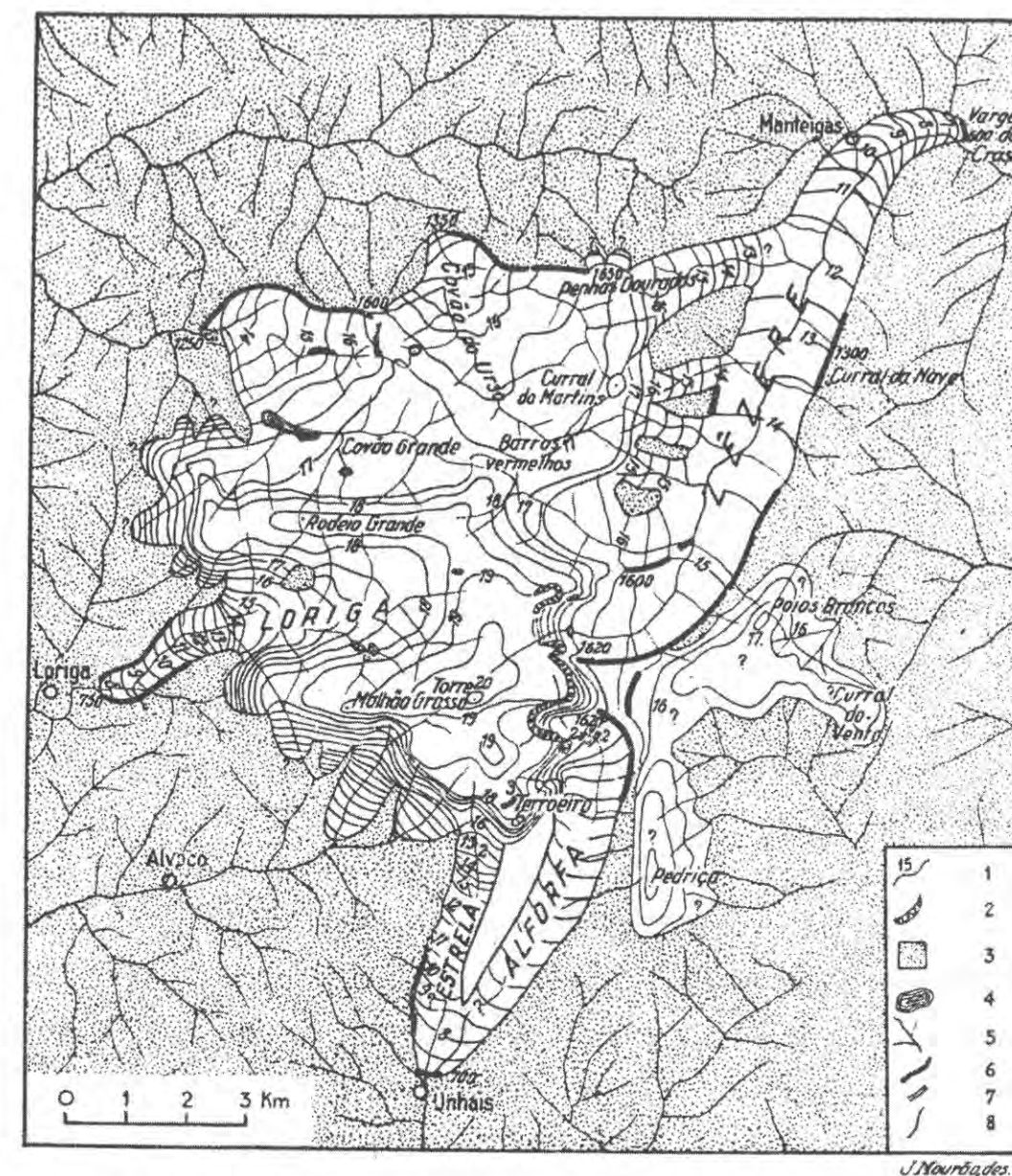


Figura 1.18 – A glaciação da Serra da Estrela segundo Lautensach (1929, 1932 em Ribeiro, 1949, p. 43): 1 - curvas de nível da superfície glaciária; 2 - escarpas; 3 - superfície não glaciada; 4 - lagos de origem glaciária; 5 - rede hidrográfica actual; 6 - moreias do máximo glaciário; 7 - moreias das fases de recessão; 8 - limite provável do glaciar.

desenvolvimento dos glaciares, e assinalou a dissimetria oeste-este na glaciação, com glaciares mais desenvolvidos e formas mais nítidas do lado oriental. Esta dissimetria estaria relacionada com a deriva nivo-eólica causada pelos ventos de oeste, que teriam prevalecido durante a glaciação. Com base na altitude máxima das moreias laterais, Lautensach localizou o nível das neves perpétuas a uma altitude de 1650 m, valor que, em larga medida, permanece válido (ver discussão no Cap. 5.3). Identificou ainda 3 estádios na glaciação, definidos por alinhamentos morénicos.

Uma outra contribuição de Lautensach que merece referência é a sistematização da paisagem da Serra da Estrela em 4 zonas concêntricas, centradas na parte alta da montanha: um sector interno dominado pelas rochas aborregadas e blocos erráticos; uma cintura estreita de moreias laterais e terminais; a zona das rochas em forma de sino e dos campos de blocos e calhaus, que associa a leques fluvioglaciários de transição; e finalmente, na parte mais externa, o domínio dos tors, *castle-koppjes* e das vertentes de alteração. Como veremos adiante trata-se de uma simplificação excessiva das condições da serra, mas que é particularmente útil para enquadrar os conhecimentos das características gerais da glaciação que se dispunham naquela época.

Foi só cerca de 40 anos mais tarde que no clássico “*La glaciation de la Serra da Estrela*”, Daveau (1971) apresentou um novo estudo detalhado da glaciação. É um trabalho baseado num reconhecimento de campo de pormenor, acompanhado da nova cartografia topográfica à escala 1:25.000, e apoiado na análise das fotografias aéreas à escala aproximada 1:26.000 de 1958. Com essas bases, Daveau retomou e reviu os trabalhos de Lautensach, e publicou um mapa da glaciação à escala aproximada 1:90.000, que ainda permanece válido na maior parte dos limites glaciários (Fig. 1.19). É um documento que inclui os limites das margens glaciárias, os principais alinhamentos e acumulações morénicas, as escarpas na área glaciada, os terraços de *kame* (identificados pela primeira vez pela autora), os terraços proglaciários, os lagos colmatados e os cones de detritos ao longo dos vales. Daveau (1971) salienta que a maior parte das observações de Lautensach permanecem válidas, em particular no que se refere ao controlo exercido pela morfologia pré-glaciária, e à existência de testemunhos seguros de apenas uma glaciação. No que respeita aos limites glaciários, Daveau propõe uma extensão menor na maior parte dos vales, com a qual estamos, aliás, no geral de acordo. A principal excepção é o Glaciar do Zêzere que em nosso entender era menos extenso do que o proposto pela autora.

Daveau (1971) definiu de modo bastante preciso os limites glaciários, mostrando a existência de um glaciar de planalto, que alimentava vários glaciares de vale, e calculou uma área da superfície glaciada de cerca de 70 km² e uma espessura de gelo de cerca de 80 m no Planalto da Torre, valores que são próximos dos que obtivemos no presente trabalho. Tanto Lautensach como Daveau indicam que os planaltos do Alto da Pedrice e do Curral do Vento não estiveram glaciados, mas que devem ter apresentado uma cobertura de neve ou gelo pelicular e sem movimento, facto atestado pela ausência de modelado e de depósitos glaciários, e pela presença de *tors*.

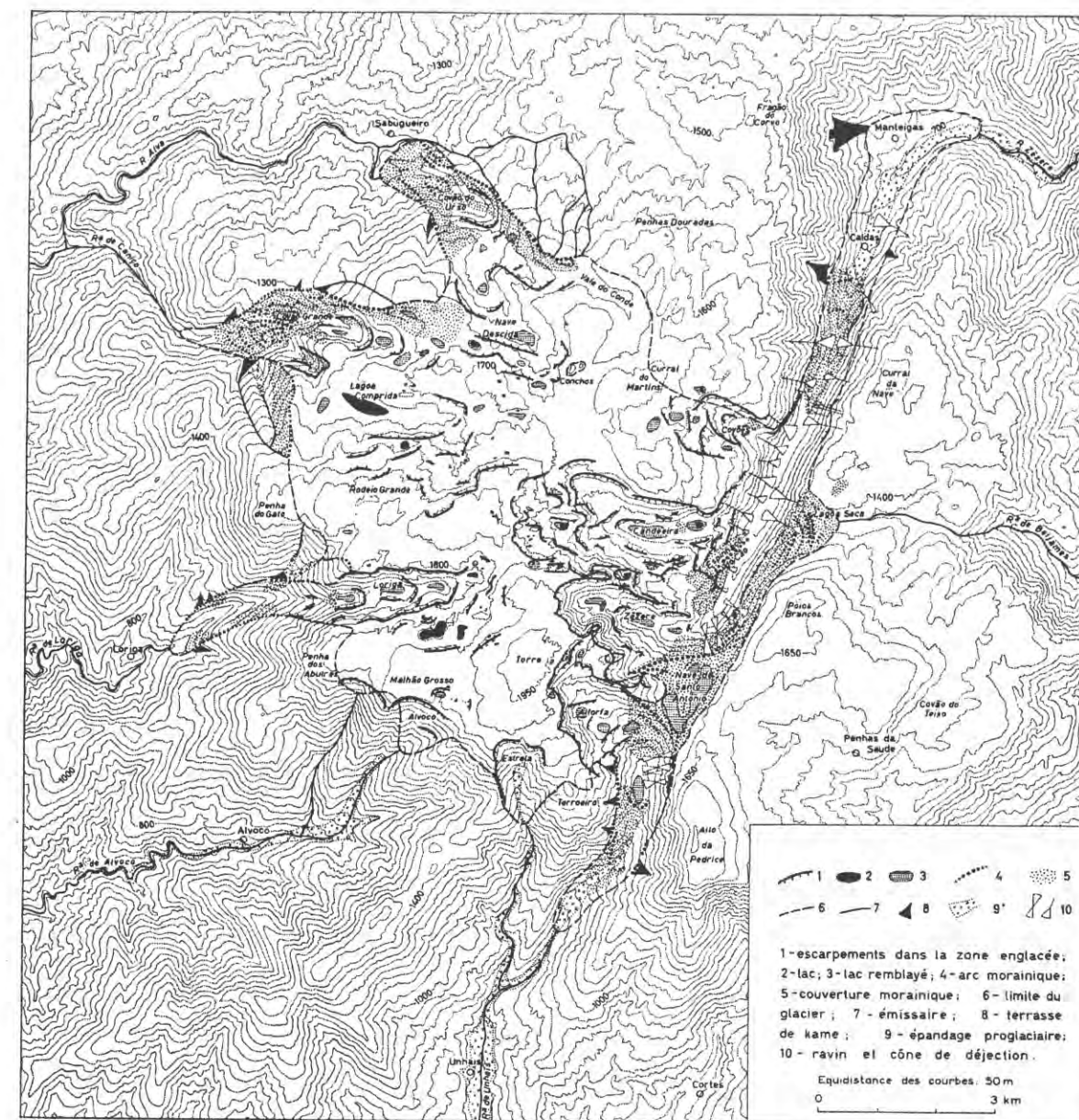


Figura 1.19 – Glaciação da Serra da Estrela (Daveau, 1971). 1 – Escarpas na área da glaciação; 2 – lago; 3 – lago colmatado; 4 – arco morénico; 5 – cobertura morénica; 6 – limite do glaciar; 7 – rio proglaciário; 8 – terraço de kame; 9 – depósito proglaciário; 10 – barranco e cone de dejeção.

Daveau classificou os glaciares de vale da Serra da Estrela em 3 tipos:

- a) **Glaciares expostos a sul e sudeste** – representados pelos glaciares da Estrela e Alvoco, e eram massas de gelo de pequena dimensão, com 2,5 e 2 km de comprimento, respectivamente, que permaneciam alcandorados nas vertentes a cerca de 1300 m de altitude;
- b) **Glaciares expostos a norte e noroeste** – representados pelos glaciares do Covão do Urso e do Covão Grande, ambos com 6,5 km de comprimento, e terminando a 1050 e a 970 m de altitude, respectivamente. Estes glaciares eram alimentados pela parte

setentrional do planalto, que é relativamente baixa em comparação com a parte meridional;

- c) **Glaciares de vale longos** – representados pelos glaciares do Zêzere, Alforfa e Loriga, que do planalto mergulham rapidamente em estreitos entalhes pré-glaciários, com extensões de, respectivamente, 13, 5,5 e 7 km, e terminando a altitudes entre 680 850 m. Estes eram glaciares cuja dimensão era controlada essencialmente pelas condições topográficas favoráveis à acumulação de neve;

Esta classificação reflectiria contrastes que o relevo pré-glaciário não explicaria suficientemente, o que levou Daveau (1971, p. 32) a indicar a existência de dois factores climáticos importantes: os ventos de Oeste e Noroeste que no Inverno sopravam a neve para sotavento, e no Verão uma dissimetria na insolação que induziria a fusão mais acentuada nos glaciares expostos a sul. Estes factos levam a autora a propor um ritmo climático mediterrâneo para o máximo glaciário.

Um outro aspecto em que Daveau foi pioneira, foi no assinalar a presença de vários terraços de kame presentes ao longo dos principais vales glaciários, nos locais onde valeiros ou barrancos convergiam com a superfície glaciária. Da acumulação de sedimentos transportados nesses entalhes das vertentes, resultaram terraços de forma triangular, facilmente identificáveis, tanto no terreno, como nos mapas topográficos 1:25.000, e que permitem reconstituir o limite da superfície glaciária nos vales. Uma outra característica geomorfológica importante a que a autora deu particular relevo, são os terraços proglaciários, em particular os localizados nos vales de Alforfa (próximo de Unhais da Serra), de Alvoco e do Zêzere (na área de Manteigas). No Vale de Alforfa são identificadas 2 gerações de terraços, uma de máximo glaciário, e outra, pós-máximo. Já na área de Manteigas, os terraços fluvioglaciários são atribuídos a uma fase pós-máximo.

Num estudo mais recente, na sequência dos trabalhos realizados na Serra do Gerês (Ferreira *et al.*, 1992, 1999; Vidal Romani *et al.*, 1990), Daveau *et al.* (1997) retomam o estudo da glaciação da Serra da Estrela e apresentam novas observações, em especial no que respeita a cortes em *till* que não tinham sido ainda tratados em trabalhos anteriores. Nesse artigo, são lançadas as bases para parte trabalho que agora apresentamos, e os temas tratados são adiante abordados em maior pormenor, pelo que não lhes fazemos, para já, referência.

1.6.2. O contributo dos estudos de palinologia

Para terminar esta caracterização geral da Serra da Estrela, é útil referir os trabalhos efectuados pela equipa do Laboratório de Paleobotânica e Palinologia da Universidade de

Utreque, conduzidos, primeiro por Janssen e, mais tarde por Van der Knaap e Van Leeuwen. Esses trabalhos visavam “reconstituir a história da vegetação dos andares serranos – montanhês e (sub)alpino” de uma série de montanhas dispostas ao longo de um gradiente fitogeográfico e climático, que incluíam os Vosgos, o Forez no Maciço Central francês, os Montes Cantábricos e as serras de Portugal (Janssen, em Daveau, 1985, p. 66). Mais recentemente, uma equipa do Centro de Investigação em Paleoecologia Humana e Arqueociências (IPA) liderada por J. Mateus tem dado continuação a esses trabalhos, mas tem-se centrado mais no estudo polínico da vegetação actual e sub-recente (últimos 200-300 anos; ver Ferreira *et al.*, 2003).

Dos vários trabalhos publicados pela equipa de Utreque, destacam-se os de Janssen e Woldringh (1981), Van den Brink e Janssen (1985) e Van der Knaap e Van Leeuwen (1994, 1997), sendo o último, por se dedicar ao estudo da vegetação no Tardiglaciário e início do Holocénico, particularmente interessante para o nosso trabalho.

Van der Knaap e Van Leeuwen (1997) apresentam os resultados obtidos em turfeiras da Serra da Estrela, e em particular no Charco da Candeeira (1409 m de altitude), que forneceu as carotes mais profundas e mais antigas, e que é usado como referência das condições regionais. As análises polínicas permitiram-lhes reconstituir a história da vegetação, bem como apresentar as respectivas oscilações climáticas, entre *ca.* 14,8 e *ca.* 9,5 cal. ka BP, o que corresponde à transição entre o Plistocénico e o Holocénico. Sistematizámos os resultados dos autores no quadro 1.1, que ilustra a variação da estrutura da vegetação nos diferentes andares da Serra da Estrela. São de salientar os seguintes aspectos:

- Parece haver uma boa correlação entre as curvas polínicas do Charco da Candeeira, em particular no que se refere à percentagem de pólen de *Quercus*, e as curvas de $\delta^{18}\text{O}$ da Gronelândia (GISP2), como ilustrado pelos autores na figura 1.20.

- Provavelmente, há 14.800 cal. yr. BP os glaciares ainda ocupavam as cabeceiras dos vales;

- a Lagoa do Pachão parece só ter sido deglaciada no final do Tardiglaciário;

- entre 14.800 e 14.270 cal. yr. BP (primeira parte do Bølling) o clima era fresco e seco, com escasso crescimento da vegetação (clima periglaciário);

- entre 14.270 e 14.100 cal. yr. BP (final do Bølling) o clima era mais quente e húmido, verificando-se uma rápida sucessão nas espécies de vegetação pioneira;

- entre 14.100 e 14.060 cal. yr BP (Dryas Antigo) houve um ligeiro arrefecimento do clima;

Quadro 1.1 – Tentativa de sistematização da evolução da estrutura das formações vegetais da Serra da Estrela no final do Tardiglaciário e início do Holocénico. Elaborado a partir dos resultados apresentados por Van der Knaap e Van Leeuwen (1997), e em particular, através da adaptação do quadro 6 (ob. cit., p. 273).

Idade (cal. yr. BP)	T	P	ESTRUTURA DAS FORMAÇÕES VEGETAIS			Observações
			Planalto Superior	Planaltos intermédios e Altos vales	Vales intermédios	
10175 – 9525		↑				Período xerotérmico
10525 – 10175						
10900 – 10525	↑					
11050 – 10900	↑					
11490 – 11050 (Pré-Boreal)						Clima Periglaciário
11630 – 11490 (início do Holocénico)			?			
12435 – 11630 (Dryas recente)	↑	↑				
12850 – 12435 (Dryas recente)	↓	↓				
14060 – 12850 (Allerød)	↑	↑				Clima Periglaciário
14270 – 14060 (Bølling - Dryas antigo)	↑	↑				
14800 – 14270 (Bølling)	↓					

Nota: As designações geográficas adoptadas resultam de uma transposição da informação pontual para cada lagoa onde foram efectuadas as sondagens, e tem apenas um carácter geral, não significando que toda a unidade geográfica teve a formação referida. Assim: a designação Planalto Superior engloba os dados das Lagoas Clarezza e das Salgadeiras e Charca dos Côes; Planaltos intermédios e Altos vales engloba os dados do Chafariz do Rei, Covão do Boieiro e Lagoa Comprida; e Vales intermédios refere-se aos dados do Charco da Candeeira.

Vegetação pioneira aberta

Vegetação fechada sem árvores pobre em arbustos

Vegetação fechada sem árvores rica em arbustos

Mato muito aberto

Mato aberto

Floresta muito aberta

Floresta mais fechada

T – Temperatura; P – Precipitação

- entre 14.060 e 12.850 cal. yr BP (Allerød) o clima voltou a ser mais quente e húmido, com bosques abertos entre 1400 e 1600 m de altitude, e formações fechadas, mas sem árvores acima de 1850 m;

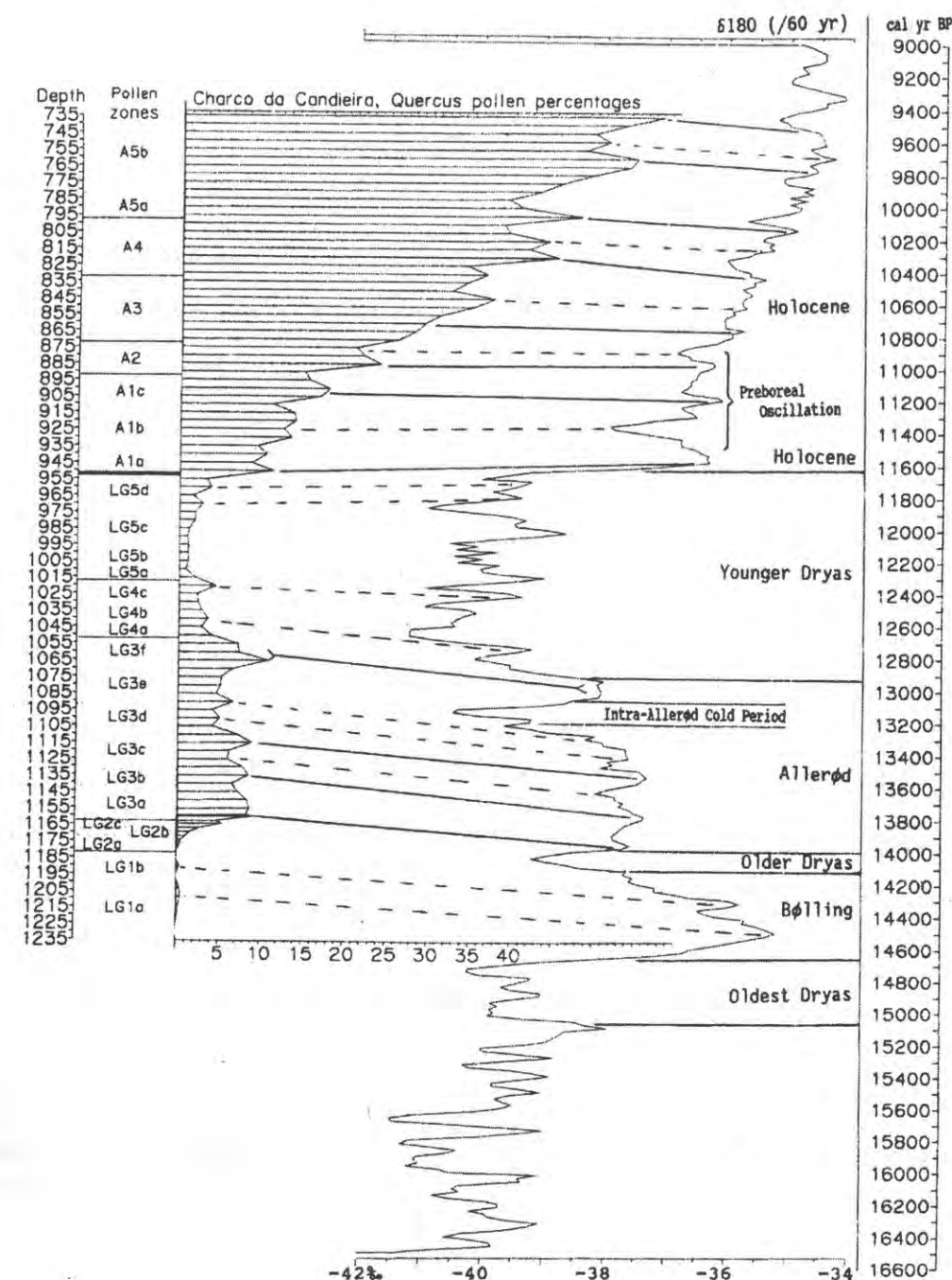


Figura 1.20 – Correlação da curva polínica de *Quercus* do Charco da Candeeira com a curva de $\delta^{18}\text{O}$ da carote GISP2 da Gronelândia, conforme Stuiver *et al.* (1995). A curva de $\delta^{18}\text{O}$ foi redesenhada usando uma média móvel de 60 anos, intervalo semelhante ao das amostras polínicas na maior parte da curva polínica (Van der Knaap e Van Leeuwen, 1997, p. 248).

- entre 12.850 e 12.435 cal. yr. BP (1ª parte do Dryas Recente) as temperaturas desceram e o clima tornou-se mais seco, com uma redução acentuada nos bosques abertos, e com as formações fechadas e sem árvores a apresentarem como limite superior os 1700 a 1800 m de altitude;

- entre 12.435 e 11.875 cal. yr. BP (2ª parte do Dryas Recente) o clima tornou-se ainda mais seco, com maior abertura nas formações, e o aparecimento de vegetação sem análogo actual em Portugal (condições periglaciárias);

- entre 11.875 e 11.630 cal. yr. BP (final do Dryas Recente) o clima tornou-se mais quente e mais húmido, resultando na expansão dos arrelvados e dos matos;

- entre 11.630 e 11.490 cal. yr. BP (início do Holocénico) o clima torna-se muito mais quente e húmido, resultando na expansão dos bosques abertos e das florestas de *Quercus* nas altitudes inferiores.

Merecem também referência os resultados obtidos para o Holocénico (Van der Knaap e Van Leeuwen, 1994), sendo de destacar o início da actividade humana nas montanhas em 7.635 BP (não-calibrado), marcado pelo aumento dos pólenes de *Cerealia* e por indicações de que a floresta se tornou menos densa. Em 5.585 BP houve um **aumento importante na actividade humana**, a qual se tornou o principal factor da dinâmica da floresta, **suprimindo o sinal climático**. Há 3.325 BP inicia-se a desflorestação em grande escala, primeiro a 1400 m de altitude, mas subindo progressivamente, tendo atingido os 1750 m há 2.765 BP. Os autores relacionam esta dinâmica com a presença de uma paisagem cultural, em parte aberta, na qual a floresta mantinha a sua capacidade de se regenerar. Seguem-se fases de desflorestação e regeneração da floresta, sendo a fase de desflorestação mais importante, datada de 1.480 BP. A destruição final das florestas ocorre em várias vagas, com início em 845 e 620 BP. Finalmente, dados de 340 BP indicam a erosão maciça dos solos (Van der Knaap e Van Leeuwen, 1994). Um dos principais factores que contribuíram para a degradação da vegetação natural da Serra da Estrela, foi certamente o pastoreio intensivo, em particular através da transumância, que parece ter sido praticado em larga escala desde a época da Reconquista (Van der Brink e Janssen, 1985 citando Smith, 1979 e Trindade, 1981).

1ª PARTE

AS HERANÇAS GLACIÁRIAS E PERIGLACIÁRIAS

CAPÍTULO 2

O MODELADO DE EROSÃO GLACIÁRIA

2.1. INTRODUÇÃO

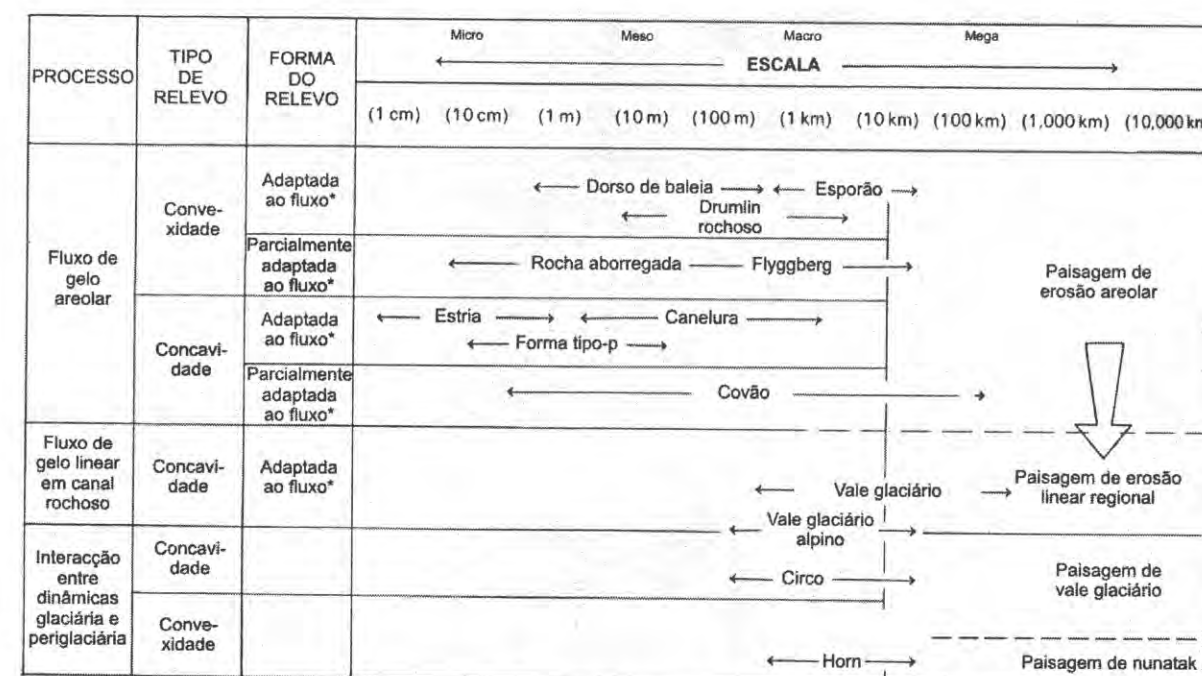
As formas de erosão constituem uma parte essencial dos estudos acerca da morfogénese glaciária, pois reflectem a capacidade erosiva dos glaciares, que é geralmente considerada como tendo grande intensidade, em particular quando comparada com outros agentes morfogenéticos. Do mesmo modo que sucede noutras áreas da geomorfologia, um aspecto fundamental a considerar ao analisar-se este tipo de modelado, é a escala espacial, que está também estreitamente relacionada com o factor tempo: as formas maiores (ou macroformas), e mais marcantes à escala da paisagem, desenvolveram-se durante intervalos de tempo longos, normalmente da ordem das dezenas de milhar de anos, enquanto as formas menores (ou microformas), são geradas em intervalos de tempo curtos, que podem ser inferiores a 1 dia (casos das marcas de fricção e das estrias mais pequenas). Se reduzirmos ainda mais a escala espacial de observação, o intervalo de tempo vai-se também reduzir e, por exemplo, muitas das marcas de erosão individuais presentes nas superfícies de grãos, e observáveis ao microscópio electrónico de varrimento, resultam de intervalos de tempo ainda mais curtos. Embora o que foi dito seja uma simplificação da realidade, é particularmente útil, pois serve de enquadramento e justifica a utilidade da classificação das formas de erosão, tendo em conta a sua dimensão. Facilmente se depreenderá também que, quanto maior for uma forma de erosão, maiores são as possibilidades de ela ser poligénica (e policíclica), e de ter evoluído em diferentes regimes morfoclimáticos. Nas formas mais pequenas será, pelo contrário, mais fácil individualizar o processo que está na sua origem.

Um outro factor determinante para a dimensão das formas é o volume de gelo envolvido; isto é, um glaciário de pequena dimensão nunca pode originar formas maiores do que ele próprio (a não ser que a sua localização fosse mudando gradualmente no tempo, situação que

cremos não se verificar na Estrela). Por sua vez, as grandes massas glaciárias só se podem formar se existirem condições favoráveis durante períodos suficientemente longos, e em regiões amplas, caso contrário elas ficam limitadas no espaço. É isso que sucede com os glaciares de montanha, e com as ilhas glaciadas das regiões polares, onde os glaciares de maré estão limitados pelo oceano que os envolve.

Tendo em conta as ideias apresentadas, organizámos o presente capítulo com base na escala espacial das formas, e seguimos o modelo usado pela generalidade dos autores (por vezes com adaptações), e que foi apresentado por Sugden e John (1976) – Fig. 2.1. Embora não se trate de uma classificação exaustiva, ela engloba a generalidade das formas presentes na Serra da Estrela, e é facilmente aplicável a este espaço de montanha. Não consideramos necessário efectuar uma descrição detalhada da classificação neste momento, pois as formas que identificámos na área de trabalho serão discutidas de modo sistemático ao longo do capítulo. Cabe no entanto realçar que numa montanha de pequena dimensão como a que tratamos, as formas de erosão não ultrapassam a dezena de quilómetros, embora em algumas áreas do planalto ocidental se possa já falar numa paisagem de erosão areolar, definição inserida nas macroformas de Sugden e John. Embora estes autores não façam referência a isso, optámos por considerar as formas entre aproximadamente 1 e 100 m, como formas de dimensão intermédia, e designamo-las por mesoformas. Esta é uma divisão aplicada à dimensão e cortejo de formas presentes na Estrela, mas provavelmente não será directamente aplicável a outras regiões. O grupo das mesoformas inclui as rochas aborregadas, dorsos de baleia, *drumlins* rochosos e também os ferrolhos, que não tivemos oportunidade de analisar em detalhe.

O capítulo inicia-se com uma breve introdução aos modelos e processos no âmbito da erosão subglaciária, sendo de notar que abordagens detalhadas podem ser encontradas, por exemplo, em Drewry (1986), Hambrey (1994), Iverson (1995) ou Benn e Evans (1998). Passa-se depois à caracterização das formas de erosão glaciária encontradas na Serra da Estrela, referindo-se sempre que possível os seus contributos para as reconstituições paleogeográfica e paleoambiental da área. Iniciamos esta análise com as formas de maior dimensão, ou seja, à escala da paisagem, diminuindo-se progressivamente de escala, até às microformas. Optámos por esta organização, por pensarmos que, deste modo, o leitor que não conhece a geomorfologia glaciária da área de estudo, terá maior facilidade em inter-relacionar as várias formas encontradas, não só no que se refere ao seu significado morfogenético, mas também à sua distribuição espacial. Não se estudaram detalhadamente os covões nem os vales glaciários como formas individualizadas, surgindo antes, integrados em análises de conjunto.



* - O termo anglo-saxónico usado é *streamlined forms*, significando aquelas formas que sofreram modificações pelo fluxo glaciário, e que se encontram adaptadas a ele de um modo semelhante às adaptações hidrodinâmicas. Propomos para estes casos, a designação "adaptações criodinâmicas".

Figura 2.1 – Classificação das principais formas de erosão glaciária (modificado de Sugden e John, 1976, p. 169). As designações das diferentes escalas estão adaptadas à Serra da Estrela, podendo-se aplicar a outras glaciações de montanha.

2.2. INTRODUÇÃO AOS PROCESSOS DE EROSÃO GLACIÁRIA

2.2.1 Os principais modelos de erosão glaciária

Apesar de não modelizarmos problemas relacionados com a erosão glaciária, neste ponto fazemos uma breve referência aos principais modelos relacionados com a abrasão, de modo a melhor compreender a complexidade e os factores que intervêm na geração do modelado glaciário. Os processos de erosão glaciária, e especialmente os que concernem à abrasão, têm sido interpretados segundo três modelos distintos: o modelo de fricção de Coulomb, o modelo de fricção de Hallet e o modelo de fricção de “tipo lixa” (*sandpaper model*) (Benn e Evans, 1998). Antes de os descrever brevemente, é importante referir que a abrasão subglaciária resulta essencialmente da acção dos detritos em movimento no leito glaciário, e que esta é controlada por forças que interagem de modo complexo. Aliás, apesar de vários trabalhos terem demonstrado que o gelo sem detritos pode ser causador de erosão, esta é muito menor do que aquela que ocorre na sua presença (Drewry, 1986). Basicamente, o glaciar exerce uma força de arraste sobre a partícula que está na sua base, designada por **tensão tangencial** (Fig. 2.2). Em resposta a essa força, no contacto entre o detrito e o substrato, gera-se uma força de resistência ao arraste, de sentido oposto, designada por **resistência ao corte**. Se a tensão tangencial for superior à resistência ao corte, dá-se o movimento da partícula sobre o leito, e pode dar-se a erosão; caso contrário, dá-se a deposição da partícula. A distribuição das forças tangenciais e de atrito em ambientes subglaciários é muito complexa, tanto a nível espacial, como temporal (Benn e Evans, 1998).

A resistência dos materiais às forças exercidas pelo glaciar depende da sua **coesão** e da **resistência ao cisalhamento**. A primeira é geralmente constante para cada tipo de material,

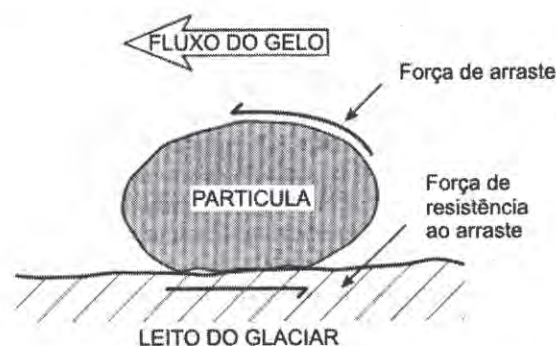


Figura 2.2 – Esquema simplificado das forças que actuam sobre uma partícula no contacto com o leito glaciário, e que podem levar ao seu arraste, ou à deposição (Benn e Evans, 1998, p. 179).

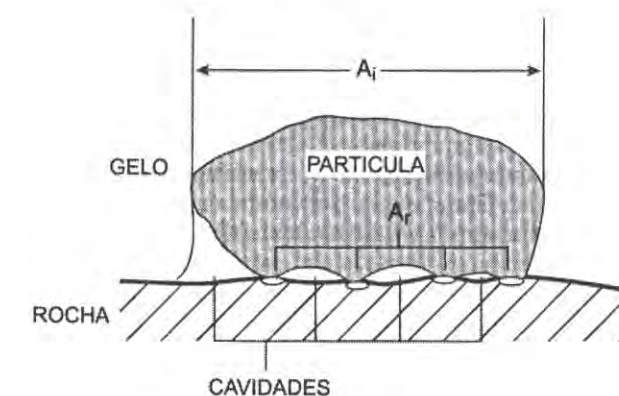


Figura 2.3 – Contactos entre uma partícula e o leito do glaciar segundo Boulton (1974, 1975 em Benn e Evans, 1998, p. 180). A área real de contacto entre a partícula e o leito (A_r) é muito menor que a área aparente da partícula (A_i). Segundo este modelo, nas cavidades pode existir água ou ar.

enquanto a segunda, pode ser calculada adaptando a equação de Coulomb (Benn e Evans, 1998):

$$\tau^* = c + (p_i - P_w) \cdot \tan \phi_i$$

em que τ^* é a resistência ao corte (como sinónimo de força de atrito), c é a coesão, p_i é a força normal causada pelo peso do gelo, sedimento e água suprajacentes, P_w é a pressão hidráulica, e ϕ_i é o ângulo de atrito interno. A equação de Coulomb mostra que a resistência ao corte é igual à força normal multiplicada pelo ângulo de atrito interno, que é um índice adimensional único para cada material. É de notar, que a grande variabilidade das forças normais em condições subglaciárias vai originar também variações significativas na resistência ao corte (ob. cit.).

O modelo de fricção de Coulomb aplicado ao âmbito da erosão subglaciária por Boulton usa como principais controlos no jogo de forças subglaciárias o peso do gelo, da rocha e da água, menos a pressão hidráulica. Aquele autor considerou que no contacto entre as partículas e o leito, existem irregularidades e cavidades, e que a área de contacto real (A_r) pode ser significativamente inferior à área aparente (A_i – Fig. 2.3). Ignorando o peso da partícula, a força de cisalhamento (*shear stress*) entre a partícula e o leito, depende essencialmente do peso do gelo suprajacente, e do efeito oposto causado pela pressão hidráulica das cavidades (ob. cit.):

$$F_i = (\rho_i g h - P_w) A_i \tan \phi$$

em que ρ_i é a densidade do gelo, g é a aceleração da gravidade, h é a espessura de gelo, P_w é a pressão hidráulica na base da partícula, A_i é a área aparente de contacto entre a partícula e o leito, e ϕ é o ângulo de atrito interno. Em síntese, o modelo de Boulton considera que as forças tangenciais são maiores em condições de gelo espesso e baixas pressões hidráulicas.

O **modelo de fricção de Hallet** é substancialmente distinto do anterior, pois considera que a fricção subglaciária é independente da espessura de gelo e das pressões hidráulicas, e que os factores que determinam a força de contacto entre a partícula e o leito, são a **força ascensional** sobre a partícula (*buoyant weight*) e a **força de arraste** resultante do fluxo de gelo orientado para o leito (Benn e Evans, 1998, p. 181). A força ascensional (F_b) é o peso da partícula menos o peso de igual volume de gelo:

$$F_b = \frac{4}{3} \pi R_a^3 (\rho_r - \rho_i) g$$

em que $\frac{4}{3} \pi R_a^3$ é o volume da partícula, ρ_r é a densidade da rocha correspondente, ρ_i é a densidade do gelo, e g é a aceleração da gravidade.

A força de arraste da partícula devido ao movimento do gelo em direcção ao leito (F_i), é calculada segundo a seguinte fórmula:

$$F_i = u_n \left[f 4\pi \tan \phi R^3 / (R_{ax}^2 + R_a^2) \right]$$

Sendo U_n a velocidade do gelo numa direcção normal ao leito, f é um factor de modificação da força de arraste para condições próximas do leito, ϕ_i é o ângulo de atrito interno, R_a é o raio da partícula e R_{ax} é o raio de transição, usado para caracterizar o “obstáculo de dimensão de controlo”, que representa a máxima resistência ao deslizamento basal (ver Benn e Evans, 1998, p.158). Assim, as forças de arraste são tanto maiores quanto maior for a velocidade do movimento do gelo em direcção ao leito, situação que ocorre especialmente na parte montante de convexidades rochosas.

A força de arraste total resulta da soma das duas componentes:

$$F = F_b + F_i$$

Finalmente, o **modelo de “fricção de tipo lixa”**, é uma modificação da equação de Coulomb, sendo a força de arraste (σ_c), função da pressão normal efectiva, e da área do leito com cavidades entre as partículas preenchidas por água:

$$\sigma_c = [(\rho_i g h - s P_w) \tan \phi] / (1 - s)$$

em que $(1-s)$ é a fracção do leito ocupada por contactos partícula-rocha (os outros parâmetros foram descritos nas equações anteriores). Consequentemente, quanto maior a área das cavidades, menor a força de arraste média sobre o leito. No entanto, nos pontos onde as partículas com ele contactam, as concentrações de força serão significativas (ob. cit., p. 181).

Schweizer e Iken (1992) citados por Benn e Evans (1998) referem que o modelo de Hallet é o mais aplicável onde os detritos basais são escassos, enquanto o “modelo de lixa” se aplica melhor em situações com elevadas concentrações de detritos, e o modelo de Coulomb, se aplica em situações de transição, ou quando os detritos basais se comportam de modo rígido ou não têm gelo. Benn e Evans (1998) referem ainda a necessidade futura de obter um modelo unificado, que incorpore os efeitos da **dimensão e forma das partículas, concentração dos detritos, morfologia do leito, taxas de fusão basais, pressão hidráulica e espessura de gelo**.

2.2.2 Os processos de erosão glaciária

Os modelos apresentados no ponto anterior referem-se aos processos de abrasão que, com o desalojamento¹, erosão hídrica e dissolução constituem os principais modos de erosão subglaciária (Drewry, 1986). A **abrasão** é o processo pelo qual o substrato é estriado e/ou polido pelos detritos que são transportados na base de um glaciar e o **desalojamento** é o processo através do qual, por acção glaciária, se dá a erosão do substrato, com libertação de fragmentos de dimensão superior a 1 cm. Estes dois processos envolvem três mecanismos elementares: a **fragmentação do substrato**, a **libertação dos fragmentos**, e o **transporte**, que se identificam independentemente da escala de análise, desde o silte produzido aquando da formação das estrias, até aos grandes blocos desalojados do substrato (Benn e Evans, 1998, p. 182). A **erosão hídrica** relaciona-se com escoamento subglaciário, que se faz, por vezes sob elevadas pressões hidráulicas, e que é particularmente eficiente quando há uma grande

¹ Tradução do inglês *quarrying*.

quantidade de sedimento a ser transportado. E, finalmente, a **dissolução** engloba as reacções químicas entre a água e o substrato, mas também a **remoção dos solutos** (Drewry, 1986).

Vale a pena referir que Benn e Evans (1998) encaram o conceito de abrasão como englobando dois processos distintos: a **estriagem** (*striation*) e o **polimento**. O primeiro resulta da acção de partículas individuais sobre o substrato, produzindo estrias; enquanto o segundo se refere à redução das irregularidades do substrato, através da sua progressiva fracturação, num mecanismo semelhante à acção de uma lixa. No entanto Rea (1996) refere a existência de um outro mecanismo, além do anterior, para a formação do polimento, que é a precipitação de sílica amorfa. Trata-se de um processo pouco estudado, mas parece provável que a grande quantidade de silte produzido durante a abrasão, que gera uma enorme área de contacto entre as partículas e a água, facilite a dissolução da sílica. Quanto à precipitação, esta pode-se dar acompanhando descidas na pressão hidráulica, ou por dessecação.

Os principais factores que controlam a abrasão glaciária são os seguintes (Sugden e John, 1976; Benn e Evans, 1998):

- **Dureza do substrato e dureza do clasto adjacente em movimento** – quanto maior for a dureza do clasto que origina a abrasão, em relação à dureza do substrato, maior é a eficácia da abrasão e, em particular, da estriagem. No caso da Serra da Estrela, a reduzida dimensão das bacias glaciárias e o carácter litológico relativamente homogéneo que apresentam (são sempre granitóides), mesmo considerando as diferenças petrográficas, parecem indicar que as diferenças de dureza não devem ter sido, na maior parte dos casos, muito significativas. Provavelmente, a excepção ocorre no caso dos detritos removidos dos filões de quartzo, relativamente frequentes na região.

- **Força exercida sobre o clasto, de encontro ao leito glaciário** – Como vimos, existem diferentes modelos para a erosão glaciária, mas aquele que é mais aplicável é o de Hallet (Benn e Evans, 1998), que refere que a força exercida é maior onde a fusão basal induz o movimento dos clastos para o leito glaciário, e onde a existência de uma boa drenagem permite a ocorrência de reduzidas pressões hidráulicas junto ao leito. Em larga medida a fusão basal depende da espessura do gelo e da sua temperatura. A forma dos clastos influencia também as tensões tangenciais em relação ao leito, pois um clasto que rola, exerce uma pressão significativamente menor do que um clasto fixo no gelo ou no sedimento subglaciário.

- **A velocidade do movimento do clasto sobre o leito** – Quanto maior for a velocidade, maior a área afectada pela abrasão por unidade de tempo. No entanto, a velocidade dos clastos não é directamente proporcional à velocidade do gelo, dependendo também do atrito com o

substrato, e da quantidade de detritos existente. Geralmente, a velocidade por deslizamento basal é controlada pela tensão tangencial e pela pressão efectiva (pressão normal - pressão hidráulica), sendo proporcional à primeira e inversamente proporcional à segunda (Benn e Evans, 1998).

- **Concentração de detritos na base do glaciar** – Considerando uma velocidade do gelo constante, a abrasão aumenta com o aumento do número de clastos em contacto com o substrato; porém, se a concentração de clastos for muito elevada, a velocidade do movimento dos clastos diminui (aumento do atrito), e diminui também a taxa de abrasão.

- **Remoção dos produtos da abrasão** – Durante a abrasão as partículas libertadas do substrato tendem a acumular-se em torno das irregularidades dos clastos abrasivos, diminuindo a fricção e, consequentemente, também a abrasão. A remoção dessas partículas ocorre geralmente associada à lavagem subglaciária, dando origem aos siltes glaciários, encontrados nos *till*, e em maior concentração nos ambientes de sedimentação proglaciários, como é o caso da Lagoa Seca (ver Cap. 3.4.2). Estes siltes têm a designação comum, na bibliografia anglo-saxónica, de *glacial flour*, ou seja, “farinha glaciária”, termo que ilustra bem o tipo de resíduo produzido pela abrasão.

- **Disponibilidade de detritos na base do glaciar** – A abrasão é maior nos locais do leito em contacto com os detritos em transporte glaciário. Este factor é particularmente significativo, no caso dos leitos irregulares, com convexidades e concavidades, situação em que se verifica uma abrasão máxima a montante e na parte superior das convexidades, e uma abrasão mínima na face jusante, onde domina o desalojamento associado a processos de recongelamento. Note-se que é na parte montante das convexidades que ocorre um movimento mais significativo do gelo em direcção ao leito. Já do lado jusante, a tendência é para que o gelo se afaste do leito, que por isso fica protegido da abrasão. Os modelos mais largamente difundidos são os propostos por Hallet e que estão representados na figura 2.4 (Iverson, 1995).

É interessante referir ainda que é na zona de acumulação do glaciar que predomina o movimento do gelo e dos detritos em direcção ao leito, sendo estes direccionados para a superfície na zona de ablação. Este aspecto, que focamos no capítulo 5.2, parece estar também associado à distribuição espacial das formas de erosão glaciárias na Serra da Estrela.

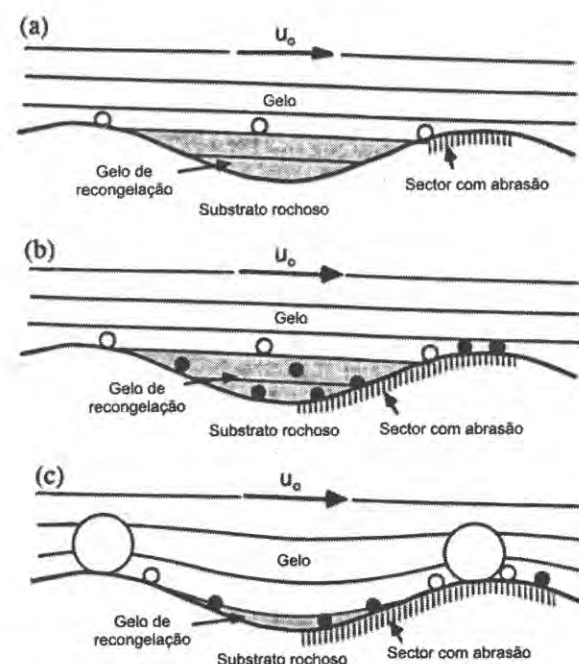


Figura 2.4 – Efeitos da disponibilidade de detritos e do fluxo do gelo na abrasão. (a) modelo de Shoemaker de efeito de sombra – os clastos empurrados para cima nas convexidades permanecem ao mesmo nível, erodindo apenas as partes mais altas das convexidades; (b) modelo de Hallet de deslizamento dominado por recongelamento – os detritos desalojados do sector jusante das convexidades erodem a parte montante da convexidade seguinte; (c) Modelo de Hallet de deslizamento dominado por *creep* intensificado e recongelamento – os detritos desalojados do sector jusante das convexidades erodem a parte montante da convexidade seguinte, e também a parte superior do troço a jusante (Iverson, 1995).

2.3 A DISTRIBUIÇÃO DAS ÁREAS DE EROÇÃO GLACIÁRIA NA SERRA DA ESTRELA

2.3.1 Introdução

Hermann Lautensach (1929, 1932) salientou a ausência de *tors*² nas áreas glaciadas da Estrela, em contraste com uma presença marcante fora delas, tendo atribuído esse facto à acção dos glaciares, que os teriam erodido. Estas observações foram posteriormente confirmadas por Suzanne Daveau em 1971.

A propósito da ausência de *tors* nas áreas glaciadas, é significativo referir que esta ideia tem sido atribuída aos trabalhos de Linton (1955) realizados na Escócia. Este autor considerava que os *tors* eram formas pré-glaciárias, e que os locais onde estavam presentes, não tinham sido afectados pelo gelo nas glaciações clássicas. Este conceito está actualmente afastado, pois têm-se encontrado casos de *tors* coexistindo com blocos erráticos, em áreas de glaciação regional, como a Escócia (Sugden e John, 1976) e a Escandinávia (Rapp, inf. oral; André, 2004). Esses casos explicam-se pela presença de glaciares de base-fria (sem movimento), que protegiam os *tors* da erosão glaciária (André, 2004). No entanto, estas não devem ter sido as condições dominantes na Estrela, onde os glaciares seriam, pelo menos predominantemente, de base-quente, como demonstrado pelo cortejo de formas de erosão que descrevemos adiante, bem como pela ausência de *tors* na área glaciada.

Como referimos na Introdução, Lautensach (1932, p. 22-23) mencionou a existência de um zonamento concêntrico das formas na Serra da Estrela:

- o núcleo, dominando pelas rochas aborregadas e pelos blocos erráticos;
- a estreita zona das moreias marginais e terminais;
- a faixa dos rochedos em forma de sino e dos campos de cascalho, correspondendo aos cones de fluvioglaciários de transição;
- e finalmente, o domínio dos *tors* e das areias graníticas.

Esta sistematização é notável, especialmente se considerarmos a deficiente cartografia existente na época, bem como os difíceis acessos às partes mais altas da serra, e mostra também um detalhado trabalho de campo. Porém, com as condições actualmente disponíveis, especialmente no que se refere aos avanços na detecção remota e integração com SIG's, é fácil de verificar que se tratou de uma simplificação excessiva da organização geral das formas, que tem pouca representatividade espacial, como mostraremos adiante.

² Ruínas de castelos, na tradução do original em alemão. Apresentamos a definição de *tor* na página seguinte.

A abordagem que utilizámos para avaliar a distribuição das áreas onde a erosão glaciária foi mais activa consistiu na análise estereoscópica detalhada de fotografias aéreas a preto e branco na escala 1:15.000, acompanhada pela análise em ambiente SIG de ortofotografias digitais em falsa cor, e por trabalho de campo. Foi estudada desta forma toda a área glaciada, bem como parte da área envolvente, em especial no que respeita aos planaltos das Penhas Douradas e Alto da Pedrice – Curral da Nave. Estudaram-se deste modo as distribuições das formas de tipo *tor* e das áreas de rocha nua.

2.3.2 Distribuição espacial das formas de tipo *tor*

A tipologia das formas graníticas é complexa, e frequentemente os mesmos termos têm significados distintos, dependendo das classificações adoptadas pelos vários autores. Apesar de não aprofundarmos esse problema no presente trabalho, é conveniente referir o que entendemos por formas de tipo *tor*, as quais foram por nós usadas para avaliar a importância da erosão glaciária. Em primeiro lugar, refira-se que o conceito é utilizado neste trabalho num sentido amplo, pois relaciona-se directamente com aquelas formas que se podem identificar na fotografia aérea em estereoscopia, mas que dificilmente se podem classificar com detalhe, uma vez que são vistas de cima e com uma resolução relativamente grosseira. Correspondem, na prática, aos afloramentos de rocha-sã que se elevam pelo menos alguns metros em relação à superfície envolvente (quer seja plana, ou inclinada), que têm flancos declivosos, e que, pela sua forma, seriam particularmente sensíveis à erosão areolar causada por um glaciar espesso, e de base quente. Não se trata, por isso, de uma definição com um sentido genético, mas apenas morfológico e, como se depreende, engloba várias formas típicas da morfologia granítica. Este grupo de formas está próximo da definição de *tor* apresentada por Ballantyne e Harris (1994, p. 178) que citam a definição de Pullan (1959), Caine (1967) e Selby (1972): “um *tor* pode ser definido como uma massa residual de substrato rochoso nu, que sobressai da área envolvente, limitado por escarpas de todos os lados, e que deve a sua formação à meteorização diferencial e à erosão”. Incluímos, portanto, os *castle-koppjes* e *bornhardts* (borrageiros e medas de Ferreira *et al.*, 1999), como definidos por Twidale (1982) e Vidal Romaní e Twidale (1998), os *tors* em sentido restrito, como definidos por Ferreira *et al.* (1999), e os locais com bolas graníticas de maior dimensão. Seguindo os autores mencionados, os *castle-koppjes* são formas acasteladas, associadas essencialmente a um sistema de diaclases ortogonais; os *bornhardts* são formas em cúpula ou em domo; e os *tors sensu strictu*, são conjuntos de blocos *in situ*, geralmente de arestas arredondadas e de menor dimensão que os *bornhardts*. Na figura 2.5 apresentam-se alguns casos de formas de tipo *tor*

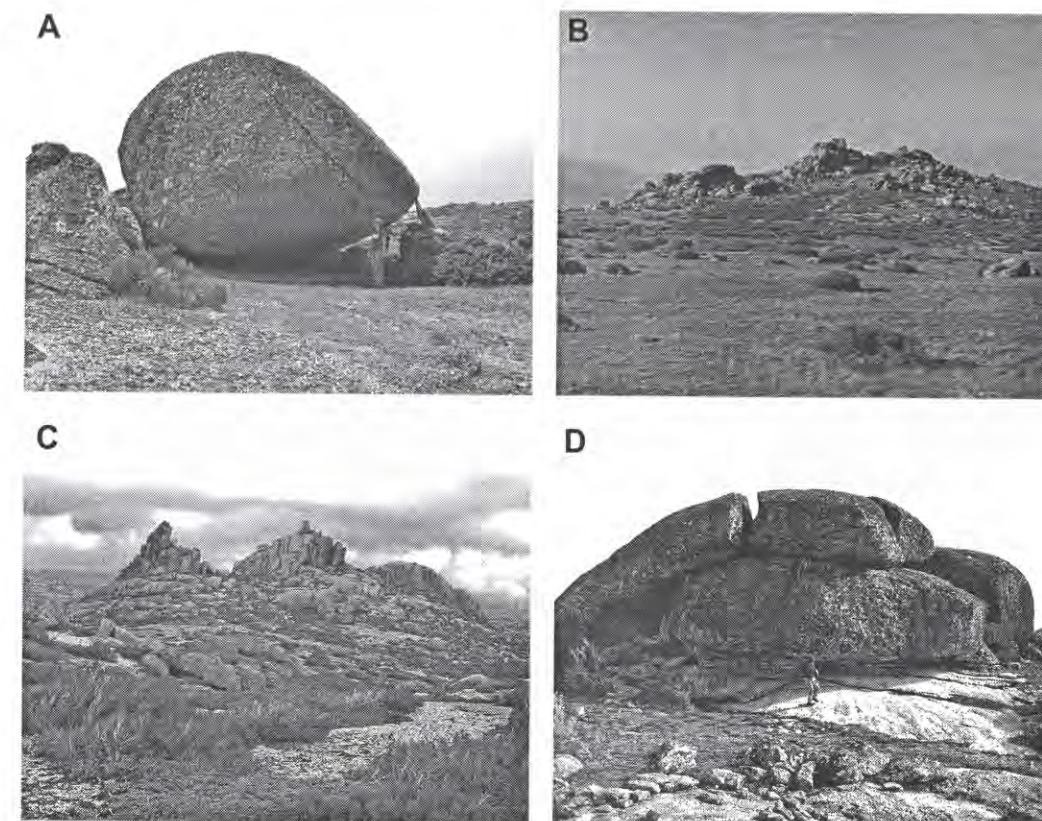


Figura 2.5 – Exemplos de formas do modelado granítico englobadas sob a designação de formas de tipo *tor* na cartografia geomorfológica da Serra da Estrela. A – Bolas graníticas *in situ*, ou ligeiramente deslocadas (Penhas da Saúde); B – *Tors* (Poios Brancos); C – *Castle-koppje* (Fraga das Penas); D – *Bornhardt* (Covão do Teixo).

incluídas na cartografia elaborada, e que são elucidativos acerca da diversidade das formas em questão.

Para a cartografia das formas de tipo *tor*, foram analisadas em estereoscopia as fotografias aéreas na escala 1:15.000 de toda a área de estudo³. Os elementos identificados foram marcados sobre acetatos, que foram posteriormente ortorectificados e georeferenciados de modo a corrigir as deformações das fotografias, e a possibilitar a sua integração num Sistema de Informação Geográfica.

A nossa abordagem visou, portanto, aprofundar cartograficamente e de modo objectivo as observações de Lautensach e de Daveau referentes à distribuição dos *tors* e à sua ausência na área glaciada. É importante referir que a relação causal entre essa distribuição e a erosão glaciária parte do princípio de que os *tors* são formas que, pelo menos, já se encontravam definidas no rególito antes da glaciação. Efectivamente, em nosso entender, a maior parte dos *tors* da Serra da Estrela já se encontravam expostos a uma dinâmica subaérea durante a Última Glaciação, embora existam casos particulares, que são de exumação pós-glaciária,

³ Instituto Geográfico Português, Voos de 1989 e 1993, 1:15.000, Preto e Branco.

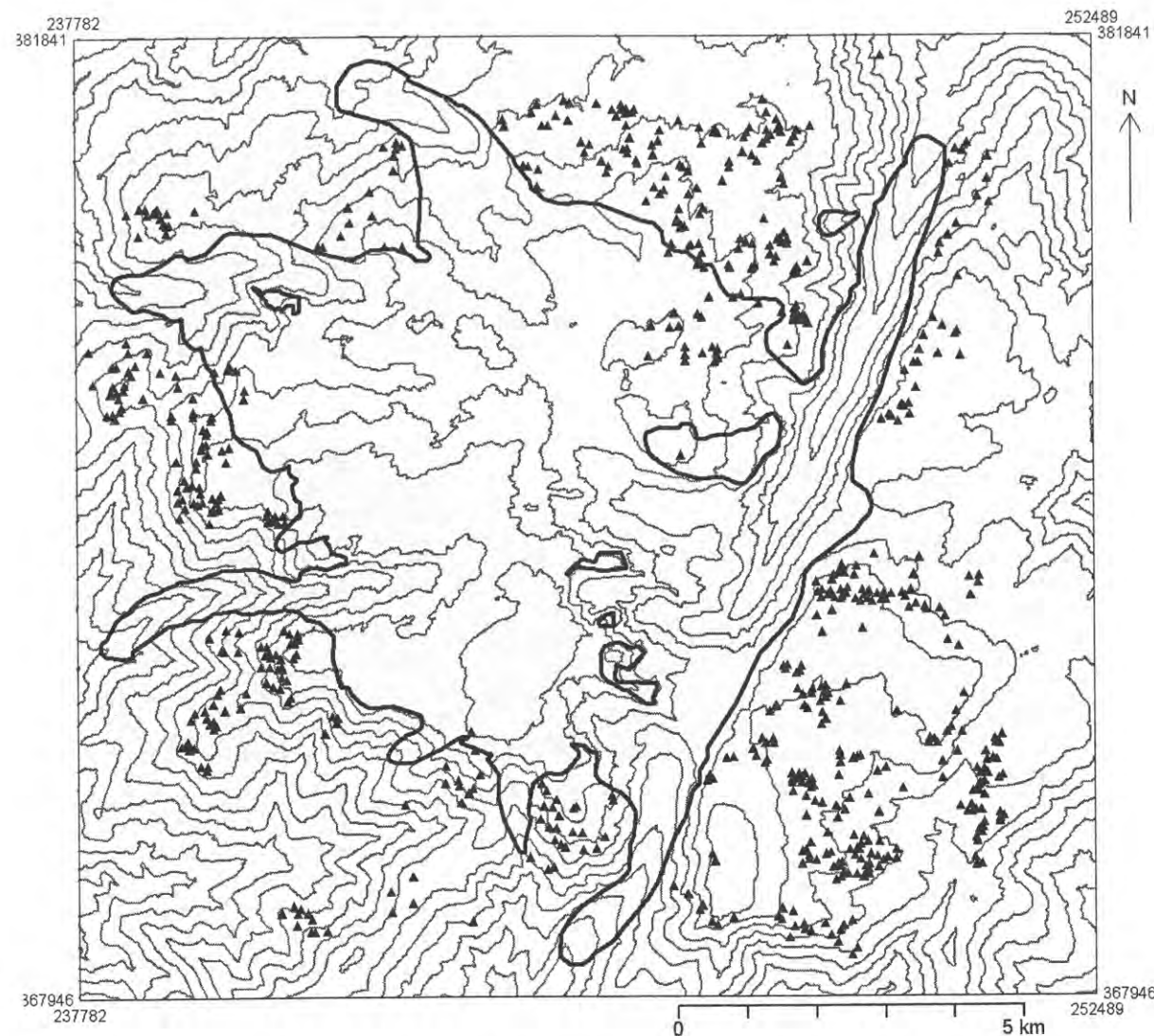


Figura 2.6 – Distribuição geral das formas de tipo *tor* nas áreas altas da Serra da Estrela e limites da área glaciada no Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela.

como as colunas do Covão do Boi e o bloco pedunculado em cogumelo que encontrámos na área de Azimbres no Vale da Candeeira (ver capítulos 4.2 e 4.4).

O mapa da distribuição das formas de tipo *tor* da Serra da Estrela (Fig. 2.6) confirma claramente as ideias apresentadas por Lautensach e Daveau, mostrando a concentração daquelas formas na periferia da área glaciada, e a sua quase total ausência dentro desta última. Apenas se verificaram algumas excepções no sector do Curral do Martins e interflúvios a noroeste dos Covões, onde a erosão glaciária parece ter sido menos intensa. No entanto as formas que aí se encontram, são essencialmente *bornhardts*, de carácter relativamente maciço e pouco diaclasado, que portanto facilmente resistiriam à erosão glaciária. Este sector do Planalto Ocidental é discutido em detalhe no capítulo 4.5.



Figura 2.7 – Afloramentos de rocha nua e paisagem de tipo *knob-and-lochan* na área da Lagoa Comprida.

É também de referir a maior concentração de *tors* próximo de rupturas de declive, e particularmente nos limites dos planaltos, onde a erosão é mais acentuada, contribuindo para o transporte dos rególitos. Quanto à influência da litologia, os granitos de grão grosseiro porfiróide de duas micas, de Seia e da Covilhã, são os tipos mais favoráveis para a existência de *tors*. Cabe ainda salientar a escassa densidade no Planalto do Alto da Pedrice e do Curral do Vento. Este aspecto está associado às características petrográficas pouco favoráveis dos granitos do Curral do Vento e da Pedrice, mas também à paleomorfodinâmica que ali prevaleceu, em particular durante as glaciações, momentos em que o frio deve ter sido particularmente intenso, como atestam os depósitos periglaciários ali encontrados, bem como os escassos *tors*, de cariz residual, e anguloso, que parecem tratar-se de testemunhos de crioplaneação (ver Cap. 6.4.4).

2.3.3 Distribuição espacial das superfícies de rocha nua

A ocorrência de amplas superfícies de rocha nua e o contraste com áreas marginais com rególito têm sido referidos por vários autores, como dos melhores indicadores das áreas varridas pelos glaciares nas montanhas que estiveram glaciadas em Portugal (Lautensach, 1929, 1932 e Daveau, 1971 – Serra da Estrela; e Ferreira *et al.*, 1999 – Serra do Gerês). No Planalto ocidental da Estrela, pode-se mesmo falar de uma paisagem de tipo *knob-and-lochan* (Linton, 1963; Benn e Evans, 1998) em miniatura⁴, onde dominam afloramentos marcados pela erosão subglaciária, como convexidades rochosas, rochas aborregadas e bacias de sobreexcavação frequentemente ocupadas por lagos, ou apresentando-se colmatadas (Fig. 2.7).

⁴ Também designado por alguns autores como *knob and basin* (ver por exemplo, Ferreira *et al.*, 1992, 1999, citando Veyret, 1980).

Porém, a presença de superfícies de rocha nua, e mesmo o contraste com as áreas com rególito, não podem ser usados como testemunhos suficientes da acção glaciária, sendo necessária a identificação no terreno de outras formas e depósitos glaciogénicos; isto porque, os afloramentos de rocha nua resultam, em qualquer dos casos, de um balanço entre as velocidades de meteorização e de transporte, em que o segundo é dominante. Aliás, isso pode-se observar nas regiões graníticas nunca glaciadas, onde frequentemente surgem amplos afloramentos rochosos, por vezes convexos, e em alguns casos com formas próximas das rochas aborregadas. Mesmo na área glaciada, a presença de afloramentos rochosos não implica que estes sejam de origem glaciária, podendo, por exemplo, corresponder ao criptorelevo exumado numa fase pós-glaciária. Porém, as observações de campo mostram que isso só acontece em casos pontuais, e que os afloramentos na área glaciada são na grande maioria glaciogénicos, ou fortemente condicionados pela erosão glaciária. Quanto à ausência de rocha nua à superfície, é importante referir que isso se pode dever a dois aspectos principais: a existência de um rególito, ou a sua cobertura por sedimentos. Este último caso é especialmente significativo nos vales glaciários, onde grande parte dos afloramentos rochosos devem estar cobertos por depósitos glaciários, periglaciários, fluviais ou por coluviões indiferenciados.

Assim, para caracterizar a erosão glaciária areolar, foram cartografados os afloramentos de rocha nua da Serra da Estrela. Estudou-se a área glaciada, bem como as áreas marginais, sendo de salientar que a primeira foi definida não com base nos afloramentos de rocha nua, mas sim apoiando-nos noutros testemunhos geomorfológicos glaciogénicos, como as moreias, circos glaciários, e microformas de erosão. Foram usadas ortofotografias digitais em falsa cor, com resolução de 1 m (CNIG, 1995), que permitem efectuar uma cartografia geomorfológica de grande detalhe e delimitar com precisão os afloramentos de rocha nua.

Os afloramentos de rocha nua foram delimitados manualmente no ecrã do computador com o software ILWIS 3.2®, usando a ampliação máxima possível, sem que se perdesse a nitidez condicionada pela dimensão do pixel (1 m). Este tipo de cartografia efectuada directamente no ecrã permite efectuar ajustes no sistema de cor RGB, que possibilitam melhorar significativamente a nitidez da fotografia, e que são especialmente úteis nas áreas de sombra. O resultado da aplicação deste método foi uma definição muito rigorosa dos afloramentos rochosos, ficando mesmo evidentes as descontinuidades estruturais no substrato, ao longo das quais a erosão foi mais acentuada, como ilustra a figura 2.8. Essas descontinuidades identificam-se facilmente, pois nelas desenvolvem-se formações arbustivas que estão ausentes

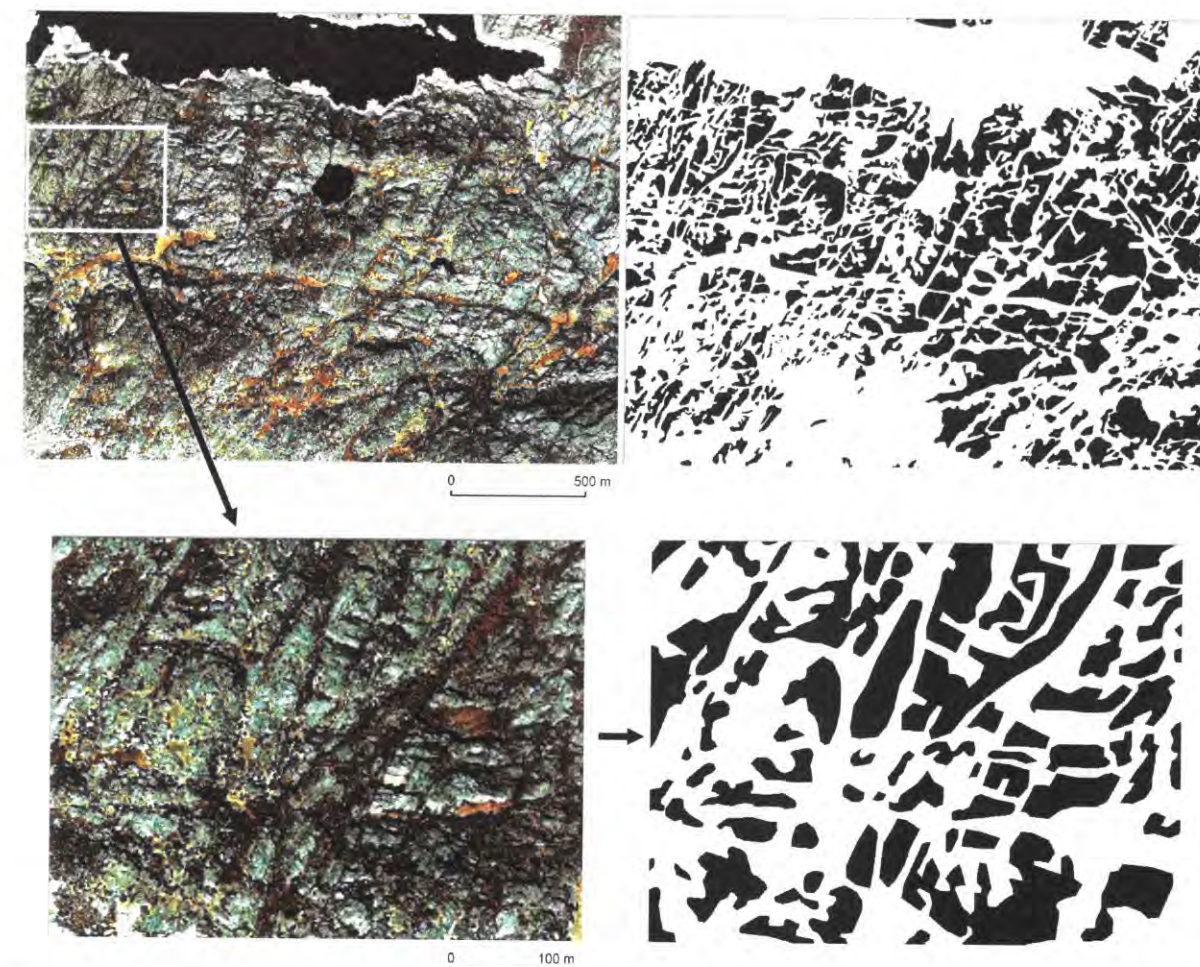


Figura 2.8 – Extracto da ortofotografia digital em falsa cor, com pixel de 1 m (CNIG, 1995) e mapa das superfícies de rocha nua elaborado a partir dela. As imagens representam o sector entre o Planalto da Malhada Alta (a sul) e a Lagoa Comprida (a norte), que surge a preto na imagem. A outra lagoa no centro da fotografia é a Lagoa Escura.

nas superfícies de rocha nua. No total, pelo processo descrito, foram identificados 18.152 polígonos correspondentes a afloramentos de rocha nua individuais.

Para tentar evitar o processo fastidioso de cartografia efectuada, fizeram-se várias tentativas de classificação automática em ambiente SIG. Usaram-se as mesmas ortofotografias digitais divididas em 3 componentes (vermelho, verde e azul), que foram sujeitas a classificações de tipo *cluster*, mas também a classificações supervisionadas com recurso a áreas de treino. Estas últimas, foram as que deram melhores resultados, embora estes não fossem satisfatórios, pois a existência de amplas áreas de sombra nas fotografias condicionava fortemente a classificação. Este problema foi superado com a classificação manual, pois a regulação da cor no ecrã permitiu resolver os problemas nas áreas de sombra.

É importante salientar que encontrámos deficiências na ortorectificação original das imagens digitais, que estão na origem de problemas sensíveis de georeferenciação espacial, com influência também na cartografia final. Tratam-se de erros de georeferenciação variáveis

entre fotografias, e também dentro das próprias fotografias, e que geralmente são de poucos metros, mas que podem chegar a cerca de 50 a 60 m! Tentámos, sempre que possível, minimizar os erros, usando as fotografias mais correctas, mas isso apenas é possível nas áreas com sobreposição. Assim, em alguns casos, a posição dos afloramentos padece dos erros da base de trabalho, pelo que, quando analisada em detalhe, essa limitação deve ser considerada. Porém, numa análise de média escala (por exemplo 1:50.000), os erros que referimos tornam-se inconsequentes. Em escalas de maior pormenor, mesmo considerando as deficiências na georeferenciação, a cartografia elaborada não perde o valor, pois permite mesmo conhecer os padrões detalhados dos fenómenos, embora a sua posição exacta não possa ser usada.

A cartografia detalhada dos afloramentos de rocha nua, embora não seja aqui explorada na totalidade das suas potencialidades (por ex.: análise dos padrões de fracturação e suas consequências morfológicas), está incluída num Sistema de Informação Geográfica para uso futuro. Neste trabalho, além da presente análise, a cartografia referida é também usada no mapa geomorfológico anexo.

Para a análise da distribuição da rocha nua na área glaciada, a informação vectorial original foi rasterizada usando um pixel de 10 m, tendo-se depois calculado a densidade de rocha nua usando um tamanho de pixel de 100 m (10.000 m²). Desta forma, foi possível calcular de forma objectiva o significado espacial dos afloramentos de rocha nua, e também minimizar os erros associados às deficiências de georeferenciação indicados anteriormente.

Como se observa na figura 2.9, a distribuição dos afloramentos de rocha nua na área glaciada ilustra um padrão mais complexo do que o sugerido por Lautensach (1929, 1932). Este autor indicara que a área central da serra era dominada pelas rochas aborregadas, constituindo um núcleo de erosão máxima. Contudo, essas áreas localizam-se nas margens dos planaltos, em particular nas cabeceiras dos principais vales, e nos locais onde se dá um aumento de declive.

As maiores densidades de área de rocha nua (>75%) ocorrem principalmente nas cabeceiras dos vales de Loriga e Candeeira, nos circos glaciários do Covão do Ferro e do Covão Cimeiro, e na vertente norte do Planalto do Cume – Rodeio Grande. Já a parte interna dos planaltos, tem fraca densidade de afloramentos de rocha nua (<10%), em especial a altitudes inferiores a 1750 m, onde afloramentos significativos apenas surgem nos vales onde o gelo fluiu de modo mais concentrado, ou onde há rupturas de declive. A importância da erosão glaciária na distribuição da rocha nua, e a sua coincidência com as microformas e mesoformas de erosão, levam-nos a considerar a figura 2.9 como representando a distribuição

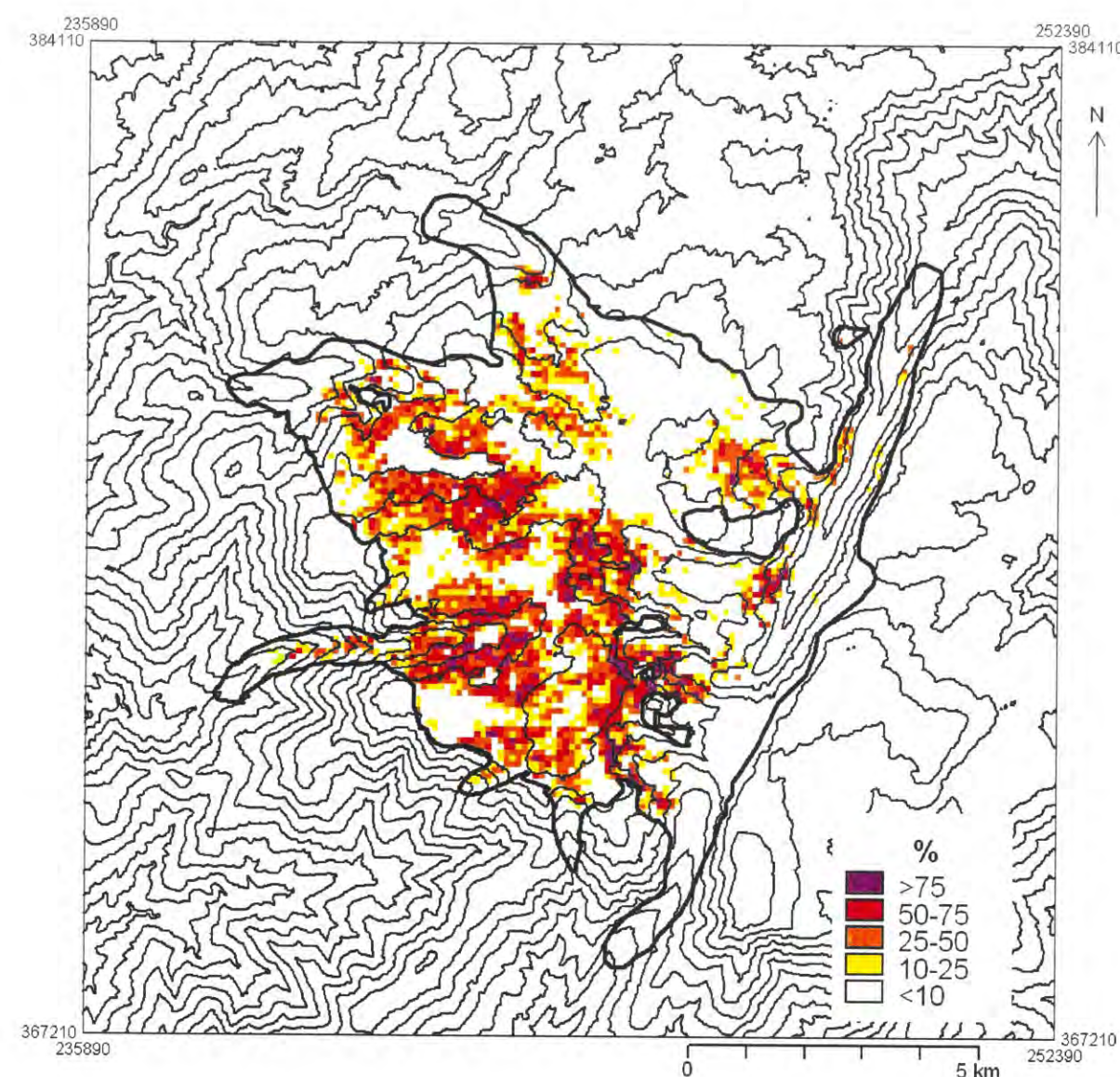


Figura 2.9 – Densidade de rocha nua na área glaciada no Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela (cada pixel corresponde a 10.000 m²).

geral das áreas de erosão glaciária máxima.

Em síntese, o padrão espacial da rocha nua reflecte a posição dos troços mais a montante dos vales (mais rocha nua) e dos interflúvios (menos rocha nua), mas também a altitude dos planaltos. O sector norte do planalto ocidental, especialmente a norte do Piornal, tem uma superfície de rocha nua muito mais reduzida. E isso não se deve à existência de acumulações morénicas que a cubram, mas sim à conservação do rególito, o que se pode dever a várias hipóteses, com ocorrência isolada, ou conjunta:

- 1) Glaciação mais prolongada do Planalto da Torre e em particular das suas margens, o que resultaria numa erosão glaciária mais acentuada nessas áreas. Esta hipótese é muito provável, pois a influência da altitude sobre a temperatura, queda de neve e nebulosidade,

leva a pensar no desenvolvimento de um campo de gelo nas áreas mais altas do planalto nas fases iniciais das glaciações, e também na possibilidade da sua manutenção durante mais tempo durante a deglaciação;

- 2) Existência de glaciares com maior capacidade erosiva nas partes altas do planalto, hipótese que faz sentido, se associada ao maior vigor do relevo desses sectores do planalto, que se caracterizam por interflúvios mais estreitos e vales mais encaixados, do que a situação a norte do Piornal;
- 3) menor espessura do rególito pré-glaciário original nas partes altas do planalto actual, associada a uma menor profundidade de alteração;
- 4) maior taxa de erosão pós-glaciária do rególito nas áreas altas do planalto. A maior altitude condiciona a precipitação, e numa montanha média como a Serra da Estrela, os valores mais elevados ocorrem na parte mais alta, o que pode gerar mais erosão hídrica (e eventualmente, pluvio-eólica). Numa escala temporal longa, este facto pode ter contribuído também para a mais rápida degradação do rególito das áreas altas.

Daveau (1978) notou o facto de, nos planaltos acima de cerca de 1750 m, se encontrarem poucas superfícies rochosas polidas por acção glaciária bem conservadas, e atribuiu responsabilidade ao efeito da microgelifracção, relacionando esse limite altitudinal com um andar periglaciário atenuado. É um facto que os afloramentos rochosos dos planaltos apresentam desagregação activa, mas não encontrámos um controlo altitudinal bem definido para esse fenómeno, que ocorre também a altitudes muito inferiores, como é o caso do Planalto das Penhas Douradas (1450 m). Em nosso entender, a microgelifracção influencia a desagregação, mas não é o único processo activo (ver Cap. 9.8). Coexistem, além disso, superfícies de rocha polida com superfícies com desagregação a altitudes semelhantes.

As áreas altas com ausência de polimento, referidas por Daveau, parecem antes prolongar-se pela parte interna dos interflúvios, sem evidenciar um condicionamento altitudinal claro. Em nosso entender, esses locais, durante a glaciação, nunca tiveram condições propícias ao desenvolvimento do polimento, pois estão próximos de linhas de festo, onde o glaciar seria pouco espesso (ver Cap. 5.2.), teria um movimento lento e escassa quantidade de detritos basais capazes de causar o polimento. Eventualmente, podem mesmo ter existido, em alguns locais, condições de gelo basal frio. Por estas razões, pensamos que a erosão glaciária se deve ter praticamente limitado a erodir o rególito terciário, missão facilitada pela sua fraca coesão.

A complexidade dos factores que condicionam a erosão subglaciária torna difícil avaliar com rigor as causas para a distribuição dos afloramentos de rocha nua na área glaciada da Estrela. Considerando as teorias de erosão glaciária descritas no capítulo 2.2., e os dados

quantitativos de momento disponíveis, apenas nos é possível avaliar a influência da espessura do gelo⁵ sobre a distribuição da rocha nua, e verificar se existe uma correlação entre ambos. A espessura de gelo é uma variável central no modelo de Coulomb (defendido por Boulton), e portanto a avaliação tem um fundamento teórico sólido. É no entanto de salientar que a distribuição das superfícies de rocha nua resulta, certamente, de fases distintas de glaciação, pelo que a comparação com a espessura de gelo no UMGSE terá limitações intrínsecas.

A figura 2.10 mostra a relação entre a densidade de rocha-nua na área glaciada e a espessura de gelo, ficando evidente a correlação positiva significativa obtida ($R^2=0,63$ $p<0,00$). Este aspecto, aliado à fraca capacidade erosiva na vizinhança das linhas de festo glaciárias, à importância da canalização dos fluxos glaciários e à maior duração da(s) glaciação(ões) na parte mais alta do planalto, deverão constituir as principais causas para a distribuição da paisagem de rocha nua na área glaciada da Serra da Estrela.

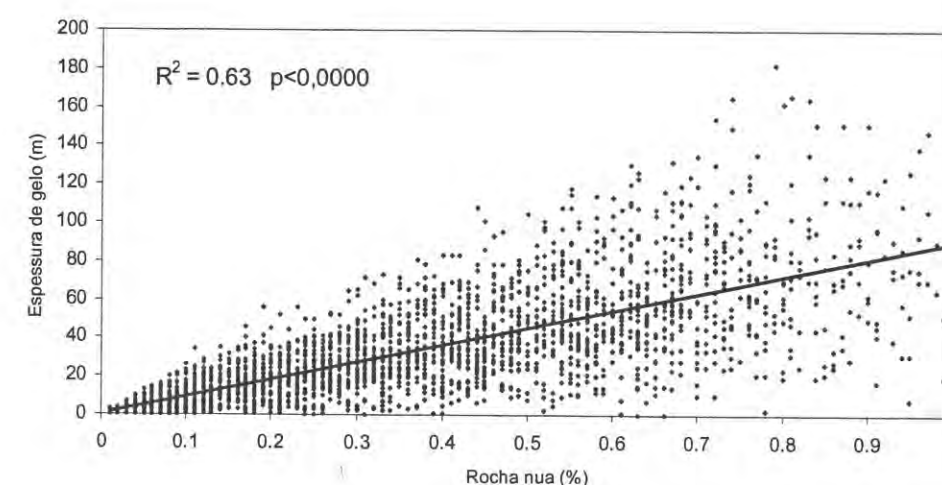


Figura 2.10 – Percentagem de área coberta por rocha nua e espessura de gelo no Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela.

⁵ A espessura do gelo no Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela (UMGSE) foi calculada com base nos modelos de Schilling e Hollin (1981), que apresentamos no capítulo 5.2.

2.4. OS CIRCOS GLACIÁRIOS

2.4.1 O conceito de circo glaciário

O termo circo (*cirque*) foi introduzido em 1823 por Jean de Charpentier (Derbyshire, 1968; Embleton e King, 1968) para designar as bacias de forma semicircular encontradas nos Pirinéus. Tricart e Cailleux (1962), citados por Veyret (1979), salientam que não se trata de um termo genético, e no caso de circos modelados por glaciares, dever-se-á usar o termo circo glaciário.

Os circos glaciários são reconhecidos desde há muito como uma das mais típicas formas de erosão glaciária (Embleton e King, 1968), e estão entre aquelas que mais têm cativado a imaginação dos geomorfólogos (Sugden e John, 1976). São talvez a forma mais característica das montanhas moderadamente glaciadas e foram pela primeira vez identificados como tal por Ramsey em 1860 (Derbyshire, 1968). Apesar do significativo número de trabalhos existentes, verificam-se ainda algumas indefinições no que se refere à génese dos circos glaciários. Elas relacionam-se principalmente com a dificuldade de monitorização da sua evolução, pois uma área significativa dos circos encontra-se em ambiente subglaciário e, por isso, de difícil acesso.

Apesar da grande diversidade morfológica de circos glaciários, a definição mais difundida, e sistematizada por Evans e Cox (1974, citados por Evans e Cox, 1995), considera os circos como depressões abertas a jusante, mas delimitadas a montante por vertentes abruptas (paredes), cuja linha de topo, vista em plano, tem forma de arco circundando um fundo de declive suave. Trata-se de um circo glaciário, no caso do fundo ter sido afectado por erosão glaciária, enquanto parte das paredes evoluiu por processos subaéreos; e quando a linha de fecho se encontra suficientemente próxima do alto da parede, para que pouco, ou nenhum, do gelo que modelou o circo, tenha fluído do seu exterior. A figura 2.11 representa as características de um circo glaciário típico, bem como uma proposta de terminologia em português, que seguimos no presente trabalho.

A definição de circo glaciário de Evans e Cox (1974) é uma definição bastante restrita, desenvolvida essencialmente para modelados de tipo alpino, e que se apoia em aspectos genéticos que abordaremos adiante. É de notar que a presença de um ferrolho glaciário (*verrou*), não é necessária, tratando-se este de uma forma apenas frequente nos circos mais desenvolvidos (Embleton e King, 1968). Quanto à bacia de sobreexcavação (covão glaciário), esta parece ser uma característica acessória, para a maioria dos autores (Veyret, 1979).

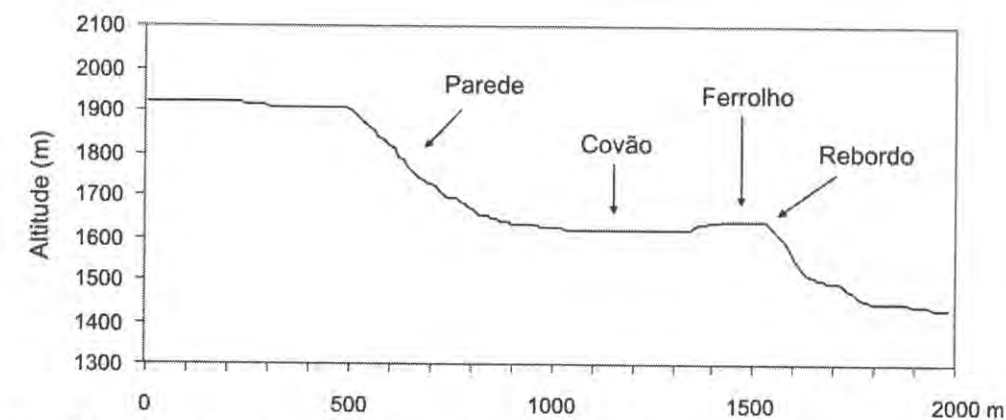


Figura 2.11 – Principais elementos morfológicos de um circo glaciário (perfil longitudinal do Circo do Covão Cimeiro).

É necessário salientar que a definição de Evans e Cox dificulta a classificação da maior parte das formas tradicionalmente definidas como circos⁶ na Serra da Estrela, pois estes encontram-se muitas vezes nas margens dos planaltos, e têm uma área de alimentação de gelo relativamente importante. Mas, na realidade, os circos raramente são formas simples: as paredes podem ser pouco desenvolvidas, e em plano podem apresentar formas rectilíneas, ou mesmo ocorrerem circos menores embutidos em formas maiores (Benn e Evans, 1998), e por isso, diversas tipologias de circos glaciários têm sido propostas, algumas delas não se enquadrando perfeitamente na definição de Evans e Cox.

Benn e Evans (1998), usando exemplos de vários autores, referem 5 tipos principais de circos, embora possam existir casos de circos que incluam características de tipos distintos:

- Circos simples - são formas bem definidas e independentes;
- Circos compostos – o sector mais a montante é constituído por dois circos menores, de tamanho aproximadamente igual;
- Complexos de circos (*cirque complexes*) – nos quais a parte mais a montante consiste em mais de dois circos subsidiários, localizados na parede lateral ou na parede de cabeceira;
- Circos em escadaria – quando dois ou mais circos ocorrem em sequência altitudinal;
- Circos de cabeceira de vale glaciário (*cirque troughs*) – quando o circo constitui a cabeceira de um vale glaciário.

Alguns autores, como De Martonne (1949), Ivanovskiy (1965) e Galibert (1965) citados por Veyret (1979) distinguem os circos de grande dimensão dos de pequena dimensão, atribuindo-lhes designações diferentes (respectivamente *cirque* vs. *corrie*, *kar* vs. *cirque* e *mégacirque* vs. *cirque*).

⁶ No presente trabalho, sempre que usarmos o termo circo, estaremos a referir-nos a circos glaciários.

2.4.2. Nota acerca da génese dos circos glaciários

É difícil definir com segurança quais os processos morfogenéticos envolvidos na génese de um determinado circo, pois é praticamente impossível reconstituir fielmente o relevo pré-glaciário, e logo a sua evolução. No entanto, a ideia mais aceite é que os circos glaciários resultam inicialmente do alargamento e aprofundamento de depressões pré-existent, pela acção da erosão glaciária. A origem das depressões iniciais é diversa, podendo tratar-se de nichos de nivação, entalhes fluviais, ou áreas de depleção associadas a movimentos de vertente (Benn e Evans, 1998).

Porém, a formação de um circo glaciário só se iniciará, caso a depressão se encontre ocupada por gelo glaciário, ou seja, com movimento por deformação interna (*creep*) e deslizamento basal (ob. cit., p. 358). Ballantyne e Benn (1994), citados por Benn e Evans (1998), estimam que a transição de um manto de neve para um glaciar se dá a partir do momento em que a acumulação de gelo tenha 30 a 70 m de comprimento desde a parede até ao pé do glaciar. A partir de então, o glaciar terá condições para erodir a depressão por abrasão e desalojamento (*quarrying*), o que requer um glaciar, pelo menos parcialmente, de base molhada⁷ (Benn e Evans, 1998).

Nos glaciares de circo⁸ verifica-se uma componente rotacional dominante no movimento, que é causada pela tendência para o fluxo se dar em direcção à base na área de acumulação (acima da linha de equilíbrio – ver Cap. 5.3.), e em direcção à superfície na área de ablação (Sugden e John, 1976). A área de erosão máxima localiza-se sob a linha de equilíbrio, onde o movimento é mais rápido (Hambrey, 1994) e onde, teoricamente, há maior concentração de sedimentos subglaciários. Estas condições favorecem a formação de um covão. Assim, um glaciar que se encontre totalmente inserido num circo, originará mais facilmente um covão profundo que um glaciar que o extravase e conflua com um glaciar de vale (Sugden e John, 1976 citando Penck, 1905 e Evans, 1969).

Um aspecto que tem merecido bastante atenção é a evolução das paredes dos circos, que é normalmente referida como sendo controlada por processos subaéreos, mais concretamente por uma dinâmica periglaciária dominada pela gelifracção (Embleton e King, 1968; Sugden e John, 1976; Hambrey, 1994) e por movimentos de massa (Benn e Evans, 1998). Bennett e Glasser (1996) referem que, além da dinâmica periglaciária, as paredes resultam também do desalojamento de blocos pela acção directa do glaciar. Embora os autores não detalhem esta afirmação, tal estará associado ao facto de grande parte dos circos actuais possuírem uma

⁷ Tradução do inglês *wet-based*.

⁸ Glaciares de circo são glaciares que se encontram circunscritos ao circo glaciário.

importante componente herdada, tendo estado cobertos por uma maior espessura de gelo que modelou as paredes nos episódios glaciários.

Por sua vez, Hooke (1998) atribui uma maior importância ao desalojamento de blocos na génese das paredes, aspecto patente no seu carácter irregular e recortado. Segundo este autor, o desalojamento de blocos parece ser o resultado de flutuações horárias a diárias na pressão hidráulica no glaciar. Estas serão particularmente significativas em áreas de entrada de água para o interior do glaciar, o que, no caso dos circos, coincide com as *bergschrunds* e *randklufts*⁹, que se localizam exactamente no local onde a erosão é mais necessária para manter o carácter vertical das escarpas.

A discussão da importância das *randklufts* e *bergschrunds* para a erosão dos circos é um tema clássico em geomorfologia glaciária. O contacto com a escarpa e a forma arqueada das *randklufts* em muitos circos sugerem uma relação causal entre estas e a sua evolução, aspecto que Johnson (1904) sublinhou num interessante relato de uma descida a uma *randkluft* no Monte Lyell (Sierra Nevada, EUA) efectuada em 1883. Essas fendas são locais onde se processam importantes trocas de energia e de massa no sistema glaciário, pois aí é possível o contacto directo com o interior do glaciar, estando facilitadas a migração de água, as trocas energéticas e a entrada de sedimentos.

Ao contrário do que defende Hooke (1998), a eficácia da gelifracção nas *randklufts* tem sido referida como um dos principais processos para a erosão das escarpas dos circos. No entanto, a monitorização tem apontado para a escassez de ciclos gelo-degelo, para a manutenção da temperatura abaixo de 0°C, e para a escassez de testemunhos da ocorrência de gelifracção (Embleton e King, 1968; Benn e Evans, 1998). Segundo os últimos autores, estudos efectuados por Gardner (1987) indicam uma maior incidência da gelifracção na parede, logo acima da *randkluft*.

É provável que, tanto os processos glaciários como os periglaciários mencionados acima, desempenhem um papel importante na génese dos circos, mas, como mencionam Benn e Evans (1998), a dinâmica geomorfológica na interface entre a parede e o glaciar, corresponde à parte menos bem conhecida da erosão dos circos.

⁹ Verifica-se alguma confusão na bibliografia entre os dois termos. Em muitos casos o termo *bergschrund* é usado para definir a fenda no gelo existente no contacto entre o glaciar e a parede do circo glaciário (por exemplo: Johnson, 1904; Hooke, 1998). No entanto, segundo alguns trabalhos mais recentes, essa fenda deve ser designada por *randkluft*, enquanto a *bergschrund* corresponde a fendas localizadas em posições mais afastadas da escarpa, da qual estão separadas por gelo glaciário (Hambrey, 1994; Benn e Evans, 1998). As *randklufts* formam-se em parte pela ablação preferencial que ocorre próximo da escarpa, mas reflectem também o movimento diferencial do gelo ao afastar-se da escarpa (Mair e Kuhn, 1994 cit. por Benn e Evans, 1998). Em francês, a *randkluft* é designada por *rimaye*.

As diferenças entre os dois modelos genéticos apresentados têm, em nosso entender, implicações directas na definição de circo glaciário defendida pela generalidade dos autores e que apresentámos no início deste ponto. Nessa definição, ao se limitarem os circos às formas que não beneficiaram de fluxo de gelo significativo desde a área a montante do alto da parede, apoia-se o modelo de evolução das vertentes fundamentalmente por gelifracção associada às fendas descritas, porque no caso de haver fluxo de gelo do sector superior, todo o circo estaria coberto, e por isso não evoluiria por processos periglaciários (e não seria um circo). Ora, muitos circos glaciários encontram-se nas margens de planaltos mais ou menos vastos (é o caso, como se mostrará, de vários circos da Serra da Estrela), e o fluxo do gelo deve ter-se feito, pelo menos durante parte do(s) episódio(s) glaciário(s), cobrindo a parede. Aliás, Benn e Evans (1998), citando McDougall (1995) referem esta questão, salientando que, no início de uma glaciação, é provável que o gelo se forme primeiro nos planaltos, fluindo depois ao longo das escarpas dos circos, modificando mesmo as suas formas.

Voltando às ideias postuladas por Hooke (1998), a evolução de um circo faz-se através de processos semelhantes aos que levam à génese das bacias de sobreexcavação que existem ao longo dos vales glaciários, e está associada, como se referiu, a flutuações na pressão hidráulica no glaciar. Essas flutuações ocorrem com maior incidência onde mais água entra dentro do glaciar, ou seja, nas áreas com *crevasses* e nas *randklufts*. Assim, no caso de um circo se encontrar totalmente coberto por gelo, o aumento do declive junto ao topo da escarpa vai induzir um aumento de velocidade e um fluxo distensivo (*extensive flow*), originando a formação de *crevasses* transversais numa área de cascata de gelo. Esse vai ser, por isso, um sector de entrada preferencial de água, que no caso de atingir a base do glaciar pode originar processos de desalojamento, contribuindo para a manutenção da verticalidade da escarpa. Nas fases em que o glaciar se encontra restringido ao circo, a entrada de água faz-se preferencialmente através da *randkluft*, e é também natural que ocorram os processos de sobreexcavação do covão por deslizamento rotacional, e de dinâmica periglaciária nas vertentes. Este parece ser, aliás, o modelo que melhor se aplica à Serra da Estrela.

Vários autores têm mencionado que os circos glaciários são modelados principalmente no início e no final dos episódios glaciários, quando os glaciares a eles se circunscrevem (Embleton e King, 1968; Veyret, 1979), pois só então existem condições para o funcionamento das escarpas por gelifracção e para a sobreexcavação máxima dos covões associada ao movimento rotacional do gelo centrado na linha de equilíbrio. O modelo de Hooke mostra que tal não é necessariamente verdade, o que limita a utilização da altitude dos fundos dos circos como indicador das condições paleoclimáticas, e em particular da

paleoaltitude da linha de equilíbrio. Na realidade, a utilização desta última é muito ambígua, pois grande parte dos circos evoluiu durante diferentes episódios frios e é o resultado de episódios com distintas ALE.

No que se refere à evolução da forma, alguns autores tentaram, em regiões com um elevado número de circos, aplicar um raciocínio ergódico¹⁰. Com este tipo de abordagem, assume-se que estudar o modo como uma determinada variável se modifica no espaço (ou seja, amostrando vários indivíduos, supostamente em diferentes estádios de uma mesma sequência evolutiva), pode oferecer resultados semelhantes a estudar a evolução dessa variável no tempo (num único indivíduo). No caso da geomorfologia, pressupõe-se que, dentro de uma determinada população de formas, existem exemplos de formas em distintos estádios de desenvolvimento. Segundo este princípio, a comparação de vários exemplos dentro de uma dada região, pode levar ao estabelecimento de um modelo de evolução temporal (Bennett e Glasser, 1996; Benn e Evans, 1998). Seguindo este tipo de raciocínio, Gordon (1977), num trabalho efectuado nas Terras Altas da Escócia, mostrou que, à medida que os circos glaciários aumentam de tamanho vão-se tornando, progressivamente mais fechados, tanto em plano como em perfil (Fig. 2.12). Este modelo pressupõe que os circos evoluem a partir de nichos, através do recuo progressivo das paredes e da sobreexcavação do fundo. Dessa forma, à medida que um circo se vai tornando mais fechado e profundo, maior é o efeito de sombra, e menor radiação incidente, o que favorece o aumento do volume do glaciar de circo, e também o aumento da erosão (Gordon, 1977, p. 193). Bennett e Glasser (1996) salientam o facto do modelo de Gordon só ocorrer em condições litoestruturais

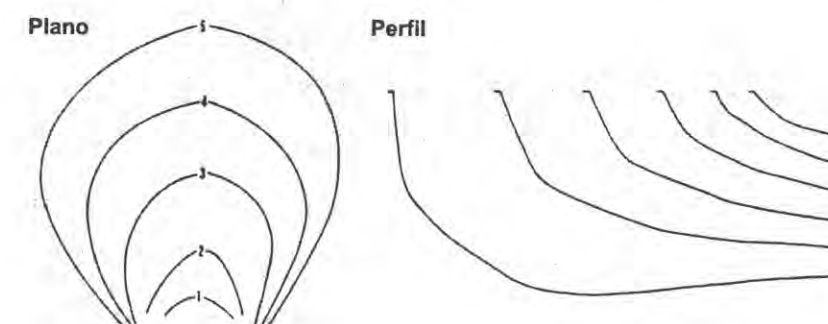


Figura 2.12 – Sequência evolutiva de um circo glaciário segundo Gordon (Gordon, 1977, p. 192).

¹⁰ Do inglês *ergodic reasoning*, que constitui um conceito fundamental na física, no campo da estatística da mecânica. O conceito surgiu inicialmente associado ao estudo empírico do comportamento molecular, especialmente porque as moléculas se moviam muito rapidamente, em relação à duração da observação. Em termos simples, a hipótese ergódica assume que a média das observações de um indivíduo ao longo do tempo, é igual à média das observações feitas em muitos indivíduos, num mesmo momento, e numa determinada área (Thorn, 1988, p. 46-47). No entanto, embora a formulação da hipótese ergódica tenha sido desenvolvida em detalhe por matemáticos, a sua formulação em geomorfologia é rudimentar (ob. cit., p. 47).

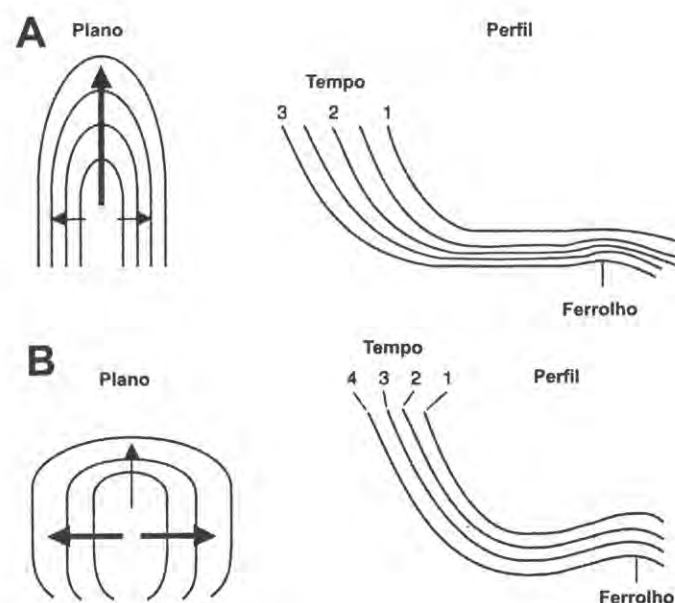


Figura 2.13 – Modelo de Bennett (1990) para a evolução de circos glaciários em áreas com um forte controle estrutural. A – Evolução de um circo em áreas onde o eixo médio do circo tem a mesma direcção do sentido de inclinação das camadas; B – Evolução de um circo em sectores onde o a direcção do eixo médio do circo é perpendicular ao sentido de inclinação das camadas (Bennett e Glasser, 1996, p. 139). No modelo A, desenvolve-se um fundo alongado e plano, pois a erosão na parede é mais rápida do que no fundo. No modelo B, desenvolve-se um circo compacto, com um fundo fechado e um ferrolho, pois a erosão na parede ocorre a uma velocidade aproximadamente igual à do fundo.

homogéneas, e referem o trabalho de Bennett (1990), onde este apresentou dois modelos de evolução dependentes das condições estruturais, que determinam o alongamento e aprofundamento do circo (Fig. 2.13).

Porém, apesar de aliciante, o raciocínio ergódico tem várias limitações. Evans e Cox (1995), num detalhado estudo morfométrico de 158 circos glaciários no Lake District (Inglaterra), concluem que os índices de correlação entre parâmetros de forma e de desenvolvimento são desanimadores. Salientam ainda que, caso as suas observações se confirmem noutras áreas, a falta de uma tendência única de evolução implicará que os circos evoluem de modo distinto, e provavelmente a partir de diferentes formas iniciais. Mesmo factores como a geologia, relevo, altitude e exposição deram resultados pouco significativos, no que se refere ao controlo sobre a forma dos circos, tendo os autores salientado a necessidade de efectuar novos estudos detalhados, em particular no que se refere às características da fracturação do substrato.

Uma vez que parâmetros morfométricos como a largura do circo, a altura da parede e o comprimento do eixo médio do circo (ver Cap. 2.4.), têm uma elevada correlação entre eles (De Blasio, 2002), é suficiente usar um deles para caracterizar a dimensão dos circos. Os resultados de Gordon (1977) e de Evans e Cox (1995), para circos da Grã-Bretanha, mostram

que a largura varia geralmente entre 300 e 800-1000 m, e resultados idênticos foram obtidos por Rudberg (1994, citado por De Blasio, 2002) para os circos da Escandinávia. De Blasio (2002) discute este facto com base num modelo estatístico, salientando que o limite máximo de largura encontrado no Globo, deve resultar do período limitado de tempo desde a formação dos circos, mas que a questão mais interessante é a escassez de circos com menos de 300 m de largura. Os resultados do modelo sugerem que isso se deve ao facto de o processo de formação dos circos ser muito selectivo e controlado pelas condições topográficas; ou seja, as áreas mais favoráveis ao desenvolvimento de circos são rapidamente ocupadas por glaciares, não deixando mais locais para a sua formação. Se esta hipótese for verdadeira, então a diferença de idade entre os circos é significativamente menor do que a sua idade absoluta, e essa é a razão pela qual as dimensões são comparáveis (De Blasio, 2002, p. 113).

2.4.3. Os circos glaciários como indicadores paleoclimáticos

No hemisfério norte a exposição preferencial dos circos a norte e leste é reconhecida desde há muito (por ex.: Flint, 1949). Evans (1977) refere que já Helland em 1882 usou a exposição preferencial dos circos para lhe atribuir uma génese glaciária. Evans, por sua vez, apresentou em 1977 um trabalho detalhado, onde analisa as características dos circos glaciários à escala global, e apoia-se no controle exercido pelas variáveis climáticas nos glaciares, para inferir acerca da sua influência no desenvolvimento dos circos. Por ordem decrescente de importância, são referidos os efeitos da radiação, do vento e dos contrastes entre as condições de manhã e de tarde. A radiação é especialmente influente nas regiões mais secas (pouca nebulosidade) das latitudes médias e em vertentes umbrias de declive acentuado, favorecendo o desenvolvimento de glaciares expostos a norte. Quanto ao vento, a sua influência faz-se sentir no transporte da neve no Inverno e na Primavera, indo aquela acumular-se nos locais abrigados, mas também na ablação, na estação quente. A ablação é maior nos sectores do glaciar expostos ao vento devido ao aumento das trocas de calor através de fluxos turbulentos. Estes são efeitos de carácter local, pois ao nível regional, os ventos associados aos episódios com precipitação favorecem os glaciares localizados a barlavento, onde a precipitação é mais elevada. No que se refere aos contrastes entre as condições de manhã e de tarde, com reflexos nas exposições a este e a oeste, estes relacionam-se principalmente com as temperaturas mais elevadas e com o menor albedo da neve à tarde, favorecendo o desenvolvimento dos glaciares expostos a nascente. Barrère (1962, citado por Evans, 1977), relaciona este efeito com um aumento na sublimação devido à humidade relativa mais baixa à tarde. Os efeitos do clima na exposição dos glaciares, e as retroacções dos vários factores, encontram-se sintetizados na

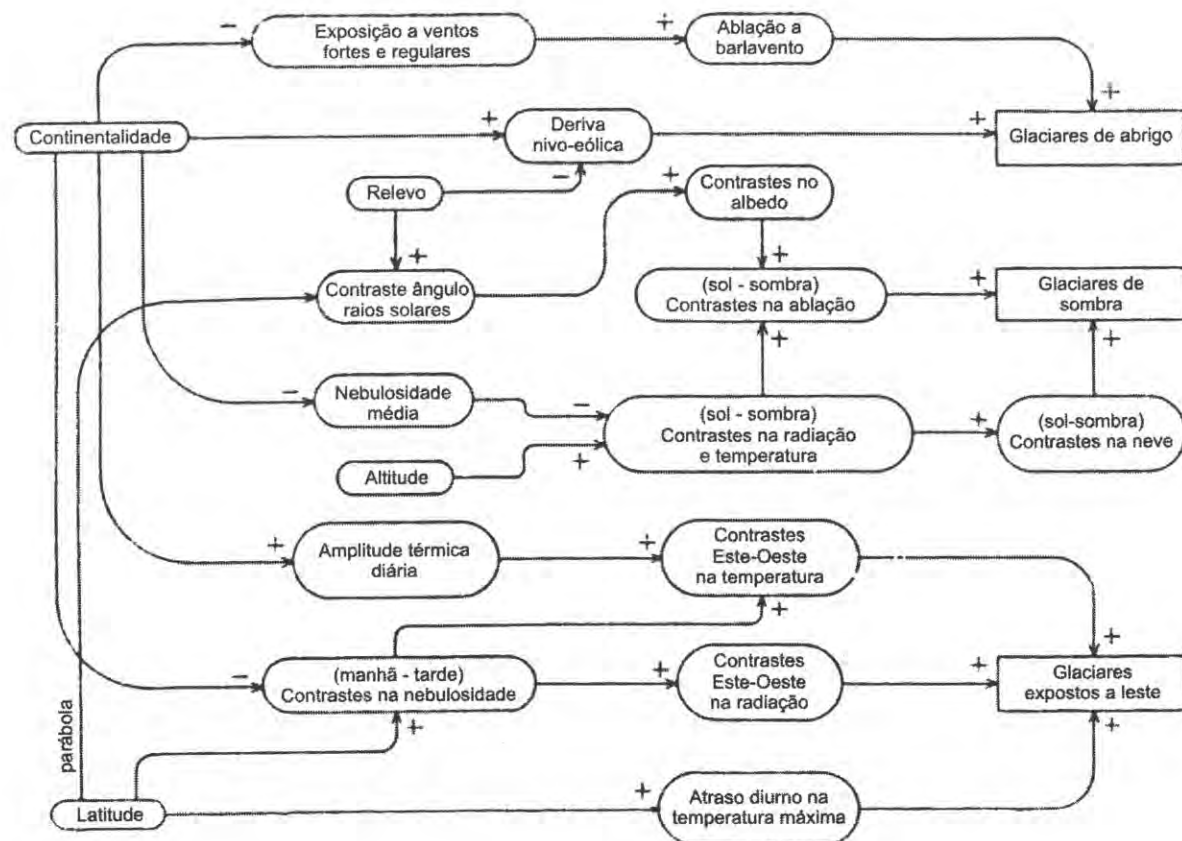


Figura 2.14 – Factores climáticos e exposição dos glaciares, em termos da contribuição para o desenvolvimento de glaciares de abrigo, glaciares de sombra, ou de glaciares expostos a leste (Evans, 1977, p. 154). O símbolo + indica uma retroacção positiva, e o símbolo – indica uma retroacção negativa. As setas o aumento da variável, e a retroacção é indicada pelo símbolo no seu final, sendo que as retroacções só são válidas entre duas caixas sucessivas.

figura 2.14, apresentada por Evans (1977, p. 154). Trata-se de um esquema conceptual que ilustra bem a complexidade das interacções clima-glaciar, e que permite melhor avaliar os resultados do estudo dos circos e dos glaciares da Serra da Estrela.

Graf (1976) estudou a importância dos circos para a manutenção de glaciares actuais nas Montanhas Rochosas, e mostrou que, nas condições climáticas actuais, as formas de relevo são factores muito importantes para a localização dos glaciares. Esses resultados reflectem claramente as características topoclimáticas particulares dos circos, correspondendo as condições óptimas para o desenvolvimento de glaciares, a circos de grande dimensão expostos a nordeste, com um comprimento do eixo médio superior à largura, paredes altas, uma portela a barlavento e um pico a sudoeste (Graf, 1976, p. 88).

Olyphant (1977) avaliou o controle exercido pela altitude e exposição na profundidade dos circos da Sierra Nevada (EUA) e verificou que, a altitudes baixas, os circos expostos a sul e a oeste são muito menos profundos do que os expostos a norte e este; mas com o aumento de altitude, a exposição deixa de constituir um factor de diferenciação e a profundidade dos



Figura 2.15 – Factores geográficos que condicionam a exposição dos circos glaciários (Evans, 1977, p. 155).

circos passa a ser semelhante. O autor atribui este facto à nebulosidade, que devia persistir durante longos períodos nas áreas mais altas, inibindo as dissimetrias associadas à radiação. Evans (1977, p. 158) refere também que, em áreas glaciadas marginalmente, a dissimetria da glaciação é geralmente mais acentuada do que nas áreas fortemente glaciadas, onde as dissimetrias não se verificam.

Porém, a exposição dos circos é também controlada por outros factores geográficos (Fig. 2.15), pelo que a utilização da exposição para extrair inferências de natureza paleoclimática deve ser feita com especial cuidado e com base numa caracterização estatística sólida (Evans, 1977). É ainda importante destacar que um circo se forma ao longo de um período muito longo (dezenas a centenas de milhar de anos), pelo que não tem uma idade única (Evans, 1977, p. 154), ou seja, é uma forma policíclica e poligénica. Este aspecto é particularmente importante, pois limita directamente o cálculo das paleoaltitudes da linha de equilíbrio com base na altitude do fundo dos circos, método que aliás, está em desuso.

2.4.4. A morfometria dos circos glaciários

Os parâmetros morfométricos descritivos são um modo objectivo de caracterizar as formas dos circos glaciários e têm sido usados por diversos autores (por ex.: Gordon, 1977; Evans e Cox, 1995; Davis, 1999). Vários deles foram especialmente desenvolvidos para caracterizar circos glaciários, podendo-se encontrar uma interessante síntese e aplicação ao Lake District (Inglaterra) em Evans e Cox (1995). É essencialmente nesse trabalho que nos baseamos para a presente abordagem, pelo que, quando não surgir referência à fonte, se tratam de índices aí apresentados. Segundo aqueles autores, as principais vantagens da análise morfométrica dos

circos glaciários são: servir de apoio para a identificação de circos; quantificar a dimensão e forma; caracterizar as relações entre a dimensão e forma; contribuir para avaliar a importância dos factores que controlam a dimensão, forma e localização; e demonstrar a existência de padrões no desenvolvimento dos circos.

Naturalmente, a representatividade dos circos da Serra da Estrela é escassa, pois estes são em número reduzido e nem todos apresentam igual desenvolvimento. No entanto, como apontado por Evans e Cox (1995), são necessárias abordagens sistemáticas deste tipo para que possam ser efectuados estudos comparativos entre diferentes áreas, pois os dados morfométricos são comparáveis de modo objectivo. Aliás, Evans (1977) salientou que em áreas marginais, mesmo um escasso número de circos pode ser importante em termos de análise paleoclimática, particularmente se tiverem uma orientação regular; mas se tal não suceder, é necessária uma amostra maior, para poder extrair conclusões.

Os parâmetros morfométricos que analisamos permitem caracterizar a localização, altitude, exposição, dimensão, declive, forma e grau de fecho do circo, os factores condicionantes e a efectuar uma tipologia dos circos. Excluindo as características litológicas, os parâmetros foram sempre calculados em ambiente SIG, com base nas cartas topográficas digitais 1:25.000 do Instituto Geográfico do Exército e com o auxílio de uma folha de cálculo. Esta escala cartográfica é indicada por Evans e Cox (1995) como apropriada para este tipo de análise. Os circos foram visitados durante os trabalhos de campo, tendo sido efectuado o seu levantamento geomorfológico à escala 1:25.000 e, em alguns casos, à escala 1:10.000. Usaram-se também fotografias aéreas a preto e branco à escala 1:15.000 e ortofotomapas digitais com uma resolução de 1 m.

Para calcular os parâmetros morfométricos, o primeiro passo é a delimitação do circo no mapa, e em particular do *alto da parede* (Fig. 2.16). Evans e Cox, para os casos em que o sector superior da parede tem uma variação suave de declive, sugerem adoptar o valor de 27°, como limite mínimo da parede. No entanto, em algumas formas de tipo circo, menos características, este valor não é de grande utilidade, pelo que nos circos menos típicos optámos por uma delimitação apenas morfológica, baseada no conhecimento de campo e na interpretação das curvas de nível no mapa topográfico. Nos circos mais bem desenvolvidos, como, por exemplo, o Covão Cimeiro ou o Covão do Ferro, é interessante observar a coincidência entre o limiar de 27° e o limite morfológico do *alto da parede* (Fig. 2.17). Porém, em formas menos típicas, como é o caso do circo da Lagoa Redonda, a utilização desse valor não é viável, pois as formas prolongam-se claramente para além desse limiar. O *alto da*

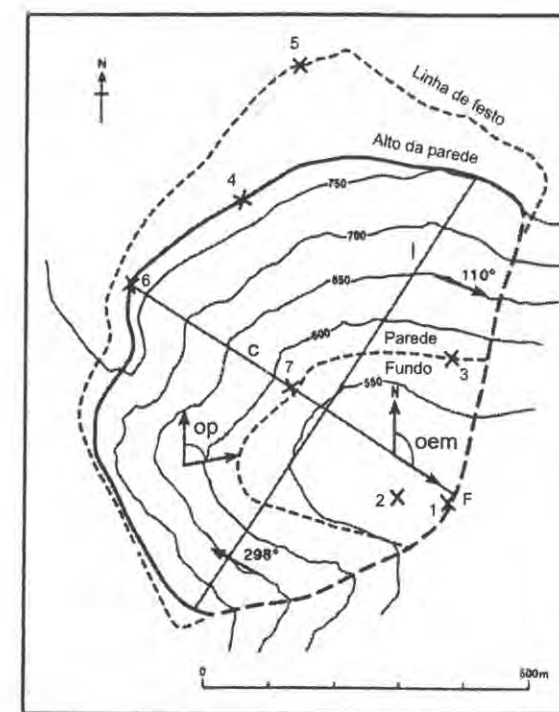


Figura 2.16 – Principais variáveis usadas para o cálculo dos parâmetros morfométricos dos circos glaciários (adaptado de Evans e Cox, 1995, p. 184). 1 – altitude mínima do circo (a_{min}); 2 – moda da altitude do fundo do circo (af); 3 – altitude máxima do fundo do circo (af_{max}); 4 – altitude máxima do alto da parede (ap_{max}); 5 – altitude máxima da bacia-vertente do circo; 6 – altitude do alto da parede no eixo médio do circo (ap_{em}); 7 – coordenadas para a localização do circo; F – foco do circo; c – comprimento; l – largura. Grau de fecho em plano (fpl) = $(360 - 298) - 110 = 172^\circ$; orientação do eixo médio do circo (oem) = 121° ; orientação da parede (op) = 85° .

parede, para além de demarcar o alto da parede do circo, prolonga-se para um e outro lado, fechando-se no rebordo do circo (Fig. 2.16). É sempre difícil escapar a alguma subjectividade nesta delimitação.

Um outro limite a definir, é o que separa o *fundo*, da *parede* do circo, reflectindo a noção de que estes são dois elementos essenciais a todos os circos (Evans e Cox, 1995). Mais uma vez, deve ser usado o limiar de declive de 27°, pois a *parede* deverá ter, preferencialmente, mais de 35°, enquanto o *fundo* deverá ter menos de 20°. Trata-se portanto de um valor médio. A existência de um sector de transição entre a parede e o fundo não é tida em consideração.

Uma outra característica é o *foco do circo*, que se localiza no meio do *reborde*, e que pode ou não, coincidir com o seu sector mais baixo (Fig. 2.16). A partir desse ponto, traça-se (visualmente) um segmento de recta central ao circo, em direcção ao *alto da parede*, de modo a dividir o circo em duas partes iguais, que constitui o *eixo médio do circo*. O *ponto central do eixo médio do circo*, entre o *alto da parede* e o *reborde*, é usado para definir as coordenadas geográficas do circo (Fig. 2.16).

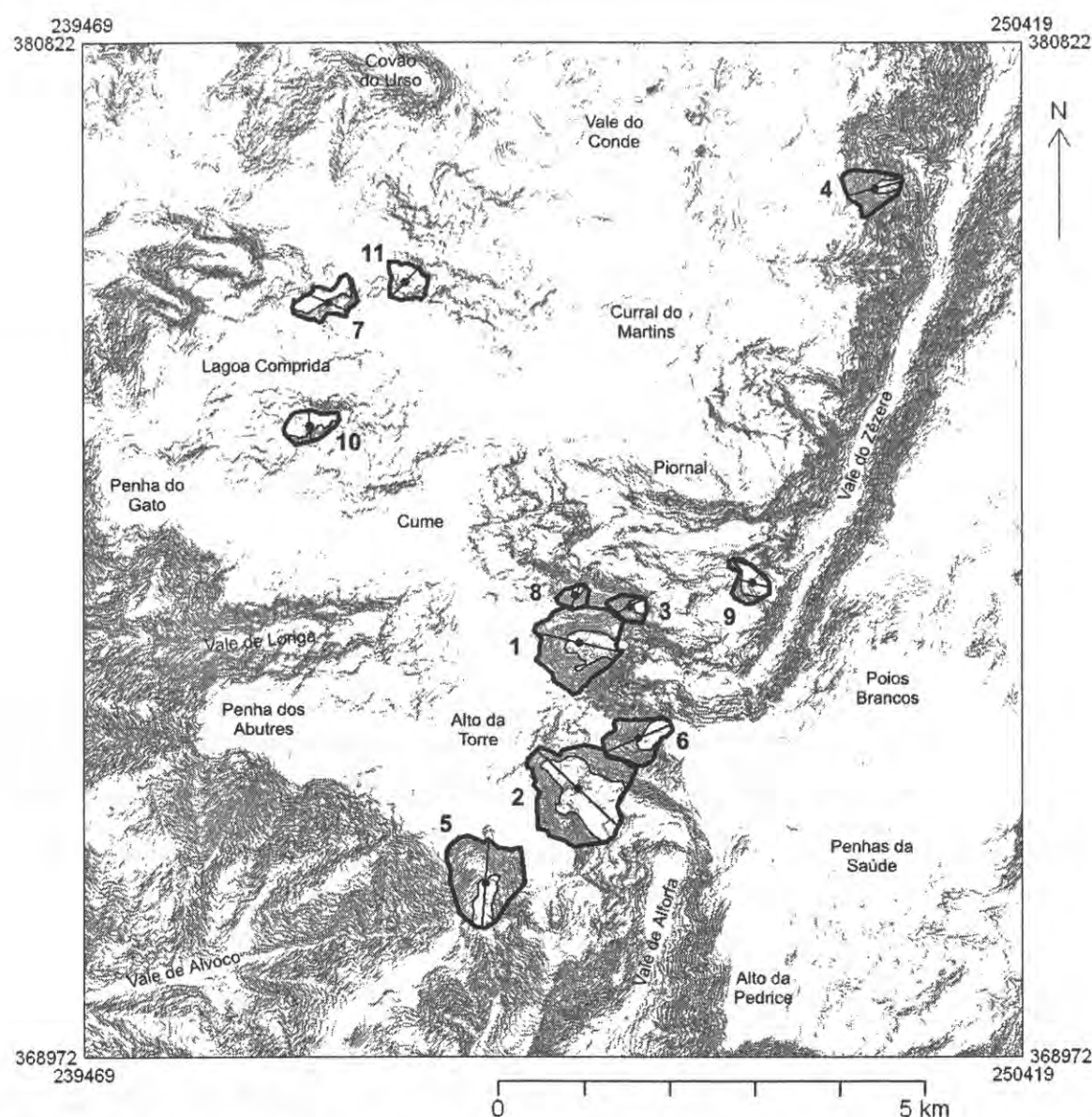


Figura 2.17 – Circos glaciários da Serra da Estrela. O sombreado a cinzento indica as áreas com declive superior a 27°. As linhas cheias fechadas correspondem ao limite dos circos, e no seu interior, nos circos mais desenvolvidos, está marcado o limite entre o fundo e a parede. Esse limite foi marcado por interpretação do mapa topográfico, mas como se pode observar, nos circos mais desenvolvidos, coincide com o limiar de declive de 27°. Os segmentos de recta representam o eixo médio dos circos, e os círculos pretos, os seus pontos centrais. 1 – Circo do Covão Cimeiro; 2 – Circo do Covão do Ferro; 3 – Circo da Lagoa do Cântaro; 4 – Circo de Covais; 5 – Circo da Estrela; 6 – Circo do Covão das Vacas; 7 – Circo do Covão do Forno; 8 – Circo do Cântaro Gordo; 9 – Circo de Vale Mourisco; 10 – Circo da Lagoa Escura; 11 – Circo da Lagoa Redonda.

Os indicadores acima mencionados, são depois usados para calcular os parâmetros morfométricos que caracterizam o circo, e que passamos a definir (Evans e Cox, 1995):

a) Parâmetros de Localização

A localização é dada pelas coordenadas do *ponto central do eixo do circo*, directamente extraídas das Cartas Militares de Portugal digitais, na escala 1:25.000, segundo a quadrícula quilométrica Gauss-Elipsóide Internacional *datum* de Lisboa. As coordenadas de cada circo

são usadas na análise estatística da distribuição espacial dos circos, de modo a reflectirem as diferentes posições no âmbito da Serra da Estrela. Assim, à longitude, atribuímos a designação de *X*, e à latitude, de *Y*. A primeira visa traduzir, essencialmente, a distância ao oceano, reflectindo uma maior ou menor continentalidade no seio da Serra (por ex.: Seia tem um valor de *X* que revela uma menor continentalidade que a Covilhã). Por outro lado, o valor de *Y*, reflecte essencialmente efeitos latitudinais, que podem ter como causa diferenças na insolação, fluxos das massas de ar húmido, nebulosidade, etc. É de salientar, que quando usados na análise estatística, estes parâmetros traduzem essencialmente o comportamento de essas outras variáveis que lhes podem estar associadas, e são por isso, uma forma de as quantificar indirectamente.

b) Parâmetros de Altitude

Para o cálculo dos parâmetros de altitude, os barrancos e outras pequenas incisões em “V” são generalizados, pelo que, por exemplo, o ponto mais baixo do circo se pode localizar acima da altitude de um eventual talvegue que drene o circo. Os valores são sempre referidos em metros.

- Altitude mínima no circo (*amin*).
- Moda da altitude do fundo do circo (*af*) – Foi obtida com um arredondamento de 5 m, correspondendo à maior área entre duas curvas de nível consecutivas no fundo do circo.
- Altitude máxima do fundo do circo (*afmax*).
- Altitude máxima do alto da parede do circo (*apmax*).
- Altitude máxima da bacia-vertente do circo (*abvmax*) - Esta variável pretende reflectir a importância de um possível efeito de abrigo ou de uma fonte suplementar de neve soprada pelo vento.
- Altitude do alto da parede no eixo médio do circo (*apem*).

c) Parâmetros de exposição

Como referido acima, a exposição das vertentes é um factor muito importante na localização dos circos. Os parâmetros de exposição são medidos em graus, correspondendo 0° a Norte, e dando-se o incremento dos valores no sentido dos ponteiros do relógio.

- Orientação do eixo médio do circo (*oem*).
- Orientação da parede do circo (*op*) - É o valor da orientação da parede do circo, ponderado pelo declive (os sectores de maior declive contribuem mais do que os de declive mais suave).

Segundo Evans e Cox, esta variável deverá representar melhor a orientação do antigo glaciar de circo, do que a orientação do eixo médio do circo (*oem*).

d) Parâmetros de dimensão

- Comprimento do eixo médio do circo (*c*) - É medido desde o *alto da parede* ao *rebordo* do circo.
- Largura (*l*) - Corresponde à máxima extensão de uma linha interna ao circo, que seja perpendicular ao *eixo médio do circo*.
- Comando máximo da parede (*cp*) - É a diferença de altitude entre o *alto da parede* e o *fundo do circo*.
- Altura média axial ($ama = apem - amin$)
- Desnível do fundo do circo ($df = afmax - amin$)
- Dimensão média ($d = \sqrt[3]{c \cdot l \cdot ama}$) - Este parâmetro substitui o parâmetro *volume* de outros trabalhos, pois segundo Evans e Cox, não existe um modo rigoroso conhecido de calcular o volume erodido por acção glaciária, ou seja, não é possível determinar, com rigor, a forma de relevo existente antes do circo.
- Largura/Comprimento (*lc*) - É a razão entre a *largura* (*l*) e o *comprimento do eixo médio do circo* (*c*).

e) Parâmetros de declive

- Declive máximo da parede do circo (*dmax*) - Medido a partir do mapa de declives (em graus) com um pixel de 10x10 m.
- Declive mínimo do fundo do circo (*dmin*) - É também medido com base no mapa de declives usado no índice anterior. No caso do fundo do circo estar ocupado por um lago ou colmatado, uma vez que não se conhece a topografia do substrato, é considerado o valor de 0°.
- Declive axial (*da*) - É calculado a partir do arco tangente de (ama/c). Segundo Evans e Cox, este índice representa a melhor estimativa do declive da superfície de um glaciar que enchesse o circo, que pode ser obtida a partir dos parâmetros morfométricos medidos.

f) Parâmetros de grau de fecho e de forma

- Grau de fecho em plano (*fpl*) - Obtém-se medindo a variação no valor do arco de círculo da curva de nível intermédia da parede, estando virados para o interior do circo, primeiro no seu extremo na vertente do lado esquerdo, e depois no seu extremo do lado direito (Fig. 2.16).

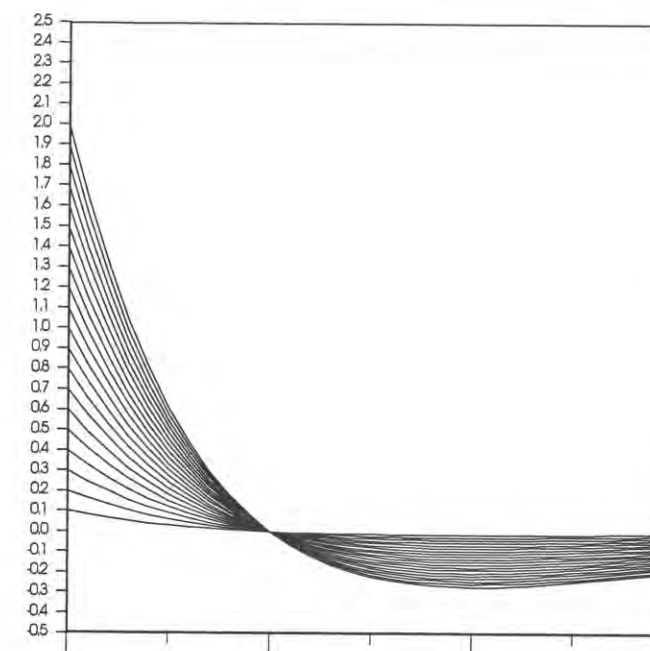


Figura 2.18 – Curvas-k para valores de k entre 0,1 e 2,0. O eixo horizontal representa a distância.

Não são consideradas as pequenas irregularidades na parede do circo. Este parâmetro de forma, define o carácter em anfiteatro do circo, correspondendo, por exemplo, um valor de 360° a uma cratera.

- Grau de fecho em perfil (*fpe*). Corresponde a $dmax - dmin$ (em graus). É um parâmetro que serve de complemento ao *grau de fecho em plano*, embora segundo Evans e Cox, seja de valor limitado pela fraca correlação entre os declives das *paredes* e dos *fundos* dos circos.
- Índice k - Trata-se de um índice que não é usado por Evans e Cox (1995), mas que é muito útil para a caracterização do perfil longitudinal dos circos. Como verificado por Haynes (1968, citado por Sugden e John, 1976), o perfil longitudinal é bem descrito por funções logarítmicas do tipo $y = k(1 - x)e^{-x}$, em que y é a altitude, x a distância ao longo do perfil, e k uma constante que descreve a concavidade. Quando $k = 2$, o *ombilic* é profundo e a parede apresenta um declive acentuado. Mas, por exemplo, se $k = 0,5$ o circo é já pouco profundo, de fundo plano ou totalmente drenante para jusante (Benn e Evans, 1998). Para que melhor se compreenda a influência de k, a figura 2.18 ilustra várias curvas obtidas para valores de k com intervalos decimais, e na figura 2.19, apresentam-se os perfis longitudinais dos circos da Serra da Estrela, e os correspondentes índices k.
- Fundo do Circo (*fc*) - Caracteriza o fundo do circo e o seu desenvolvimento, em particular no que se refere à possibilidade de existência de um covão e de um lago: 1 - lago bem desenvolvido com covão; 2 - lago bem desenvolvido, mas provavelmente apenas de barragem morénica; 3 - turfeira bem desenvolvida; 4 - pequeno lago ou pequena turfeira; 5 - fundo

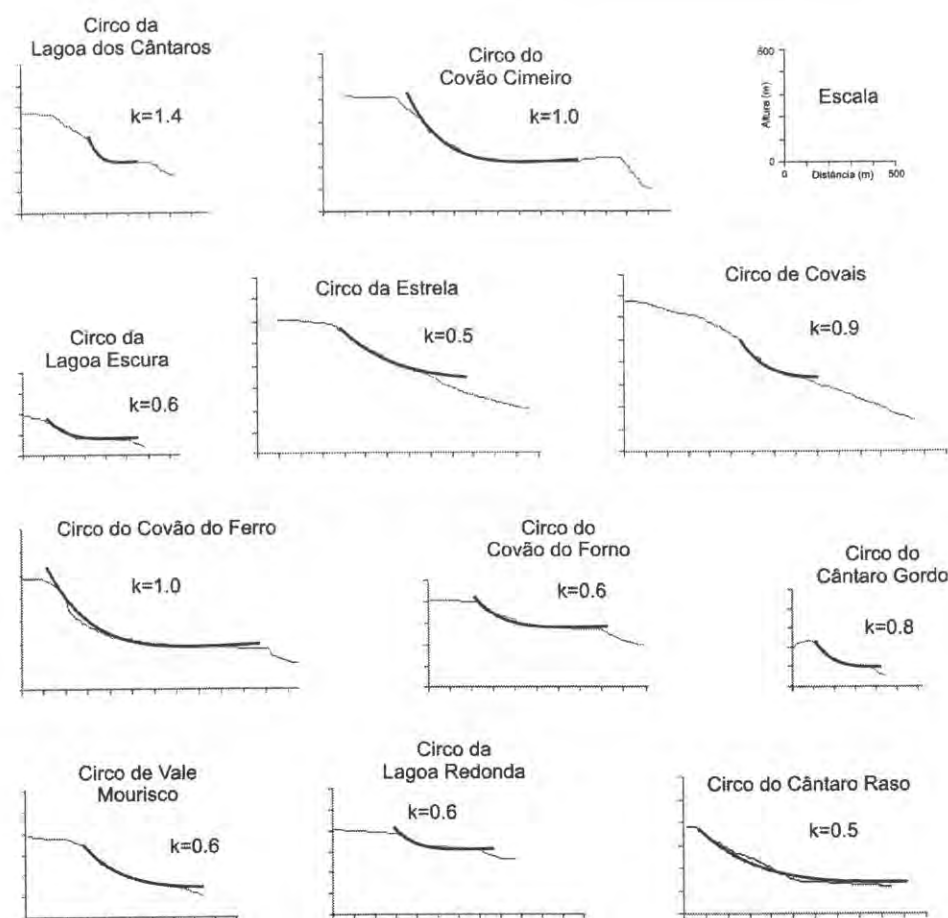


Figura 2.19 – Perfis longitudinais dos circos glaciários da Serra da Estrela, e respectivas curvas-k.

coberto de *till*, podendo encobrir um covão; 6 - fundo rochoso aberto e bem drenado, sem covão.

- Portelas (*p*) – Representa o número de portelas, correspondendo a desníveis no *alto da parede* superiores a 30 m. Nos casos em que os circos opostos evoluem retrogressivamente sobre um mesmo interflúvio, é esperado um maior número de portelas.

g) Factores condicionantes e tipologia das formas

- Litologia (*lit*) – Representa o substrato dominante no circo: 1 - Granito de Seia; 2 - Granito da Covilhã; 3 - Granito de Manteigas; 4 - Granito do Curral do Vento; 5 - Granito do Covão do Curral; 6 - Granito da Estrela.

- Grau – Grau de desenvolvimento do circo (modificado de Evans e Cox, 1995): 1 - Clássico. Apresenta todos os atributos da definição de circo, incluindo um covão; 2 - Bem definido. Parede e fundo bem definidos, apresentando-se a parede curva em torno do fundo (anfiteatro),

mas sem covão; 3 - Moderadamente definido. Apresenta as características anteriores, mas a curvatura da parede em torno do fundo está pouco desenvolvida.

- Relevo num raio de 1 km (*r1*) – Variação de altitude num raio de 1 km em torno do ponto médio do eixo médio do circo. Trata-se de uma variável que pretende caracterizar a energia do relevo na área envolvente do circo. É particularmente útil quando se comparam circos de diferentes regiões, embora dentro da área de estudo tenha pouco significado (o mesmo se aplica à variável seguinte)¹¹.

- Relevo num raio de 2 km (*r2*) – Variação de altitude num raio de 2 km em torno do ponto médio do eixo médio do circo.

- Tipo (*t*) – Tipo de circo, considerando a posição topográfica. Foi usada parte da classificação de Evans e Cox (1995), tendo-se adicionado a classe circos de planalto, importante para o caso da Serra da Estrela. 1 – Circo de cabeceira de vale glaciário; 2 – Circo de vertente; 3 – Circo de planalto.

2.4.5. Os circos glaciários da Serra da Estrela

A Serra da Estrela é uma pequena montanha e a área com vestígios claros de glaciação é relativamente restrita, correspondendo a cerca de 70 km². O facto de se tratar de uma montanha planáltica e de praticamente não se encontrarem sectores com relevo de tipo alpino¹², faz com que os circos glaciários se distribuam principalmente nos sectores com maior declive, ou seja nas margens dos planaltos, e nos ressaltos mais vigorosos. Não são, na maior parte dos casos, circos contíguos, e a sua densidade é escassa quando comparada com a de montanhas com relevo alpino, como os Pirinéus ou os Alpes.

Identificámos 11 circos glaciários na Serra da Estrela, embora alguns deles sejam formas mal definidas e que não se enquadram na definição de circo no sentido restrito do termo (Fig. 2.17). Há também casos de formas que não foram classificadas como circo, e que podem gerar algumas dúvidas, como são os casos do Vale de Covões, da depressão a norte do Cume e da cabeceira do Vale da Candeeira. Porém, a análise detalhada de um poucos circos pode também produzir resultados paleoambientais importantes, como se disse, especialmente em áreas marginais, quando as orientações dos circos são regulares (Evans, 1977).

A análise dos circos inicia-se com uma referência ao seu grau de desenvolvimento morfológico, seguindo-se a aplicação de uma tipologia baseada na sua posição topográfica.

¹¹ Estes índices foram calculados, pois os circos da Serra da Estrela ficam assim caracterizados morfometricamente de forma completa, podendo ser usados em futuros trabalhos de comparação espacial.

¹² Apenas o interflúvio do Cântaro Gordo constitui uma crista alpina, e o pico com o mesmo nome, deve ser mesmo o único *horn* de Portugal.

Quadro 2.1 – Características definidoras dos circos glaciários e sua ocorrência nos circos da Serra da Estrela.

	Parede	Forma de anfiteatro	Fundo	Covão	Lagoa	Linha de Festo	Grau
C. Cimeiro	+	+	+	+	-	-	1
C. Ferro	+	+	+	+	?	-	1
L. Cântaro	+	+	+	+	+	+	1
Covais	+	+	+	-	-	-	2
Estrela	+	+	+	-	-	-	2
C. Vacas	+	+	+	-	-	+	2
C. Forno	+	-	+	+	?	-	3
C. Gordo	+	-	+	-	-	+	3
V. Mourisco	+	-	+	-	-	+	3
L. Escura	+	-	+	+	+	-	3
L. Redonda	+	-	+	+	+	-	3

Após estes dois pontos introdutórios, analisam-se os parâmetros morfométricos apresentados no ponto anterior, com especial ênfase para as indicações de natureza paleoambiental que se podem obter.

a) O grau de desenvolvimento e a classificação dos circos

A classificação dos circos glaciários segundo o grau de desenvolvimento, que adaptámos de Evans e Cox (1995), e que explicámos no ponto anterior, é bastante útil para sistematizar as características morfológicas dos circos da Estrela; é por isso, por ela, que iniciamos a análise dos parâmetros morfométricos (Quadro 2.1).

Os circos clássicos (grau 1) são raros e localizam-se exclusivamente próximo do limite oriental do Planalto da Torre, a área mais alta da Estrela (Quadro 2.1 e Fig. 2.17). Correspondem aos circos do Covão Cimeiro, Covão do Ferro e Lagoa do Cântaro, todos com paredes bem definidas, forma em anfiteatro, e fundos com covão, o qual no último caso alberga uma pequena lagoa. O circo da Lagoa do Cântaro apresenta-se assim como aquele que tem as características gerais mais desenvolvidas da Serra da Estrela, apesar de não ter uma forma em anfiteatro tão desenvolvida como os outros dois circos mencionados.

Os circos do Covão do Ferro e Cimeiro são formas de cabeceira de vale glaciário, e correspondem ao troço montante dos vales de Alforfa e do Zêzere. São circos de grande dimensão, com comprimento e largura superiores a 1 km, ao contrário do que se passa com o

pequeno circo de vertente da Lagoa do Cântaro¹³, onde os valores daquelas variáveis se aproximam dos 350 m.

Os circos glaciários de grau 2 têm também uma forma de circo clara, faltando a presença de um covão bem desenvolvido¹⁴, pelo que o fundo do circo é drenado de modo relativamente livre para jusante. Nesta classe, encontram-se os circos de Covais, Estrela e do Covão das Vacas. A exposição e a localização dos circos deste conjunto são muito variáveis.

Finalmente, nos circos de grau 3, incluímos aqueles circos com características menos desenvolvidas, em particular no que se refere à forma das paredes em anfiteatro. Tratam-se, assim, de casos cujas características morfológicas sugerem terem sido locais favoráveis à manutenção do gelo, mas em que as paredes são relativamente abertas. Os circos deste grupo são os do Covão do Forno, Lagoa Escura, Lagoa Redonda, Vale Mourisco e Cântaro Gordo.

b) A tipologia dos circos glaciários

Distinguem-se na Serra da Estrela três tipos de circo, de acordo com a posição topográfica: os circos de cabeceira de vale glaciário, os circos de vertente e os circos de planalto.

Os **circos de cabeceira de vale glaciário** são representados pelos circos do Covão Cimeiro, Covão do Ferro e da Estrela, que ocupam o troço montante dos vales, estando limitados acima das paredes pelo Planalto da Torre. Todos eles se localizam nos rebordos leste ou sul do referido planalto.

Os circos de cabeceira de vale glaciário têm uma génese complexa, e são provavelmente os locais da serra onde o gelo se manteve durante períodos mais prolongados. A sua elevada altitude, e no caso dos circos de grau 1, exposição favorável, tornam-nos locais privilegiados para o desenvolvimento de glaciares de circo no início das glaciações, e para a sua manutenção por períodos mais longos no final das mesmas; enquanto no máximo glaciário terão permanecido quase totalmente preenchidos por gelo, beneficiando de uma erosão particularmente importante, controlada pelo fluxo do gelo do planalto. A erosão fluvial não deve ser também negligenciada, bem como os papéis da alteração pré-glaciária e da fracturação parecem ter sido também significativos.

Merece também referência a cabeceira do Vale da Candeeira (ver Cap. 4.4), que apresenta uma forma complexa em múltiplos anfiteatros, com vários patamares embutidos, que

¹³ A relação genética do Circo da Lagoa do Cântaro com o Vale da Candeeirinha não é clara, e o seu posicionamento alcandorado em relação ao Vale da Candeeira, que se encontra a norte, sugere que deve ter tido uma evolução independente.

¹⁴ No caso do Covão das Vacas, existe um pequeno ferrolho, mas o covão é de pequena dimensão e já em posição marginal ao anfiteatro, que fica recuado para sudoeste, factos que nos levaram a classificá-lo como de grau 2.

reflectem um interessante controlo exercido pela fracturação do substrato. Esta área não se pode considerar um circo glaciário, pois não apresenta as características que o definem. É porém possível que, no passado, as características de circo tenham sido mais nítidas do que actualmente. Outro caso de uma forma de tipo circo, é o Covão do Urso, que não constitui uma forma de cabeceira, mas sim uma forma intermédia no vale, motivo pelo qual foi excluído da classificação. Aquele sector é, em nosso entender, uma bacia de sobreexcavação glaciária, mas não apresenta vestígios de ter albergado glaciares de circo activos. Situações similares ocorrem no Vale da Caniça (Covão do Vidual e Covão da Fraga Negra).

Os **circos de vertente**, como o nome sugere, encontram-se talhados numa vertente de um vale. São formas relativamente limitadas que, ao contrário dos circos de cabeceira, evoluíram principalmente à custa de um glaciar de circo. Na maior parte dos casos da Serra da Estrela, os circos deste tipo, não sofreram uma alimentação de gelo significativa do ponto de vista morfogenético, proveniente da área a montante do alto da parede. Porém, dada a sua posição, nos máximos glaciários, vários circos de vertente encontravam-se abaixo da superfície do glaciar que preenchia o vale principal, e que deveria controlar a morfogénese, que se fazia numa direcção perpendicular ao eixo do circo. Este tipo de situação deve ter ocorrido, pelo menos parcialmente, nos circos do Covão das Vacas, Cântaro Gordo e Lagoa dos Cântaros, embora este último apresente uma orientação mais protegida do fluxo do glaciar do Zêzere-Candeeira. Já o Circo de Vale Mourisco, tem uma posição mais baixa no Vale do Zêzere (e também uma forma menos bem definida), e encontra-se no enfiamento dos vales da Candeeirinha e Candeeira, tendo sido afectado pelo seu fluxo glaciário durante uma parte significativa da glaciação. Este pequeno circo só deve ter sido ocupado por um glaciar de circo no final das glaciações, pois a posição abrigada e afastada do planalto, mitiga fortemente a acumulação nivo-eólica no início das glaciações, e a sua altitude é relativamente baixa.

Cabe ainda referir o Circo de Covais, cuja altitude do fundo é de 1235 m, valor que é cerca de 400 m inferior à altitude da linha de equilíbrio no UMGSE (ver Cap. 5.3.3.), e que é o único circo da Estrela que apresenta uma moreia latero-frontal bem definida. Além da baixa altitude, um outro aspecto que torna este circo particularmente interessante é o facto de não apresentar qualquer alimentação glaciária exterior, justificando-se a sua existência pela posição abrigada, e favorável à acumulação da neve transportada do Planalto das Penhas Douradas. Estes dados sugerem que o circo de Covais se desenvolveu essencialmente nas fases em que os glaciares da Estrela se encontravam próximo da sua máxima extensão, e que com a deglaciação, tenha perdido rapidamente a actividade glaciária. Na realidade, se considerássemos que existia um glaciar de circo naquele local logo a partir do início da

glaciação, com o deteriorar das condições climáticas, que levou ao avanço dos glaciares de vale e de planalto, esse glaciar teria também avançado e extravasado os limites do circo. A ausência de vestígios desse extravase, serve também para apoiar a hipótese que sugerimos acima. Quanto à moreia latero-frontal, ela indica uma ocupação por um glaciar de circo, relativamente longa.

Os **circos de planalto** correspondem a formas com parede, fundo e covão bem desenvolvidos, mas com uma curvatura da parede em torno do fundo muito mal definida. Localizam-se nos ressaltos do planalto expostos a norte, e reflectem um claro controlo da fracturação do substrato na sua forma, em especial no que se refere ao carácter rectilíneo de amplos sectores das paredes. Os circos da Lagoa Escura, Covão do Forno e Lagoa Redonda, enquadram-se nesta classe. Apesar de se tratarem de circos glaciários, as suas características morfométricas (ver adiante), em particular o escasso comando, regularidade das paredes, e posição no seio do campo de gelo de planalto, sugerem que a sua evolução se deu por desalojamento subglaciário de blocos. Este processo está aliás bem patente nas escadarias erosivas onde estes circos se desenvolvem, e que correspondem sempre a áreas de maior declive, e portanto a uma maior capacidade de erosão glaciária. Devem tratar-se de formas que evoluíram principalmente no máximo glaciário, com um campo de gelo activo no planalto.

Ainda dentro do âmbito dos circos de planalto, é importante referir que existem outras formas que nos geraram dúvidas quanto à sua inclusão ou exclusão, sob a designação de circos. Tratam-se essencialmente de ressaltos erosivos, marcados pelo desalojamento de blocos, e por vezes com bacias de sobreexcavação, mas que, por apresentarem paredes irregulares e pouco desenvolvidas, nos levaram à sua exclusão. A depressão localizada imediatamente a norte do Cume, bem como vários entalhes na vertente meridional da Nave Descida, correspondem aos casos principais.

c) Análise dos parâmetros morfométricos dos circos glaciários

Matriz de correlações dos parâmetros morfométricos

Iniciamos o estudo dos parâmetros morfométricos dos 11 circos glaciários da Serra da Estrela (Quadro 2.2), com a análise da matriz de correlações entre eles, que permite efectuar uma primeira avaliação do seu significado (Quadro 2.3).

Assim, verifica-se que *coord. Y* (latitude) apresenta correlações significativas negativas com os parâmetros morfométricos que caracterizam a altitude da parede (*apmax* e *apem*) e da bacia-vertente (*abvmax*). Este facto está associado à localização das áreas mais elevadas da

Quadro 2.3 – Matriz de correlações entre os parâmetros morfométricos dos circos glaciários. As correlações significativas ($p < 0,05$) estão sublinhadas.

[illegible]

88

Grau	Posição	Altitude (m)							Exposição (°)		Dimensão (m)							Declive (°)	Fecho e forma							Factores e tipologia das formas			
		UTM (coord. X, coord. Y)	amin	af	afmax	apmax	abmax	apem	aem	op	c	l	cp	ama	df	d	dmx		dmn	da	jpl	jpe	lc	jc	p	k	lit	r1	r2
1	C. Cimeiro	245240,8	373824,1	1590	1615	1700	1920	1993	1880	103	63	1020	1040	290	260	80	650	77	0	0,24	191	77	1,0	3	1	1,0	2	530	680
	C. Ferro	245226,6	372121,5	1570	1575	1760	1910	1993	1890	134	78	1296	1168	240	310	180	777	79	0	0,23	162	79	0,9	1?	0	1,0	2	500	710
	L. Canaro	245832,1	374250,2	1630	1635	1660	1860	1870	1770	63	83	380	350	210	130	20	258	76	0	0,33	154	76	0,9	1	0	1,4	6	470	790
2	Covais	248694,4	379112,4	1170	1235	1280	1510	1589	1490	76	56	660	550	260	320	110	487	66	5,3	0,45	143	61	0,8	6	0	0,9	1	700	940
	Estrela	244148,4	371004	1455	1495	1630	1880	1993	1840	184	177	1020	887	290	385	175	703	67	3,4	0,36	141	63	0,9	6	0	0,5	6	640	980
	C. Vacas	245928,9	372713,8	1620	1630	1670	1910	1916	1870	67	58	823	590	270	250	50	495	68	1,3	0,30	133	67	0,7	5	0	0,5	2	546	763
	C. Forno	242331,4	377788,3	1570	1575	1630	1700	1710	1690	292	331	500	486	60	120	60	307	63	0,2	0,24	121	63	1,0	?	0	0,6	1	300	590
3	C. Gordo	245198,3	374376,3	1690	1705	1730	1870	1890	1850	19	32	286	323	140	160	40	245	69	1,7	0,51	169	67	1,1	6	1	0,8	6	500	620
	V. Mourisco	247263,6	374520,6	1350	1355	1460	1520	1570	1520	105	104	389	445	80	170	110	308	71	0,7	0,41	169	71	1,1	6	0	0,6	6	450	780
	L. Escura	242114,6	376353,4	1670	1675	1710	1770	1863	1770	354	336	355	637	70	100	40	282	61	0	0,27	45	61	1,8	1	0	0,6	1	260	490
	L. Redonda	243221,2	378020,9	1610	1615	1650	1690	1720	1690	45	12	474	530	60	80	40	271	59	0,2	0,17	74	59	1,2	1	0	0,6	1	280	430

Estrela na parte sul do planalto, diminuindo gradualmente as altitudes para norte. Tem também uma correlação negativa significativa com $dmax$, o que indica que os circos localizados mais a norte têm uma tendência para apresentar um declive máximo da parede menor, o que sugere também um menor grau de evolução. Este mesmo aspecto está também patente na correlação negativa com o grau de fecho em perfil.

No que se refere à *coord. X* (longitude), observa-se que as correlações são significativas e negativas com os parâmetros associados à altitude do fundo do circo ($amin$, af e $afmax$), o que indica uma diminuição geral daqueles parâmetros de oeste para leste. Essa tendência sugere uma assimetria climática W-E, que poderá indicar uma ALE mais baixa a leste nas fases de glaciação de circo. Embora pareça uma hipótese plausível, é importante notar que os circos são formas poligénicas e provavelmente policíclicas, e que a altitude dos fundos não reflecte uma fase única, mas uma complexa interacção morfodinâmica transgressiva no tempo. A *Coord. X* parece exercer também influência nos índices da e fpl , que se reflecte em correlações positivas significativas estatisticamente; ou seja, os circos mais orientais, tendencialmente têm um maior declive axial e um maior grau de fecho em plano, o que denota um maior desenvolvimento. Este reflectira-se já qualitativamente, ao analisarmos no ponto anterior o grau de desenvolvimento e tipologia dos circos.

Os parâmetros morfométricos que caracterizam as altitudes dos circos (essencialmente quanto ao fundo e alto da parede), mostram sempre uma correlação positiva significativa entre todos eles, o que indica que os circos têm um comportamento homogéneo quanto às altitudes. Isto é, os circos com altos da parede mais altos, têm fundos mais altos, e vice-versa.

Os parâmetros de dimensão apresentam também correlações quase sempre positivas entre eles, havendo apenas 3 casos sem significado estatístico. Tratam-se das correlações entre o comando da parede (cp) e, respectivamente, a largura (l) e o desnível do fundo do circo (df); e entre a altura média axial (ama) e a largura. É no entanto clara a propensão para que os circos maiores num parâmetro, sejam também maiores nos outros, pelo que se verifica, tendencialmente, um comportamento regular em termos de dimensão.

No que se refere aos parâmetros de declive, só o declive máximo ($dmax$) e o declive axial (da) têm correlações significativas com outros parâmetros morfométricos. A ausência de valores com significado estatístico no caso do declive mínimo, sugere que este não é controlado por nenhum dos parâmetros analisados, podendo depender de condições locais, como a estrutura, litologia, ou da própria dinâmica glaciária.

A correlação de $dmax$ com *coord. Y*, e de da com a *coord. X* foram referidas anteriormente. Cabe ainda indicar as correlações positivas de $dmax$ com o comando da parede e com alguns

parâmetros que ilustram o desenvolvimento dos circos, caso dos graus de fecho em plano e em perfil (fpl e fpe), e do índice k (menos significativa). Estes dados indiciam que os circos mais desenvolvidos são também aqueles que têm maior declive da parede. Note-se que $dmax$ foi calculado com base num DEM com pixel de 10x10 m, pelo que se trata de um valor médio para essa unidade de área, o que é vantajoso, pois mitiga a influência dos pequenos ressaltos na parede. Apesar de nos casos do fpe e de k , a elevada correlação ser esperada, pois ambos os índices incorporam uma forte componente ligada ao declive, já no caso do fpl , não há um controlo por parte do declive da parede, pois tratam-se na verdade de dois planos perpendiculares e as variáveis têm uma evolução independente, embora no mesmo sentido.

No que se refere aos parâmetros de fecho e desenvolvimento do circo, além das poucas correlações significativas acima indicadas, importa notar as correlações entre eles. Assim, o grau de fecho em plano (fpl), tem uma correlação positiva significativa, embora não muito forte, com o grau de fecho em perfil (fpe), o que sugere que estes indicadores, calculados para planos ortogonais, reflectem bem as características de desenvolvimento dos circos. O parâmetro k , obtido a partir de uma função com o mesmo nome, tem correlação positiva significativa com fpe , mas não com fpl . É significativo notar as fracas correlações que estes 3 parâmetros apresentam com a generalidade dos outros parâmetros morfométricos (as excepções já foram discutidas), o que sugere que o grau de desenvolvimento não se reflecte necessariamente na dimensão do circo, e não é condicionado pela altitude. Estes aspectos são discutidos a seguir.

O grau de desenvolvimento dos circos

Para melhor avaliar a influência de cada um dos parâmetros morfométricos nas classificações qualitativas do grau de desenvolvimento e do tipo de circos, aplicou-se uma análise de variância (*one-way ANOVA*) aos dados, depois de sujeitos a transformação logarítmica. Esta transformação tem como consequência uma distribuição mais simétrica, e contribui para a obtenção de melhores resultados através de vários métodos de análise estatística (Wilks, 1995). Procedimentos semelhantes têm sido usados com sucesso em vários trabalhos recentes de geomorfologia (ver por ex.: Zêzere, 1997, 2001; Santacana, 2001; Garcia, 2002). Apesar do número de circos ser reduzido, a utilização da análise de variância permite uma avaliação objectiva do significado de cada variável, indo mais além do que uma simples análise qualitativa das médias. Como veremos, os resultados são influenciados pelo escasso número de indivíduos, e têm que ser interpretados com especial cuidado.

O parâmetro grau de desenvolvimento dos circos glaciários (grau) envolve 3 classes, que dependem da presença ou ausência dos vários elementos que definem um circo (ver Quadro 2.1). O grau 1 corresponde aos circos mais desenvolvidos, e o grau 3 aos menos desenvolvidos. Porém, numa mesma classe, podem incluir-se circos com características substancialmente diferentes, o que sucede principalmente no caso do grau 3. Este facto vai-se reflectir nos resultados da análise de variância (Quadro 2.4). Desta forma, as variáveis estatisticamente significativas para a classificação segundo o grau, por ordem decrescente de significância, são o comando da parede (*cp*), o declive mínimo (*dmin*), o grau de fecho em perfil (*fpe*), o declive máximo (*dmax*), o índice *k*, a altura média axial (*ama*), a dimensão (*d*) e o comprimento (*c*).

No entanto, apesar do valor estatístico, a distribuição das médias de vários destes parâmetros pelas 3 classes não apresenta uma gradação comparável ao grau de desenvolvimento indicado pela classe. Este facto mostra que, apesar das variáveis terem um comportamento estatisticamente significativo, se trata de um efeito aleatório, provavelmente associado ao reduzido número de circos existentes. No caso de *cp*, nota-se uma tendência clara para os circos de grau 1 e 2 terem valores muito superiores aos de grau 3. Porém, entre os dois primeiros graus, o segundo, apresenta valores mais altos, facto que parece ser controlado pela escassez de circos, pois na realidade não deve haver uma diferença de comando da parede significativa entre o grau 1 e 2, que permita uma separação das classes (a diferença entre ambas é a presença de um covão na primeira). No caso de *dmin*, a situação reflecte a presença de um covão no grau 1, o carácter mais bem drenado dos circos de grau 2, e as características mistas do fundo dos circos de grau 3, pois nestes, é a ausência de forma em anfiteatro que é determinante. O parâmetro *fpe* mostra valores elevados para o grau 1, e semelhantes para as outras classes, facto que apoia o maior desenvolvimento dos circos de grau 1. O declive máximo da parede (*dmax*) denota valores decrescentes em função do aumento do grau do circo, o que indica que os circos de grau 1 têm paredes mais declivosas. Os valores obtidos para a *ama* devem estar condicionados pelo número limitado de indivíduos, pois o valor médio dos circos de grau 2 e as diferenças com as outras duas classes, são excessivas e resultam da influência dos circos de Covais e da Estrela. Já a dimensão (*d*) evidencia valores médios idênticos, embora com elevados desvios-padrão, nos circos de grau 1 e 2, mas valores significativamente mais baixos nos circos de grau 3, facto que sugere uma menor dimensão para os circos menos desenvolvidos. O comprimento (*c*) também não revela uma gradação segundo o grau.

Quadro 2.4 - Parâmetros estatísticos e resultados da análise de variância (*one-way ANOVA*) dos índices morfométricos dos circos glaciários da Serra da Estrela, agrupados segundo o grau de desenvolvimento morfológico.

Variável		Grau 1	Grau 2	Grau 3	F	p
<i>ap</i>	Média	246,7	273,3	82,0	28,76	0,00
	D.P.	40,4	15,3	33,5		
<i>dmin</i>	Média	0,0	3,3	0,6	11,95	0,00
	D.P.	0,0	2,0	0,7		
<i>fpe</i>	Média	77,4	63,6	64,0	11,35	0,00
	D.P.	1,4	3,3	4,9		
<i>dmax</i>	Média	77,4	67,0	64,5	9,18	0,01
	D.P.	1,4	1,3	5,4		
<i>k</i>	Média	1,1	0,6	0,6	7,98	0,01
	D.P.	0,2	0,2	0,1		
<i>ama</i>	Média	233,3	318,3	126,0	7,91	0,01
	D.P.	92,9	67,5	38,5		
<i>d</i>	Média	562,2	562,2	283,3	5,34	0,03
	D.P.	270,4	122,5	26,5		
<i>lc</i>	Média	0,9	0,8	0,1	5,23	0,04
	D.P.	0,1	1,2	0,3		
<i>c</i>	Média	898,7	834,3	400,8	4,96	0,04
	D.P.	469,9	180,3	87,5		
<i>abvmax</i>	Média	1952,0	1832,7	1750,6	1,69	0,24
	D.P.	71,0	214,5	129,7		
<i>apmax</i>	Média	1896,7	1766,7	1710,0	1,46	0,29
	D.P.	32,1	222,8	128,3		
<i>l</i>	Média	852,7	675,7	484,2	1,45	0,29
	D.P.	440,0	184,1	115,1		
<i>amin</i>	Média	1596,7	1415,0	1578,0	1,45	0,29
	D.P.	30,6	227,7	136,1		
<i>fpl</i>	Média	169,0	139,0	115,6	1,44	0,29
	D.P.	19,5	5,3	55,8		
<i>afmax</i>	Média	1706,7	1526,7	1636,0	1,37	0,31
	D.P.	50,3	214,6	106,7		
<i>Coord. X</i>	Média	245433,2	246257,2	244025,8	1,36	0,31
	D.P.	345,6	2290,7	2181,1		
<i>Coord. Y</i>	Média	373398,6	374276,7	376211,9	1,30	0,32
	D.P.	1126,3	4274,2	1732,6		
<i>af</i>	Média	1608,3	1453,3	1585,0	1,13	0,37
	D.P.	30,6	200,8	138,2		
<i>apem</i>	Média	1846,7	1733,3	1704,0	0,94	0,43
	D.P.	66,6	211,3	122,4		
<i>df</i>	Média	93,3	111,7	58,0	0,71	0,52
	D.P.	80,8	62,5	30,3		
<i>da</i>	Média	0,3	0,4	0,3	0,62	0,56
	D.P.	0,1	0,1	0,1		

Nota: Os níveis de significância superiores a 95% estão em negrito, e estes, quando superiores a 99%, estão sublinhados. A análise de variância foi efectuada a partir dos dados de base sujeitos a transformação logarítmica.

A análise de variância constituiu o ponto de partida para a selecção de variáveis a incluir numa análise discriminante, que permitisse estimar o peso daquelas na discriminação dos três graus de desenvolvimento dos circos glaciários. Foram usados os parâmetros com maior significado estatístico na análise de variância ($p < 0,05$ – Quadro 2.4). No entanto, alguns deles foram excluídos automaticamente do modelo, de modo a otimizar os resultados, maximizando a discriminação. O melhor modelo de discriminação inclui as variáveis

Quadro 2.5 – Resultados da análise discriminante aplicada aos parâmetros morfométricos dos circos glaciários classificados segundo o grau de desenvolvimento (dados de base sujeitos a transformação logarítmica).

Função discriminante	Eigen values	%	Variáveis discriminantes	Coef. estand. funções discriminatórias		Estr. factorial (corr. variáveis - scores canónicos)	
				Função 1	Função 2	Função 1	Função 2
1	104,13	89,9	<i>ap</i>	-0,60	1,43	-0,12	0,70
2	11,7	10,1	<i>fpe</i>	-3,73	-7,29	-0,16	0,02
			<i>k</i>	-3,06	-1,29	-0,14	0
			<i>dmax</i>	1,47	8,55	-0,14	0,12
			<i>d</i>	-4,67	1,99	-0,05	0,31
			<i>ama</i>	4,37	3,70	-0,03	0,40

Quadro 2.6 – Predição obtida a partir da análise discriminante aplicada aos parâmetros morfométricos dos circos glaciários classificados segundo o grau de desenvolvimento.

Grupo actual	Grupo predito (nº obs.)			Percentagem correcta
	Grupo 1	Grupo 2	Grupo 3	
Grupo 1	3	0	0	100
Grupo 2	0	3	0	100
Grupo 3	0	0	5	100
Total	3	3	5	100

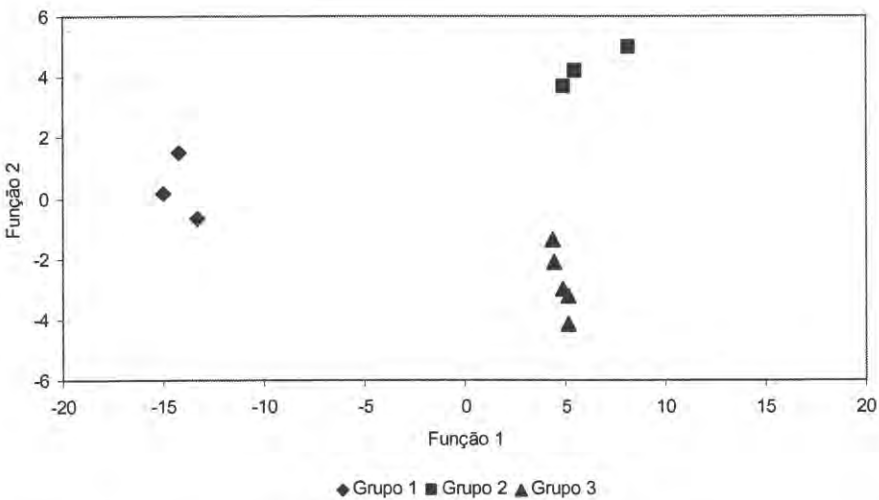


Figura 2.20 – Scores canónicos das funções 1 e 2, evidenciando a posição dos circos de acordo com o grau de desenvolvimento.

comando da parede, grau de fecho em perfil, índice *k*, declive máximo, dimensão e altura média axial (Quadros 2.5, 2.6 e Fig. 2.20).

A função 1 é responsável por 90% da discriminação total, e separa do lado positivo do eixo, os circos de grau 1, e do lado negativo, os circos de grau 2 e 3, sem diferença significativa entre os dois grupos. As variáveis que mais contribuíram para este eixo são o declive, altura média axial, grau de fecho em perfil e o índice *k*, embora isso não seja aparente

através da análise da correlação entre as variáveis e o eixo, que são sempre baixas¹⁵. A função 2 clarifica a discriminação feita pela função 1, pois os circos de grau 2 apresentam-se do lado positivo do eixo, os de grau 3, do lado negativo, e os de grau 1, próximos de 0. Os coeficientes estandardizados das variáveis canónicas indicam que foram o declive máximo e o grau de fecho em perfil as variáveis que mais contribuíram para a definição do eixo, mas as correlações entre as variáveis e o eixo, revelam valores elevados, apenas com a altura da parede. Este modelo discriminante funciona bem nos indivíduos estudados, pois discrimina correctamente 100% da classificação segundo o grau de desenvolvimento dos circos (Quadro 2.6), facto que está claramente representado na figura 2.20.

A tipologia dos circos

Os resultados obtidos através da análise de variância (*one-way* ANOVA) considerando a tipologia dos circos glaciários, que os divide em circos de cabeceira, circos de vertente e circos de planalto, foram mais satisfatórios do que os obtidos para o grau de desenvolvimento. As variáveis com significado estatístico são a longitude (*coord. X*), o comando da parede (*cp*), o declive máximo (*dmax*), o grau de fecho em plano (*fpl*), o declive axial (*da*), a altura média axial (*ama*), o grau de fecho em perfil (*fpe*) e a latitude (*coord. Y*) (Quadro 2.7).

A longitude é o parâmetro com maior significado estatístico, e reflecte a distribuição espacial regular dos três tipos de circo: de planalto, a oeste; de vertente, mais a leste; e de cabeceira, em posição intermédia. Esta distribuição está controlada principalmente pelas condições morfológicas particulares de cada área da serra, que aliás, estão na origem da tipologia dos circos que desenvolvemos. O comando da parede (*cp*) segue uma ordem decrescente dos tipos 1 para o 3, com valores médios 4 vezes superiores nos circos de cabeceira, do que nos circos de planalto; e quase 2 vezes superiores nos primeiros em relação aos de vertente. O declive máximo (*dmax*) reflecte uma gradação semelhante, sendo de salientar os pequenos desvios-padrão dos 3 tipos de circo. O grau de fecho em plano (*fpl*) reflecte circos muito mais fechados nos tipos 1 e 2, do que no tipo 3. O declive axial (*da*) representa uma aproximação ao declive dos glaciares que preencheram os circos, e ilustra o carácter geral mais declivoso da superfície dos glaciares que ocuparam os circos de vertente, seguindo-se os circos de cabeceira, e os de planalto. A altura média axial (*ama*) é também coerente com os outros

¹⁵ Os coeficientes estandardizados indicam a contribuição relativa de cada variável para a definição das funções discriminantes (o que não significa que uma variável com elevada contribuição, apresente uma correlação significativa com a função discriminante). Pelo contrário, para analisar o modo como uma função pode traduzir o comportamento de uma variável, deve-se analisar a matriz da estrutura factorial, onde estão representadas as correlações entre as variáveis e as funções discriminantes (StatSoft, Inc., 2004).

Quadro 2.7 - Parâmetros estatísticos e resultados da análise de variância (*one-way* ANOVA) dos índices morfométricos dos circos glaciários da Serra da Estrela, agrupados segundo a tipologia (1 – circos de cabeceira; 2 – circos de vertente; 3 – circos de planalto).

Variável		Tipo 1	Tipo 2	Tipo 3	F	p
long	Média	245112.0	246771.3	242555.7	13.30	0.003
	D.P.	701.6	1541.1	586.4		
ap	Média	257.5	187.5	63.3	12.56	0.003
	D.P.	39.5	92.9	5.8		
dmax	Média	74.7	68.6	60.9	12.24	0.004
	D.P.	5.5	2.3	2.3		
fpl	Média	162.0	153.5	80.0	8.53	0.010
	D.P.	21.2	18.4	38.4		
da	Média	0.3	0.4	0.2	6.26	0.023
	D.P.	0.1	0.1	0.1		
ama	Média	271.3	225.0	100.0	6.24	0.023
	D.P.	107.3	75.1	20.0		
fpe	Média	73.9	66.3	60.7	5.61	0.030
	D.P.	7.1	4.2	2.3		
lat	Média	372800.0	375180.8	377387.5	4.71	0.044
	D.P.	1509.7	2746.3	903.1		
dmin	Média	0.9	2.3	0.1	3.65	0.075
	D.P.	1.7	2.1	0.1		
abvmax	Média	1962.3	1741.3	1764.3	3.28	0.091
	D.P.	61.5	187.2	85.6		
d	Média	597.6	384.3	287.5	2.67	0.129
	D.P.	231.8	126.5	18.4		
apmax	Média	1892.5	1702.5	1720.0	2.23	0.170
	D.P.	27.5	217.2	43.6		
c	Média	929.0	539.5	443.0	2.18	0.176
	D.P.	388.4	246.2	77.3		
lc	Média	0.9	1.0	1.3	2.04	0.192
	D.P.	0.1	0.2	0.4		
l	Média	861.3	477.0	551.0	1.95	0.204
	D.P.	359.7	119.5	77.7		
k	Means	1.0	0.7	0.6	1.74	0.236
	D.P.	0.4	0.2	0.0		
apem	Média	1845.0	1682.5	1716.7	1.64	0.253
	D.P.	54.5	205.5	46.2		
afmax	Média	1687.5	1535.0	1663.3	1.53	0.274
	D.P.	56.2	205.7	41.6		
amin	Média	1561.3	1457.5	1616.7	1.02	0.402
	D.P.	75.1	241.3	50.3		
af	Média	1580.0	1481.3	1621.7	1.00	0.409
	D.P.	61.9	222.7	50.3		
df	Média	113.8	77.5	46.7	0.63	0.556
	D.P.	77.6	37.7	11.5		

Nota: Os níveis de significância superiores a 95% estão em negrito, e estes, quando superiores a 99%, estão sublinhados. A análise de variância foi efectuada a partir dos dados de base sujeitos a transformação logarítmica.

Quadro 2.8 – Resultados da análise discriminante aplicada aos parâmetros morfométricos dos circos glaciários classificados segundo a tipologia (dados de base sujeitos a transformação logarítmica).

Função discriminante	Eigen values	%	Variáveis discriminantes	Coef. estand. funções discriminatórias		Estr. factorial (corr. variáveis - scores canónicos)	
				Função 1	Função 2	Função 1	Função 2
1	16,93	95	ap	-1,00	0,16	-0,43	0,21
2	0,94	5	dmax	-1,05	0,26	-0,41	0,45
			da	-0,70	-0,87	-0,20	-0,98

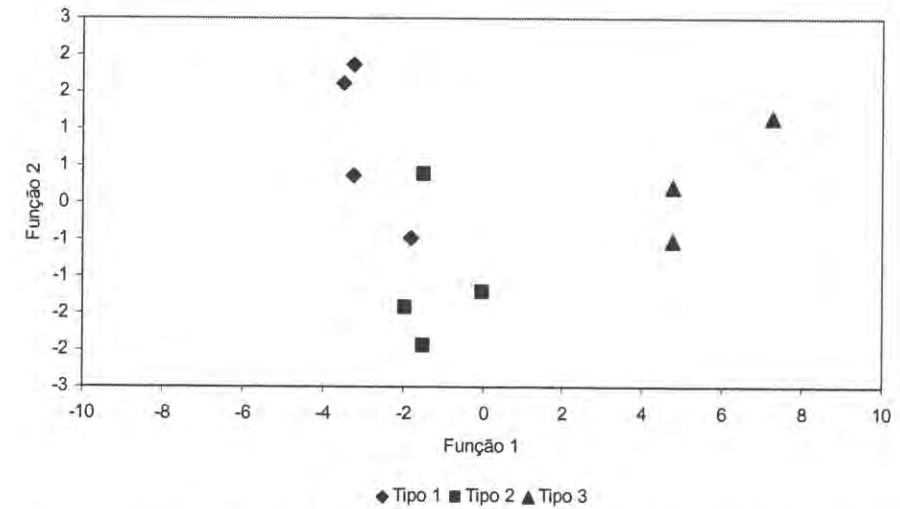


Figura 2.21 – Scores canónicos das funções 1 e 2, evidenciando a posição dos circos de acordo com a tipologia.

indicadores de desenvolvimento, sendo progressivamente menor do tipo 1 para o 3. E finalmente, a latitude (*coord Y*), reflecte os mesmos condicionamentos morfológicos já apresentados para a longitude (*coord X*), encontrando-se, em média, os circos de cabeceira mais a sul, os de planalto, a norte, e os de vertente em posição intermédia. Voltamos a notar que os contributos da latitude e da longitude para a tipologia dos circos surgem, essencialmente como reflexo da morfologia da serra, e não têm ligação directa aos elementos do clima. O controlo exercido por estes últimos, reflecte-se nos circos essencialmente ao nível das exposições, cujos parâmetros morfométricos associados (*oem* e *op*), por se tratarem de variáveis circulares, necessitam de uma análise distinta, e serão apenas analisados adiante.

A análise discriminante usando as variáveis que revelaram maior significado estatístico na análise de variância, levou à integração no modelo dos parâmetros comando da parede, declive máximo e declive axial¹⁶ (Quadro 2.8). Obtiveram-se, assim, 2 funções discriminantes, a primeira das quais explica 95% da classificação, e a segunda, os restantes 5%, correspondendo a um sucesso na previsão de 91%. Apenas o Circo da Estrela surge mal classificado, como pertencendo ao tipo 2. A função 1 ordena os tipos de circos ao longo do eixo discriminante, com os valores mais baixos correspondendo aos circos de cabeceira, seguindo-se (com alguma sobreposição) os de vertente, e finalmente, já claramente isolados do lado positivo do eixo, surgem os circos de planalto (Fig. 2.21). Por outro lado, a função 2 não exerce discriminação ao nível dos circos de planalto, mas tende a separar os circos de cabeceira do lado positivo do eixo, e os de vertente do lado negativo. Existe porém alguma

¹⁶ Não se incluíram na análise discriminante a latitude (*coord Y*) e longitude (*coord X*), por serem parâmetros que reflectem as condições particulares do relevo da serra, e portanto sem significado para outras regiões.

sobreposição, que está na origem dos erros de classificação, pois esta função apenas explica 5% da discriminação. As variáveis que mais contribuíram para a definição da função 1 foram o declive máximo e a altura da parede, mas ambas com valores negativos (Quadro 2.8). A análise da matriz da estrutura factorial mostra que nenhuma variável tem correlação significativa com o eixo, o qual é por isso mais difícil de interpretar. No caso da função discriminante 2, foi o declive axial que mais contribuiu para a sua definição, pelo que o eixo apresenta uma correlação forte e negativa com essa variável, o que indica que quanto menor o declive axial, maior vai ser o valor do *score* canónico da função.

A exposição dos circos como indicador paleoclimático

Como referimos anteriormente, vários estudos apontam para uma elevada correlação entre a exposição dos circos e dos glaciares que lhes deram origem, pelo que aquela se pode interpretar usando os conhecimentos adquiridos acerca do controle da exposição nos glaciares actuais.

A exposição dos circos é uma variável circular, e como tal, difícil de analisar estatisticamente. Segundo Evans (1977), a melhor opção é a utilização de diagramas vectoriais que correspondem à ordenação gráfica sequencial de segmentos de recta orientados segundo os vectores das exposições dos circos. Obtém-se assim a orientação média dos circos, e uma representação gráfica poligonal, cujo alongamento vai depender da distribuição das orientações. Assim, numa área onde os circos têm uma orientação dominante, o polígono vai ser mais alongado; e numa área onde os circos não apresentem nenhuma orientação preferencial, a representação será mais próxima de um círculo. O grau de alongamento vai-se repercutir na razão entre o comprimento do vector resultante, e o somatório do comprimento dos vectores das orientações (em percentagem), que se designa robustez vectorial. Evans (1977) sugeriu classificá-la da seguinte forma:

- >80% - orientações extremamente assimétricas;
- 60-80% - orientações fortemente assimétricas;
- 40-60% - orientações claramente assimétricas;
- 20-40% - orientações fracamente assimétricas;
- 0-20% - orientações simétricas.

Para a representação gráfica, é geralmente usada a frequência das observações de circos com a mesma orientação, correspondendo cada ocorrência a uma unidade de dimensão do vector orientação. Não se considera, por isso, qualquer influência da dimensão do circo na representação gráfica. Porém, uma vez que o número de circos na Serra da Estrela é escasso,

além da abordagem anterior, efectuou-se também uma análise em que o comprimento de cada vector orientação é representado proporcionalmente ao comprimento do eixo médio do circo. Esta abordagem dá maior peso aos circos de maior dimensão.

A figura 2.22 representa os diagramas vectoriais da orientação do eixo médio dos circos da Serra da Estrela. A utilização de um comprimento uniforme do vector orientação traduz-se num vector resultante com 62° (ENE), o que representa uma robustez vectorial de 57%, valor classificado como claramente assimétrico. Se for considerada a dimensão do eixo médio do circo, verifica-se uma rotação do vector resultante para leste, influenciada por circos de grande dimensão, como o do Covão do Ferro e da Estrela. O vector resultante é, nesse caso, de 89° (E), e a robustez é de 54%. Ambos os diagramas mostram que, embora o número de circos seja escasso, há uma orientação preferencial do eixo médio dos circos entre este-nordeste e este, facto que é indicativo de uma resposta climática.

Uma análise semelhante aplicada à orientação da parede, reflectindo, por isso, uma ponderação considerando os sectores onde o declive é mais acentuado, resulta num vector com orientação 43° (NE) e uma robustez superior aos casos anteriores (64% - fortemente assimétrica). A orientação da parede do circo é, segundo Evans e Cox (1995), mais representativa da orientação do glaciar de circo, do que a orientação do eixo médio do circo. Esta afirmação apoia-se no conceito de que evolução dos circos se faz essencialmente pela

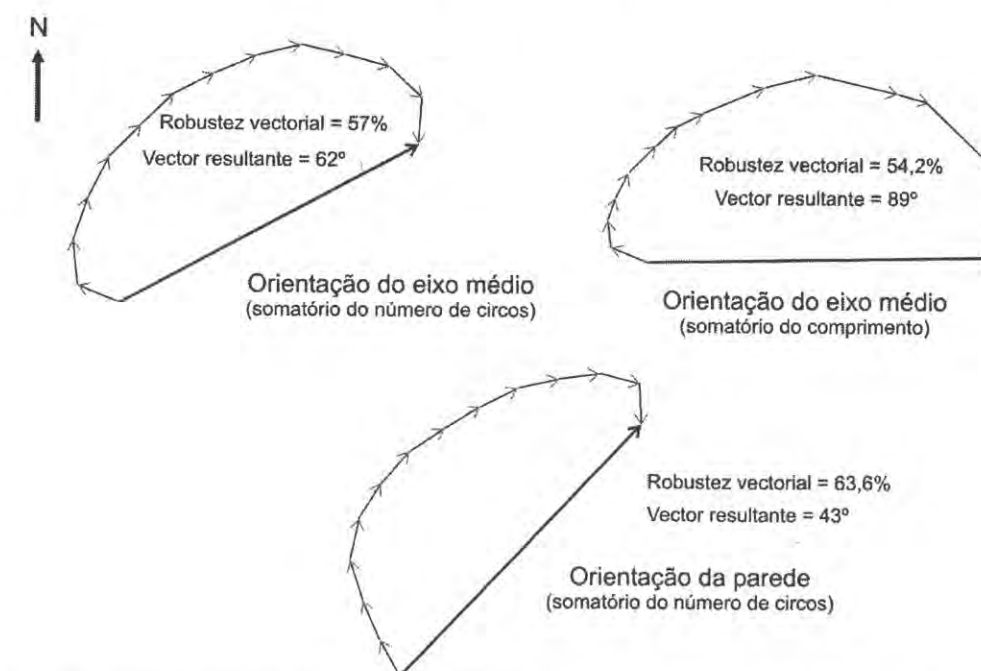


Figura 2.22 – Diagramas vectoriais da orientação dos eixos médios e das paredes dos circos glaciários da Serra da Estrela.

acção de um glaciar de circo, o que no caso da Estrela nem sempre ocorreu. Porém, a existência de uma orientação da parede dominante, sugere que na fase em que os glaciares se restringiam aos circos, a erosão se fazia preferencialmente nos sectores mais expostos a NE. Mas é também possível que exista uma componente estrutural a controlar os sectores de declive máximo, e logo, também a orientação das paredes.

Tendo em conta os resultados obtidos, é interessante referir a hipótese da orientação do eixo médio do circo representar essencialmente a acção do glaciar mais morfogenético que ocupou o circo, extravasando-o (na maior parte dos circos da Estrela, verificava-se alimentação do planalto), enquanto a orientação da parede traduziria a dinâmica associada à(s) fase(s) de glaciar de circo. Esta é no entanto uma hipótese que fica em aberto, pois seria necessária uma amostra de circos mais ampla, para que tivesse valor estatístico, acompanhada de uma cuidada análise morfoestrutural, que não foi efectuada.

Em síntese, a análise da orientação dos eixos médios e das paredes dos circos mostrou, de forma clara, a importância das exposições entre nordeste e leste. Orientações semelhantes foram apresentadas por Evans (1977), para circos glaciários da Escócia, Vosges e Floresta Negra, Montanhas Rochosas e Escandinávia. Estas orientações foram interpretadas como resultando, em larga medida, da ocorrência de ventos dominante de oeste. Esta hipótese foi apresentada por Lautensach (1929, 1932) e por Daveau (1971), embora com base na extensão dos glaciares, e não directamente nos seus efeitos morfogenéticos. A Serra da Estrela tem, aliás, condições topográficas perfeitas para que se desenvolva o efeito do vento na distribuição da neve, pois apresenta amplos planaltos, característica rara em outras montanhas, como por exemplo, os Alpes e os Pirinéus. Outros factores que podem condicionar a orientação dos circos da Estrela, são o efeito de sombra, especialmente nas fases com glaciares de circo; e também, provavelmente as diferenças de temperatura entre a manhã e a tarde.

2.5. AS CONVEXIDADES ROCHOSAS DE ESCALA MÉDIA

2.5.1. As rochas aborregadas

No âmbito das formas erosivas de dimensão média, aquelas que são, sem dúvida, as mais frequentes na Serra da Estrela, são as rochas aborregadas. Tratam-se de afloramentos rochosos assimétricos, cuja face montante foi principalmente modelada pela abrasão glaciária, e a face jusante, pela fragmentação e desalojamento de blocos (Benn e Evans, 1998). As rochas aborregadas são por isso, mais declivosas a jusante do que a montante, diferença que pode ser útil na definição do fluxo glaciário, em particular onde este não é directamente controlado pela topografia (Fig. 2.23). Num âmbito global, as rochas aborregadas variam em dimensão, entre menos de 1 m e vários metros (ob. cit.). A primeira utilização da designação rocha aborregada é atribuída a H. B. de Saussure em 1787, que comparou campos de rochas aborregadas ao aspecto ondulado das perucas, que eram fixadas com gordura de carneiro, e que se usavam no séc. XVIII (Flint, 1949).

A assimetria das rochas aborregadas está ligada à distribuição das tensões na base de glaciares que se deslocam sobre convexidades do substrato. No lado montante das convexidades, as tensões normais são mais elevadas do que a média, e os detritos presentes no gelo basal, são tendencialmente deslocados em direcção ao leito, aumentando a eficiência da abrasão. Em contraste, do lado jusante das convexidades, as tensões normais são inferiores, levando à formação de cavidades no gelo e limitando a abrasão. Imediatamente a montante dessas cavidades é promovida a propagação de fracturas e o desalojamento, especialmente em condições de rápidas flutuações na pressão hidráulica (Benn e Evans, 1998; Le Hooke, 1998). A existência de cavidades a jusante das convexidades é facilitada onde o gelo é pouco espesso, pois aí as tensões normais são também menores. Por outro lado, as flutuações na pressão hidráulica são maiores nos locais onde há abundante água de fusão proveniente da superfície glaciária (Benn e Evans, 1998 citando Iverson, 1991 e Sugden *et al.*, 1992). Deste modo, as condições mais favoráveis para a formação das rochas aborregadas, devem ocorrer preferencialmente sob glaciares de vale temperados e pouco espessos, ou nas margens dos *inlandsis* (Benn e Evans, 1998). Os mesmos autores referem as observações empíricas de Sugden *et al.* (1992) que sugerem que no Nordeste da Escócia, as rochas aborregadas evoluíram essencialmente no final da Última Glaciação, quando a espessura do gelo era já pequena e as águas de fusão, abundantes.

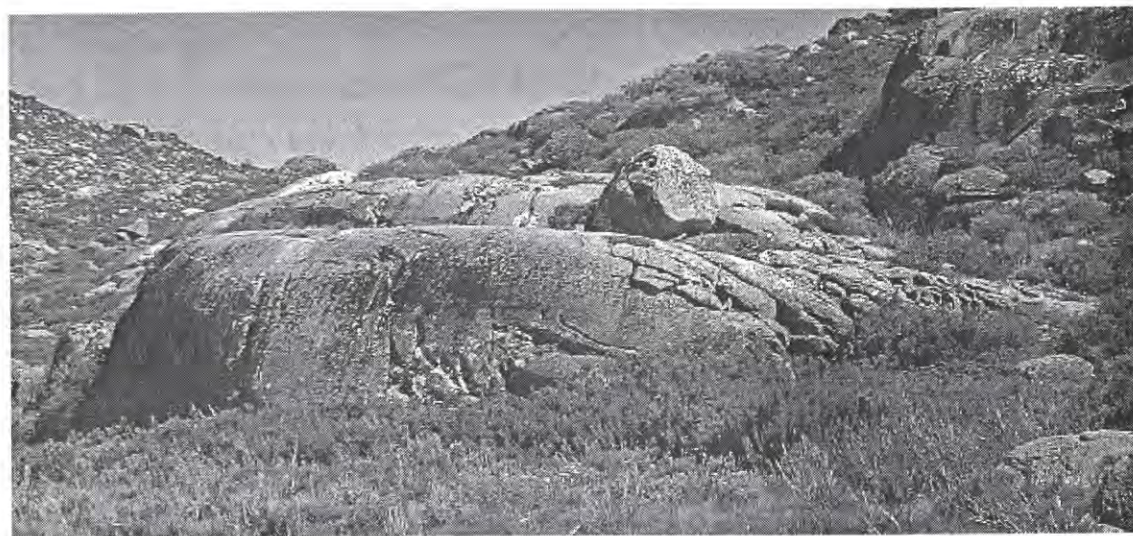


Figura 2.23 – Rocha aborregada ilustrando um fluxo da direita para esquerda. Notar a assimetria, bem como o bloco morénico situado na sua parte superior (Vale da Candeeira).

Cabe ainda referir, a importância do controlo exercido pela estrutura na forma das rochas aborregadas. Este problema foi estudado por vários autores e é discutido em várias obras, como por exemplo, Bennett e Glasser (1996) ou Benn e Evans (1998). A figura 2.24 ilustra alguns modos como esse controlo é exercido, e dispensa uma discussão detalhada.

No que diz respeito à Serra da Estrela, as rochas aborregadas são das formas de erosão mais frequentes e mais facilmente identificáveis. Este facto pode ser o reflexo de condições de gelo pouco espesso e com abundantes águas de fusão, como referimos acima. Ocorrem especialmente nas áreas de erosão máxima, mas prolongam-se frequentemente ao longo dos vales, por vezes até altitudes relativamente baixas. Nesses casos, encontram-se geralmente no fundo dos vales, já próximo do talvegue, mas os locais onde são mais frequentes, são os troços montante dos vales, em particular onde se desenvolvem os covões glaciários. Nos covões, as rochas aborregadas encontram-se geralmente nos seus extremos, mas também no contacto com as vertentes do vale. Exemplos deste tipo, encontram-se no Vale do Zêzere na área da Albergaria, Covão da Ametade e circo glaciário do Covão Cimeiro. Outras áreas com rochas aborregadas muito interessantes, são a cabeceira do Vale da Candeeira (Cap. 4.4.), Nave Descida e Lagoa Comprida. Nesta última área, em particular no interflúvio da Fraga da Pena Ruiva - Charcos, as rochas aborregadas apresentam uma dissimetria nítida, que evidencia um fluxo de gelo para noroeste, o que comprova que o glaciar proveniente do Planalto da Torre (Rodeio Grande – Cume) galgou o interflúvio, canalizando-se depois no Vale da Nave Travessa.

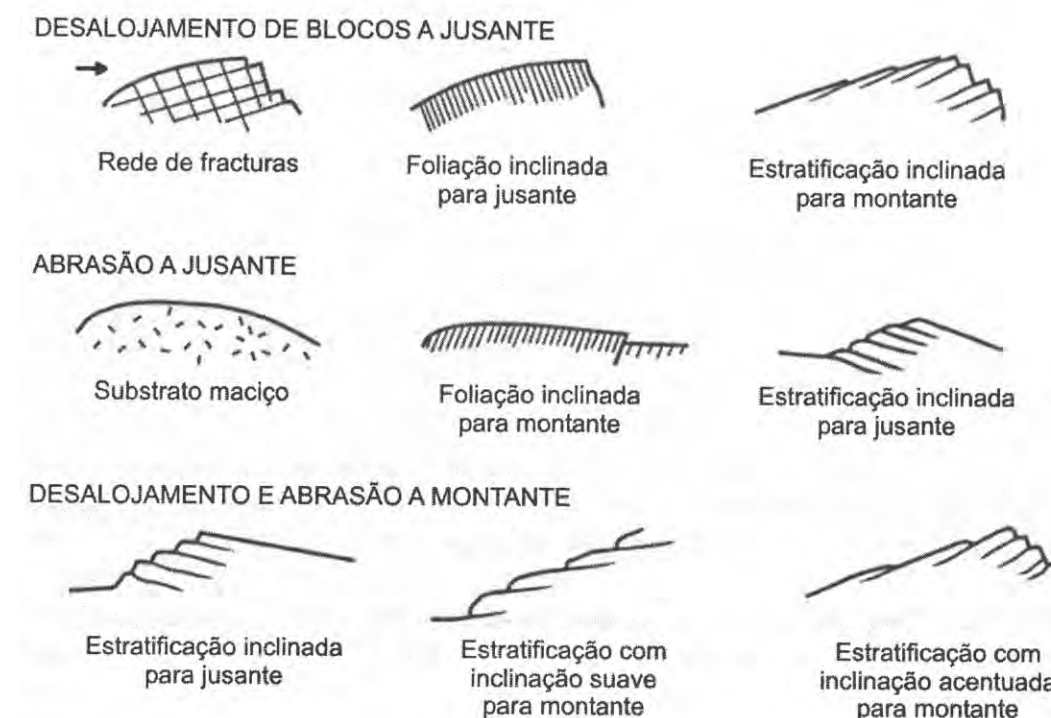


Figura 2.24 – Exemplos da influência da estrutura geológica nas formas das convexidades rochosas, incluindo as rochas aborregadas. O fluxo do gelo fez-se da esquerda para a direita (*in* Bennett e Glasser, 1996, adaptado de Chorley *et al.*, 1984).

É de notar ainda, que também as rochas aborregadas da Serra da Estrela são muito condicionadas pela estrutura, particularmente pela fracturação dos granitos. As situações mais frequentes, são as associadas aos planos de fracturação inclinados para montante, com um comportamento semelhante às situações de estratificação representadas na figura 2.24, e que são muito claras na cabeceira do Vale da Candeeira (Cap. 4.4.).

2.5.2. Os dorsos de baleia e *drumlins* rochosos

Os dorsos de baleia são formas semelhantes às rochas aborregadas, mas onde a vertente mais abrupta marcada pelo desalojamento de blocos não existe (Benn e Evans, 1998). São formas predominantemente marcadas pela abrasão glaciária, e que fazem lembrar o dorso de uma baleia na superfície do oceano (Fig. 2.25). Alguns autores distinguem os dorsos de baleia de outras formas assimétricas, que designam por *drumlins* rochosos, no entanto dada a escassez destes tipos de formas na Estrela, optámos por não fazer esta distinção.

Nos dorsos de baleia, a ausência de desalojamento a jusante parece estar relacionada com a inexistência de cavidades com baixas pressões, situação que ocorre especialmente em situações com gelo muito espesso (Evans, 1996 citado em Benn e Evans, 1998). O mesmo autor indica que os dorsos de baleia surgem preferencialmente com espessuras de gelo superiores a 1-2 km, mas que podem ocorrer também com algumas centenas de metros de



Figura 2.25 – Dorso de baleia próximo da Lagoa da Candeeira (o bloco na superfície superior, tem cerca de 80 cm de diâmetro). O fluxo de gelo fez-se do canto superior direito para o canto inferior esquerdo.

espessura de gelo. É provavelmente por isso, que os dorsos de baleia na Serra da Estrela são formas mais escassas do que as rochas aborregadas, surgindo apenas casos isolados nas áreas de erosão máxima, ou nos fundos dos vales, onde as pressões normais devem ter sido mais elevadas. É provável que o carácter mais ou menos maciço do substrato, condicione o aparecimento de dorsos de baleia, pois no caso de uma rede de fracturas relativamente densa, vemos com dificuldade a inexistência de desalojamento do lado jusante das convexidades (pelo menos em glaciares de base-quente, como seriam os dos vales da Estrela). Aliás, Rastas e Seppälä (1981) mostraram que no caso das rochas aborregadas, a existência de fracturação paralela ao fluxo do gelo, condiciona claramente a ocorrência de desalojamento, em detrimento da abrasão.

2.6. AS MICROFORMAS DE EROÇÃO E O SEU SIGNIFICADO MORFOGENÉTICO

2.6.1. Introdução

As microformas de erosão glaciária são particularmente interessantes, pois reflectem as características da dinâmica basal do gelo glaciário, estando directamente ligadas ao seu movimento. A sua existência, além servir de prova para a presença de um glaciar, mostra que este tinha base quente e se movia com uma componente de deslizamento basal. Como o nome indica, tratam-se de formas de pequena dimensão, geralmente centimétrica a decimétrica, mas que podem atingir alguns metros de comprimento. Benn e Evans (1998) referem que as microformas resultam geralmente de um único episódio erosivo. Porém, embora esta consideração seja adequada às estrias e a várias fracturas de pequena dimensão, não se aplica nos casos das formas-p e das caneluras glaciárias, que resultam de episódios mais longos.

2.6.2. As microformas de erosão e a sua distribuição na Serra da Estrela

Tradicionalmente, as microformas de erosão, e em particular, as estrias e as superfícies polidas, assumiram um papel de relevo na identificação das áreas glaciadas das montanhas portuguesas. Isso sucedeu na Serra da Estrela, através de Vasconcelos Pereira Cabral, que em 1884 identificou superfícies estriadas e polidas, mas foi particularmente significativo nas montanhas do Minho, onde as formas glaciárias não são tão óbvias, ao ponto de ter perdurado uma interessante controvérsia científica que durou até aos anos 80 (ver por ex.: Teixeira e Cardoso, 1979). Na Serra do Gerês, por exemplo, as superfícies polidas de fenocristais de feldspatos foram referidas por vários autores como testemunho da morfogénese glaciária (Coudé-Gaussen, 1981; Ferreira *et al.*, 1992, 1999). Na Serra da Estrela, uma vez que as formas e depósitos glaciários são mais evidentes que nas montanhas do Minho, as estrias e caneluras não mereceram o mesmo destaque na bibliografia.

Apresentamos de seguida, os principais tipos de microformas identificados na Serra da Estrela, e discutimos também o seu significado morfogénético. É no entanto, de salientar, que este assunto não mereceu particular aprofundamento da nossa parte, pelo que apenas deve ser entendido como um breve afloramento do tema.

a) Estrias e caneluras

As estrias são sulcos finos e lineares, talhados no substrato ou nos detritos originados pela abrasão associada ao movimento do sedimento na base de um glaciar (Hambrey, 1994). Na

Serra da Estrela, as estrias são geralmente “arranhadelas” com largura milimétrica e comprimento decimétrico, embora este possa variar entre poucos milímetros e vários metros (Fig. 2.26-A). Quando os sulcos são mais largos, atingindo alguns centímetros de largura, e um comprimento métrico, são designados caneluras (Fig. 2.26-B). Estas últimas, podem apresentar o fundo estriado, denunciando o efeito de clastos de menor dimensão.

Apesar de não ter sido feito um estudo sistemático da localização e características das estrias e das caneluras (direcções, tipologia, características do substrato), os trabalhos de campo permitiram a identificação das áreas da Serra da Estrela, onde as estrias e caneluras são mais frequentes. Esses locais coincidem com as áreas de erosão glaciária máxima identificadas no capítulo 2.3.3., onde as microformas de erosão surgem em associação com outras formas maiores, como é o caso das rochas aborregadas. Fora das áreas de erosão máxima, encontram-se estrias onde existem convexidades rochosas que tenham sido galgadas por uma espessura significativa de gelo. Essas condições encontram-se especialmente nas vertentes montante dos ferrolhos presentes nos principais vales glaciários. No que se refere às áreas com maior concentração de estrias e caneluras, são de salientar as áreas das Salgadeiras – Lagoa do Pachão, Cabeceira do Vale de Loriga e os arredores da Lagoa Comprida. Em menor escala, encontram-se também microformas na Nave Descida, Nave da Mestra, Covões e Covão Cimeiro, entre outros locais.

Não encontramos uma relação bem definida entre o tipo de granito e a presença de estrias, embora o granito moscovítico de grão médio da Estrela, pareça ser particularmente favorável à sua existência. No entanto o factor mais importante, parece ter sido a concentração do fluxo de gelo nos sectores de transição entre o planalto e os vales glaciários. Aí, o declive aumenta, e o fluxo glaciário torna-se mais rápido, havendo já disponibilidade de clastos arrancados das

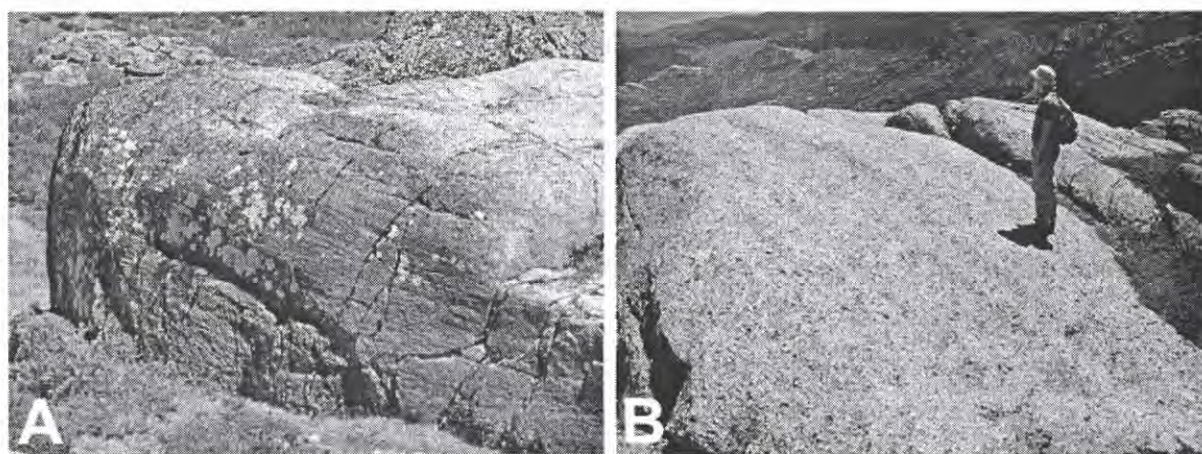


Figura 2.26 – Estrias sobre rocha aborregada (A) e caneluras (B) na área da Lagoa do Pachão (Vale da Candeeira).

áreas mais elevadas do planalto (note-se que na Estrela, não existiam praticamente *nunataks* capazes de alimentar o glaciário em detritos de origem periglaciária).

Um outro aspecto interessante é a escassez de microformas de erosão nas áreas mais internas dos interflúvios do planalto. Em nosso entender, isso deve-se à fraca capacidade erosiva dos glaciares nesses locais, aspecto que discutimos na página 64.

Cabe ainda referir que nas situações observadas, as direcções das estrias e caneluras, acompanham a inclinação geral da superfície topográfica, ou a direcção dos vales, revelando o controlo exercido pela topografia subglaciária no fluxo de gelo. Embora tal ainda não tenha sido efectuado, será importante fazer um levantamento detalhado das estrias na área entre o Cume e o Vale do Conde, de modo a melhor estimar as direcções do fluxo glaciário, e contribuir assim para a avaliação do modelo dos glaciares que apresentamos no capítulo 5.2.

b) Superfícies polidas

As superfícies de substrato polidas são especialmente frequentes nas áreas de erosão glaciária máxima, tal como indicado nos casos das estrias e das caneluras. Como referimos anteriormente, alguns autores, como Benn e Evans (1998), consideram o polimento um processo distinto da estriagem, pois no primeiro, há um corte total das irregularidades de uma superfície (de forma areolar), enquanto na segunda, o que ocorre é um processo de talhe linear. Outros autores referem que a precipitação de sílica pode originar superfícies de aspecto polido (ver Rea, 1996).

Na Serra da Estrela, as superfícies polidas mais perfeitas têm geralmente alguns decímetros quadrados, podendo no entanto atingir vários metros quadrados (Fig. 2.27). Frequentemente, nessas superfícies estão também presentes estrias ou caneluras. Porém, na maior parte dos afloramentos de rocha sã, a alteração pós-glaciária destruiu, pelo menos parcialmente, os polimentos glaciários. Noutros casos, conservam-se ainda em saliência, resíduos da superfície polida original, especialmente em fenocristais centimétricos de feldspato, e em alguns casos, também nos grãos de quartzo. Estas situações são especialmente frequentes nos granitos de carácter porfiróide, como a variedade designada por Granito de Seia. Os feldspatos, que ficam sobrelevados alguns milímetros em relação aos minerais envolventes, foram usados em vários locais da Serra do Gerês como testemunho da presença de glaciares (Coudé-Gaussen, 1981; Ferreira *et al.*, 1992, 1999). Estas microformas são vulgarmente designadas por “mesinhas”, pelo seu carácter sobrelevado em relação à rocha envolvente (Fig. 2.28).

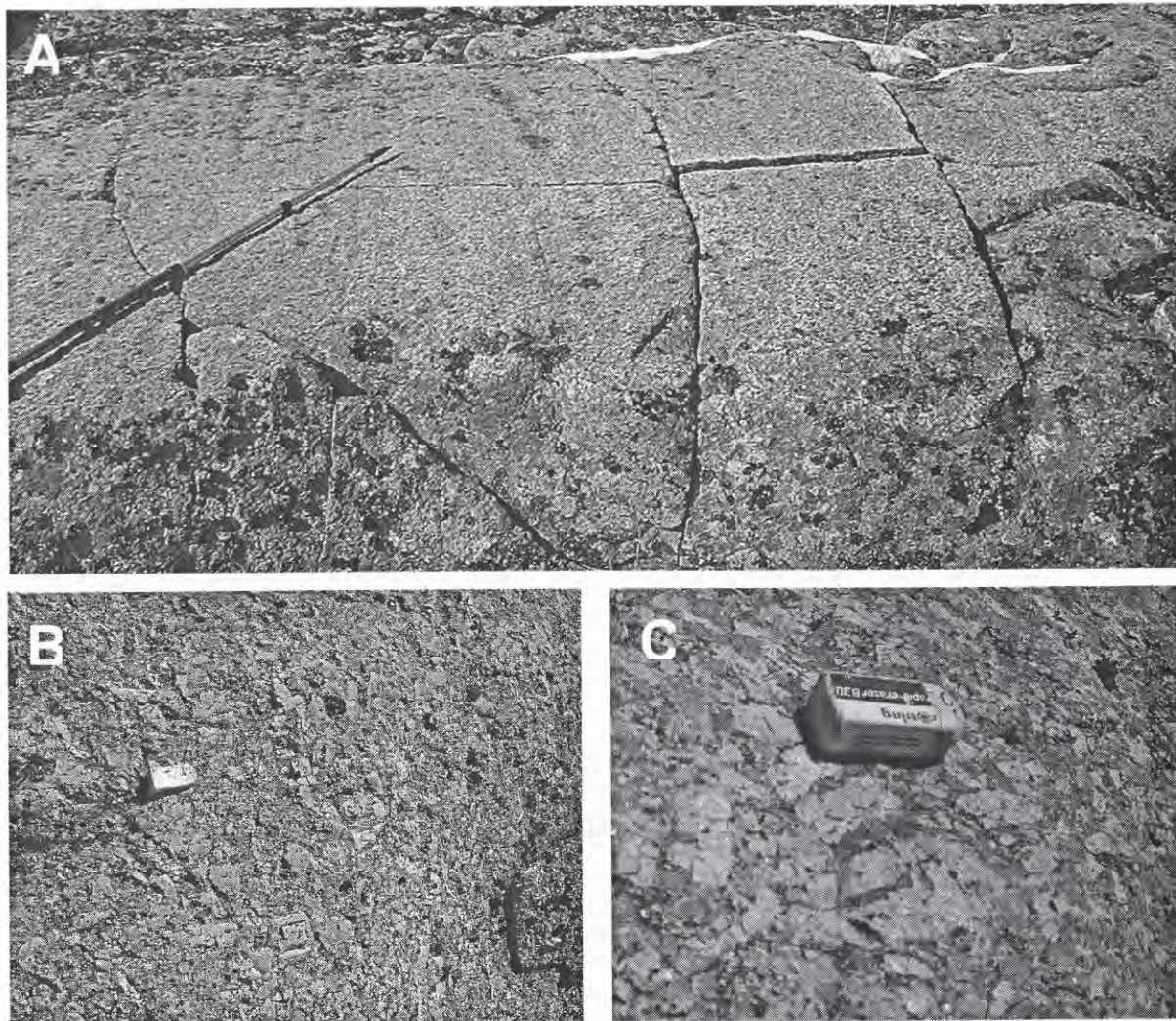


Figura 2.27 – Exemplos de superfícies com polimento de origem glaciária (cabeceira do Vale da Candeeira). A. Superfície polida, com pequenas caneluras (o movimento do gelo fez-se em direcção ao observador); B e C. Aspectos de uma superfície polida em granito de duas micas de grão grosseiro porfiróide de Seia, sendo visível a boa conservação do polimento nos fenocristais de feldspato (a escala é uma borracha com cerca de 4 cm).



Figura 2.28 – Superfície polida residual conservada em fenocristais de feldspato e quartzo (cabeceira do Vale da Candeeira).

Quadro 2.9 – Valores de ressaltos do martelo de Schmidt (R) em fenocristais de feldspato e superfícies policristalinas mistas em rochas polidas e sem líquenes na Lagoa Comprida. Os afloramentos estudados encontravam-se abaixo do nível de enchimento normal da albufeira.

	Afloramento nº1		Afloramento nº 2		Afloramento nº3	
	Feldspato	Misto	Feldspato	Misto	Feldspato	Misto
Nº Medições	15	30	15	30	15	30
Média	58,0	40,4	59,8	42,9	62,1	44,6
Desvio-Padrão	7,8	4,9	5,8	7,8	4,2	7,0

Numa tentativa de avaliar a resistência dos fenocristais de feldspato, em particular, por comparação com superfícies mistas com cristais de quartzo e feldspato, efectuámos várias medições com um Martelo de Schmidt. Assim, e considerando que os valores de ressaltos dependem da dureza do substrato, e como tal da resistência mecânica do mesmo (Selby, 1993), os valores obtidos apontam para a maior resistência dos fenocristais de feldspato (Quadro 2.9). Os resultados que apresentamos, são ainda preliminares, pois o estudo está numa fase inicial e ainda não mereceu o desenvolvimento necessário¹⁷.

É significativo referir que algumas superfícies que à primeira vista parecem corresponder a superfícies polidas e estriadas de origem glaciária, são na realidade espelhos de falha. Esses casos, encontram-se normalmente em planos sub-verticais, confundindo-se com as primeiras quando as estrias traduzem um movimento de componente aproximadamente paralela à superfície topográfica. Porém, muitas dessas superfícies têm continuidade para montante, prolongando-se no interior do substrato ao longo de fracturas, e por vezes, apresentam recristalizações de espessura milimétrica.

Os veios de quartzo ou de aplito, por serem litologias particularmente resistentes à meteorização, são também muito favoráveis para a conservação das estrias e polidos glaciários (Fig. 2.29). Efectivamente, alguns casos, chegam mesmo a constituir microformas de orientação linear, sobrelevadas alguns centímetros em relação ao substrato encaixante, facto que se deve à erosão diferencial pós-glaciária. André (1995) estudou detalhadamente esta questão no norte da Escandinávia, tendo usado o desnível entre a superfície polida dos veios e a rocha encaixante para avaliar a taxa de erosão pós-glaciária. Entre as suas conclusões, são de salientar: a ausência de controlo da textura dos granitóides na meteorização pós-glaciária, mas a elevada importância do conteúdo em biotite (desagregação granular 4 a 5 vezes mais rápida); a importância das variações de humidade e da alteração bioquímica para a meteorização pós-glaciária e a escassa importância dos processos

¹⁷ Trata-se de um trabalho em curso, que resulta da colaboração com o Prof. Piotr Migoń (Universidade de Wrocław, Polónia). A metodologia está descrita no anexo.

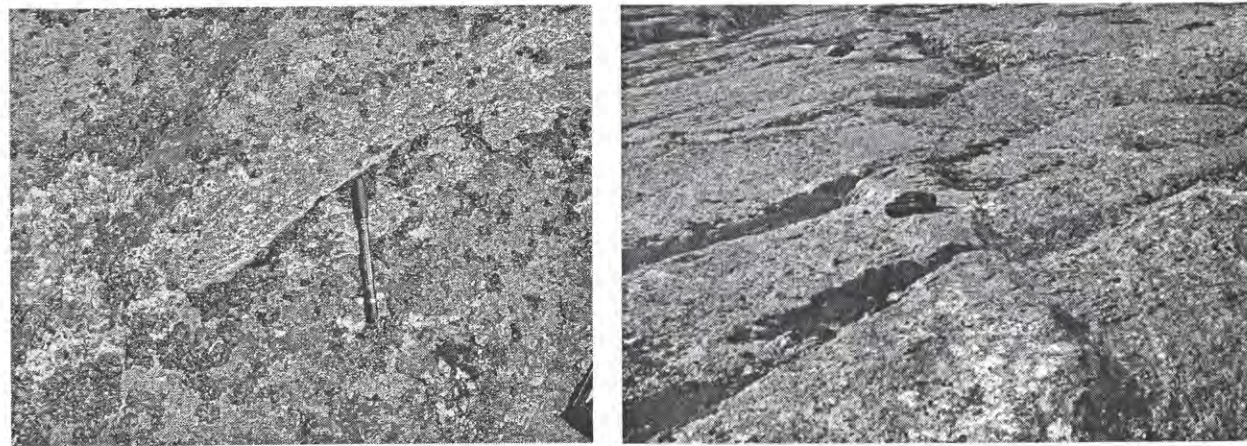


Figura 2.29 – Veios de quartzo sobrelevados em relação à rocha encaixante. O caso da esquerda tem o polimento glaciário bem conservado, mas no caso da direita, a superfície apresenta traços de meteorização pós-glaciária (Vale da Candeeira e Covões).

ditos periglaciários. Os valores de meteorização pós-glaciária (desde o início do Holocénico), obtidos pela autora, variam entre 2 e 10 mm, o que corresponde a $0,2-1,0 \text{ mm.k}^{-1}$.

Os veios polidos não são muito frequentes na Serra da Estrela, mas ocorrem em alguns locais (por ex.: Covões, Cume, Planalto do Curral do Martins e Vale da Candeeira), geralmente na proximidade de outro modelado de erosão glaciária, como estrias, rochas aborregadas, etc. É importante distinguir se a superfície do veio tem sinais de abrasão, ou se apenas se trata de uma superfície sobrelevada em relação à rocha encaixante. No primeiro caso, a génese glaciária é mais provável, mas é também necessário avaliar se se trata de um resíduo de um espelho de falha. Já no segundo caso, embora a origem do corte da superfície do veio possa ser glaciária, isso não se pode provar, pois as marcas de abrasão não são visíveis. Esta distinção é merecedora de atenção, uma vez que fora da área glaciada, junto a *tors*, encontramos casos de veios sobrelevados, mas com uma génese ligada à erosão diferencial a partir de uma superfície original, não glaciária. Tratam-se pois, de casos de clara convergência morfológica.

c) As microformas de choque

Sob a designação microformas de choque¹⁸, incluem-se as **fracturas em crescente** (*crescentic fractures*), as **fracturas em meia-lua** (*lunate fractures*), as **caneluras em crescente** (*crescentic gouges*) e as **fracturas concoidais** (Embleton e King, 1968; Hambrey, 1994; Bennett e Glasser, 1996; Benn e Evans, 1998), representadas na figura 2.30. Todas elas

¹⁸ Vários autores adoptaram o termo fracturas de fricção para classificar as microformas de choque (por ex.: Embleton e King, 1968), mas segundo Hambrey (1994) essa não é uma designação adequada, pois a génese destas formas está essencialmente ligada ao esmagamento causado pelo choque dos detritos da base do glaciar, de encontro ao substrato. Drewry (1986) aborda este tema com bastante detalhe.

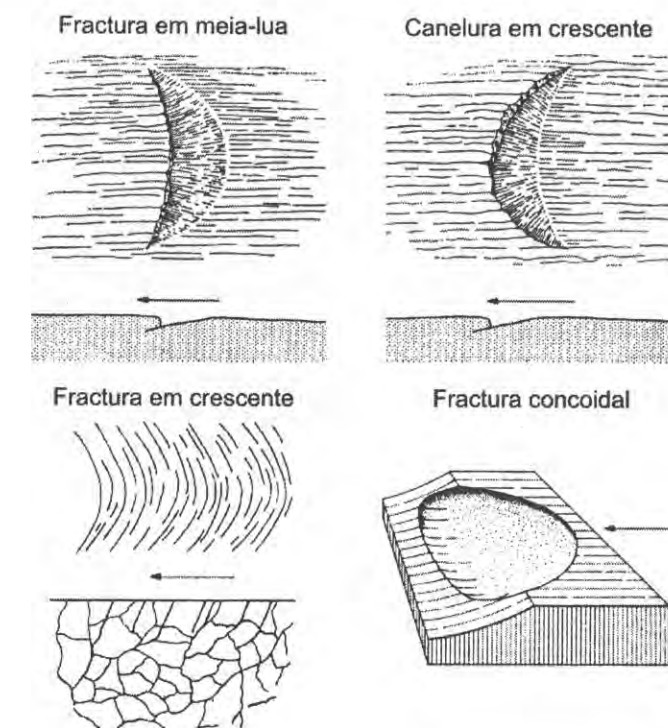


Figura 2.30 – Principais tipos de microformas de choque (adaptado de Embleton e King, 1968).

se distinguem das estrias e caneluras já descritas, por serem formas pontuais, sem desenvolvimento linear. Tratam-se geralmente de formas centimétricas em plano, mas que em casos particulares podem atingir vários metros de extensão. Na Serra da Estrela, as microformas de choque são pouco frequentes, e concentram-se nas áreas de erosão glaciária máxima, em particular onde houve canalização do fluxo glaciário, como sucede nos altos vales de Loriga e da Candeeira. Estas observações estão de acordo com o facto destas microformas serem indicadoras de tensões normais elevadas, requeridas para que o contacto entre o clasto e o substrato, cause fracturação (Bennett e Glasser, 1996).

A distinção entre crescente e meia-lua, de difícil adaptação ao português, não tem uma lógica aparente pois ambas as designações são sinónimas. Também a distinção entre fractura e canelura, não é clara, pois no caso das microformas de choque, como se verá, as duas designações podem corresponder a formas idênticas. Verifica-se, além disso, alguma confusão na bibliografia, com várias definições e esquemas explicativos contraditórios (ver por ex.: Embleton e King, 1968, p. 143 vs. Hambrey, 1994, p. 105). A classificação que usamos é aquela que é seguida pela generalidade dos autores, e que se apoia em Embleton e King (1968).

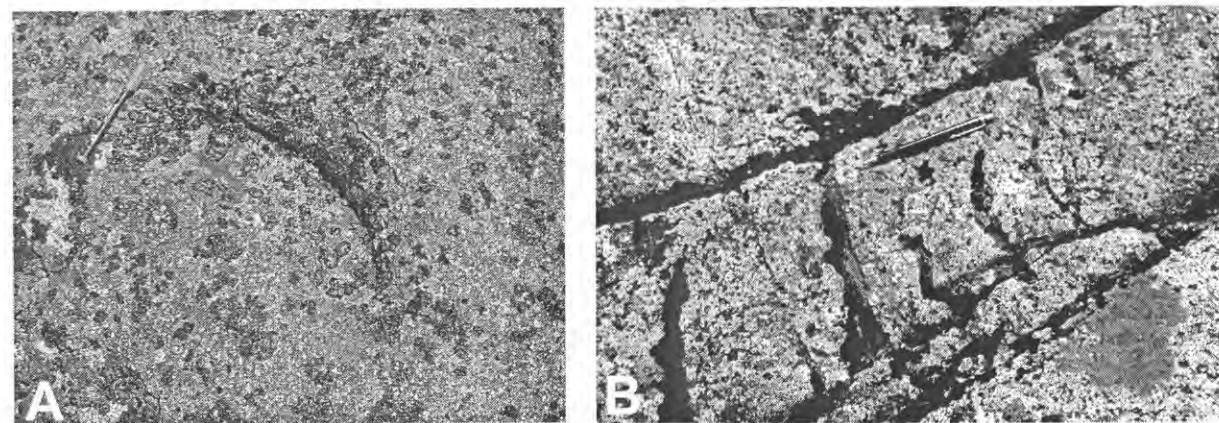


Figura 2.31 – Microformas de choque. A – canelura em crescente; B – Fracturas em meia-lua (cabeceira do Vale da Candeeira).

As **fracturas em crescente** são pequenas fracturas no substrato dispostas de modo paralelo umas às outras e em sequência, com forma semi-circular e com a convexidade virada para montante. Frequentemente, estão praticamente embutidas umas nas outras, e estão ligadas à acção de um único clasto, num movimento espasmódico de tipo *stick-slip* (Benn e Evans, 1998). Por vezes, a fracturação é acompanhada pela libertação de pequenas lascas do substrato.

As **fracturas em meia-lua** e as **caneluras em crescente** são formas idênticas em perfil, mas diferentes em plano. Em perfil, apresentam uma superfície subvertical do lado jusante, e um plano suavemente inclinado para jusante, do lado montante. Geralmente, esse plano prolonga-se sob a forma de fractura na base da superfície vertical (Figs. 2.30 e 2.31). Em plano, ambas têm forma em crescente, mas no caso das fracturas em meia-lua o crescente tem a convexidade virada para montante, enquanto no caso das caneluras em crescente, a convexidade está virada para jusante. Segundo Hambrey (1994), alguns autores referem que as fracturas em meia-lua nem sempre se encontram orientadas segundo o fluxo, como consta da sua definição, o que limita a sua utilização com esse objectivo. No entanto, as nossas observações do Vale de Loriga, a jusante do Covão do Boieiro, mostram que também as caneluras em crescente nem sempre têm a orientação descrita acima em relação ao fluxo glaciário. Nesse local, encontrámos vários casos de caneluras em crescente, de dimensão métrica, com a convexidade voltada para montante (Fig. 2.32). Esta observação e interpretação não oferecem dúvidas, pois trata-se de uma situação de fundo de vale, onde o fluxo está claramente condicionado pela topografia envolvente. De referir ainda que nessas caneluras em crescente, a superfície de fracturação principal, está inclinada para montante, característica que contraria a afirmação de Benn e Evans (1998, p. 316), que salientam que essa superfície



Figura 2.32 – Caneluras em crescente com orientação relativamente ao fluxo inversa à definição clássica. O fluxo deu-se da esquerda para a direita (Vale da Loriga).

está sempre inclinada para jusante, o que a tornaria particularmente útil para a reconstituição do movimento glaciário.

Finalmente, as fracturas concoidais são cicatrizes de arranque de fragmentos de substrato, em que a convexidade se encontra voltada para montante.

d) Formas de tipo-p

As formas de tipo-p ou formas modeladas plasticamente, foram assim denominadas pela primeira vez por Dahl em 1965, pois este autor defendia uma génese por abrasão sob gelo glaciário em deformação plástica (Benn e Evans, 1998). Actualmente, sabe-se que as formas de tipo-p podem formar-se por uma grande diversidade de processos, quer glaciários, quer fluviais, mas tem-se mantido a utilização da designação original (*ob. cit.*). Os mesmos autores referem vários trabalhos onde é apoiada uma génese associada ao escoamento fluvio-glaciário sob elevadas pressões, e outros onde é defendida uma génese glaciária. Boulton (1974, cit. por Benn e Evans, 1998), defendeu origens glaciárias para algumas formas de tipo-p, hídrica para outras, e considerou ainda, algumas delas como tendo uma génese mista. Considerando estes problemas, Kor *et al.* (1991) citados por Iverson (1995), propuseram a substituição da designação formas de tipo-p, por formas de tipo-s, como referência a *sculpted forms* (formas esculpidas), um termo de cariz genético mais amplo. O trabalho de Benn e Evans fornece uma discussão detalhada do problema, aspecto que extravasa a nossa abordagem.

As formas de tipo-p englobam um vasto leque de formas, mas são todas elas depressões regulares e de aspecto suave, talhadas no substrato (Fig. 2.33). São formas raras na Serra da Estrela, tendo sido apenas observadas pontualmente em alguns locais, sendo os principais: o

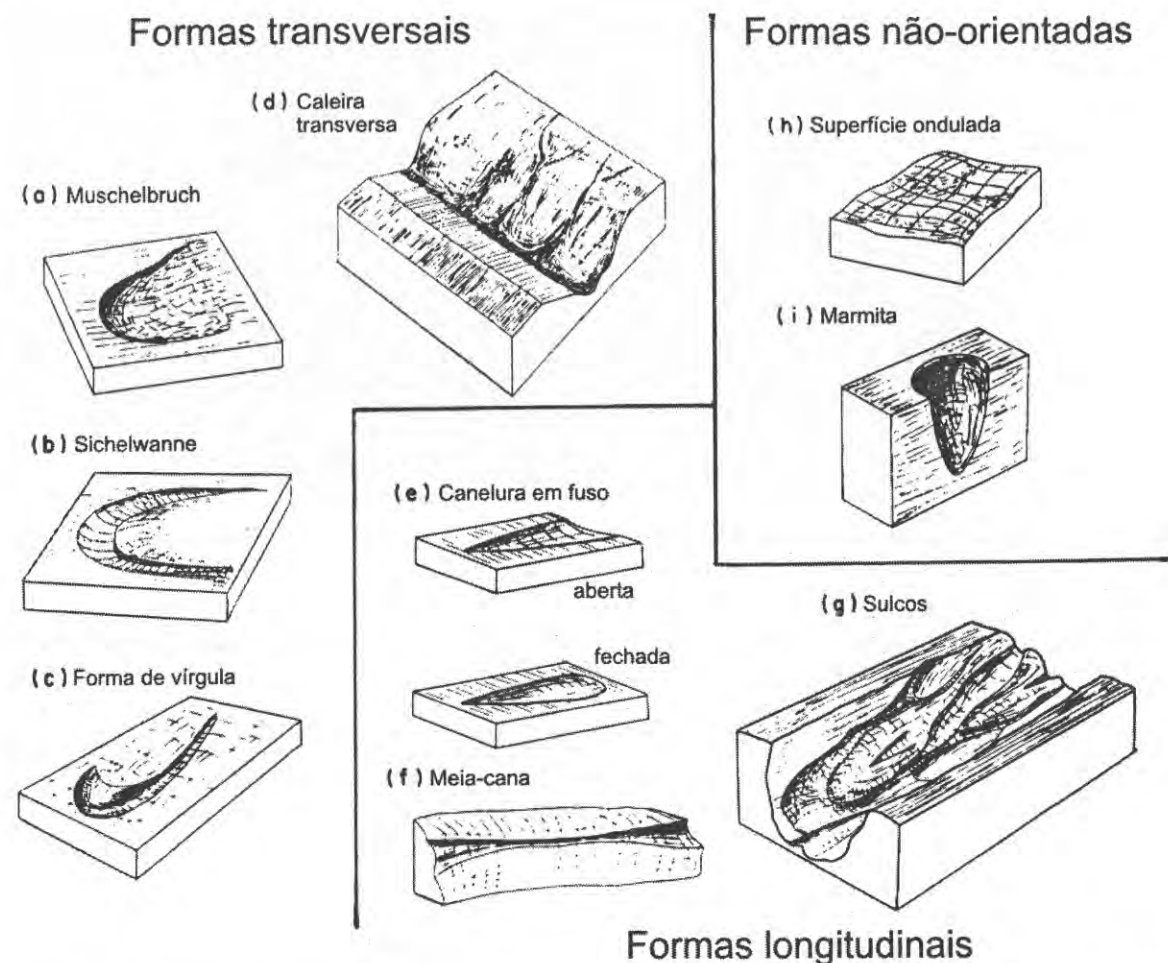


Figura 2.33 – Formas de tipo-p (adaptado de Iverson, 1995). O fluxo do gelo faz-se da esquerda para a direita, excepto nas formas não-orientadas.

Vale de Covões, o limite sul do Planalto da Torre, e os vales da Candeeira e de Loriga. As formas que observámos enquadram-se quase sempre sob a designação genérica de sulcos, tendo sido também observadas formas em meia-cana (do termo da bibliografia anglo-saxónica *cavetto*, correspondendo a canais talhados em superfícies de declive acentuado – Embleton e King, 1968) e marmittas (Figs. 2.34 e 2.35). Estas formas mostram a ocorrência de água líquida na base do glaciário, o que indica tratar-se de um glaciário de base quente. Não é no entanto possível afirmar que todas as formas observadas são sincrónicas, nem que (ou quais) estão associadas ao Máximo Glaciário.

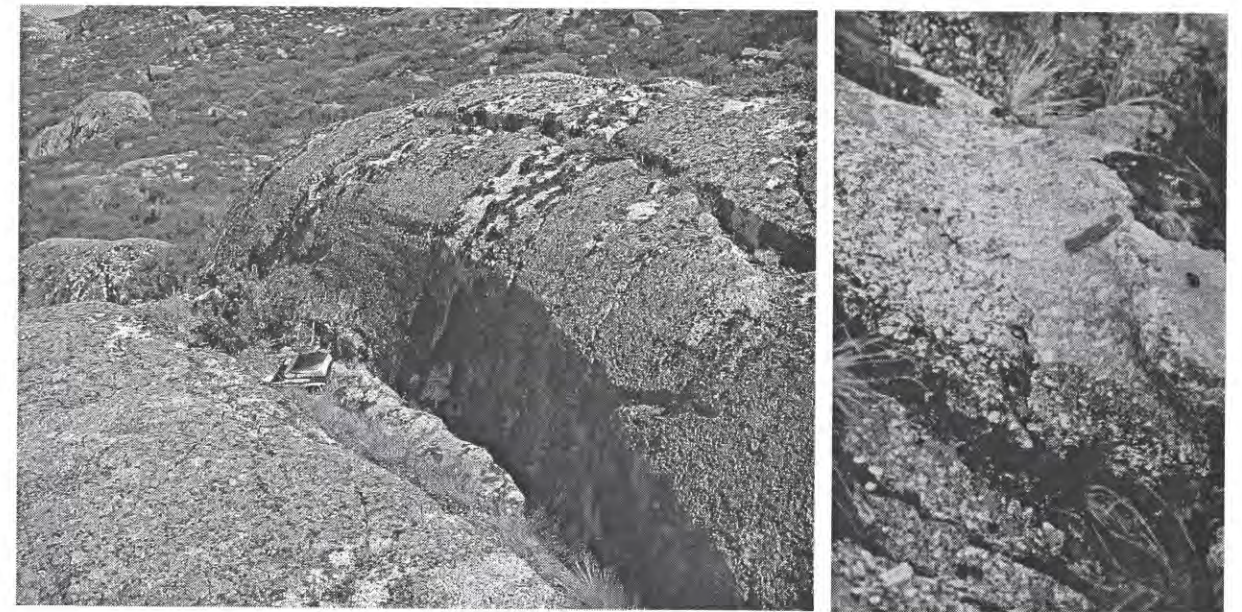


Figura 2.34 – Formas de tipo meia-cana (*cavetto*), incluídas na classe de formas de tipo-p (esquerda – Vale da Candeeira, direita – Covões).



Figura 2.35 – Resíduo de marmitta subglaciária (Vale da Candeeira).

CAPÍTULO 3

AS FORMAS DE ACUMULAÇÃO E OS DEPÓSITOS GLACIÁRIOS

3.1. INTRODUÇÃO

No âmbito dos testemunhos glaciários, as moreias são provavelmente aqueles que mais cedo foram referidos na bibliografia como prova da ocorrência de uma glaciação plistocénica na Serra da Estrela. Na verdade, as moreias da Estrela encontram-se, no geral, bem conservadas, distinguindo-se claramente de outros tipos de depósitos, especialmente devido à sua forma linear. Lautensach (1929, 1932) fez referência e cartografou as principais cristas morénicas e, posteriormente, Daveau (1971) apresentou no mapa da glaciação um levantamento mais detalhado das moreias, onde incluiu já os conjuntos de arcos morénicos de recessão, bem como as áreas com cobertura morénica. Esse trabalho constitui uma excelente síntese do padrão da distribuição das moreias nos planaltos e altos vales. Assim, iniciamos o presente capítulo com o estudo das moreias, apresentando-se uma classificação para os vários tipos presentes na Estrela, ao que se segue a discussão da sua distribuição espacial e do seu significado. Trata-se de uma abordagem de grande escala, onde apenas se analisam os padrões gerais de deposição, pois o contributo das moreias para a definição das fases da(s) glaciação(ões) e dos possíveis estádios na recessão glaciária, é retomado no capítulo 7.

Um aspecto que mereceu pouco destaque nos trabalhos anteriores, foi o estudo dos *till*, que apenas foi afluído por Daveau *et al.* (1997). Por serem depósitos que fornecem importantes dados acerca da dinâmica glaciária, demos-lhes especial destaque, apresentando-se os resultados dos afloramentos mais significativos. Tentámos sempre interpretar os depósitos tendo em conta o seu enquadramento geomorfológico, e juntando a isso observações de cariz sedimentológico. A colaboração das Professoras B. Woronko e E. Mycielska-Dowgiałło permitiu aprofundar essas análises, tendo sido possível estudar as superfícies de grãos de quartzo, bem como efectuar várias análises de lâminas delgadas, que proporcionaram avanços significativos no conhecimento dos depósitos.

Foram também estudados cortes em depósitos fluvioglaciários que permitem caracterizar melhor a dinâmica do escoamento proglaciário. A maior parte dos afloramentos estudados correspondem a níveis de terraço sobrelevados alguns metros em relação aos fundos de vale actuais, mas apresentam-se também cortes em posição de vertente. Ainda no âmbito da sedimentação fluvioglaciária, apresentam-se os resultados de várias sondagens efectuadas na bacia intramorénica da Lagoa Seca.

Nos restantes sub-capítulos discutem-se vários problemas geomorfológicos ligados à glaciação: os terraços de obturação lateral e o seu significado; as acumulações de areias e cascalho do Vale do Zêzere; as acumulações de blocos da Nave de Santo António; e os arcos morénicos de recessão da Lagoa Seca.

3.2. AS MOREIAS

3.2.1. Nota acerca da génese das moreias

Na Serra da Estrela, ao contrário do que sucede na Serra do Gerês (cf. Vidal-Romaní *et al.*, 1990; Ferreira *et al.*, 1992; Ferreira, 1993; Ferreira *et al.*, 1999), as moreias estão bem conservadas, sendo uma das formas de origem glaciária de mais fácil identificação. São geralmente acumulações heterométricas de blocos e calhaus sub-redondos, que assentam num *diamicton* onde ainda se encontra a matriz de areias e silte original. Os elementos grosseiros superficiais são os resíduos do depósito morénico original, lavado ou deslocado por acção dos processos erosivos. São geralmente acumulações lineares, formando em alguns casos cristas, e encontram-se em situações topográficas que afastam a hipótese de se tratarem de depósitos fluviais ou de vertente.

Para melhor interpretar o significado das acumulações morénicas, é importante fazer uma breve referência aos processos que podem intervir na sua génese (Bennett e Glasser, 1996):

1) **Empurrão glaciário** – O sedimento é empurrado na frente do glaciar, quando este avança sazonalmente ou durante eventos mais longos. Os primeiros dão geralmente origem a **moreias de empurrão** de pouca altura (alguns metros em glaciares com dimensões semelhantes aos que tratamos), enquanto os avanços mais longos podem originar moreias maiores. Este processo enquadra-se nas deformações glaciectónicas (Hambrey, 1994). Quando as moreias de empurrão resultam de vários avanços, formando várias cristas, designam-se por **moreias de empurrão compósitas**.

2) **Cavalgamento glaciário** – Neste processo, os sedimentos são transportados preferencialmente ao longo de superfícies de cisalhamento no interior do glaciar. Essas superfícies são planos inclinados para montante e resultam das elevadas forças compressivas que se geram próximo da margem glaciária. As superfícies de cisalhamento podem atingir a base do glaciar, o que facilita a inclusão de sedimento e o seu transporte. É um processo especialmente frequente em glaciares politérmicos, em especial quando a frente do glaciar é composta por gelo basal frio (sem movimento basal), e imediatamente a montante existe uma zona de gelo basal quente (com movimento basal), o que leva ao aumento da compressão (Bennett e Glasser, 1996).

3) **Desabamentos e escoadas de detritos de encontro ou sobre o glaciar** – Estes processos podem ser importantes onde existem vertentes acima do glaciar, como é o caso dos *nunataks* e dos glaciares de vale. Na Serra da Estrela encontram-se alguns exemplos de moreias laterais exclusivamente formadas por estes processos, como é o caso de ambas as

vertentes do Cântaro Gordo, onde se encontram blocos desabados de encontro ao glaciar, que mantêm o carácter anguloso original. Quanto às escoadas de detritos, elas foram particularmente importantes nos vales, como o do Zêzere, onde se encontram vários terraços de obturação lateral que podem ser sincrónicos com a glaciação (ver discussão no Cap. 3.5.).

4) **Descarga glaciária**¹ – É o processo pelo qual o sedimento, depois de transportado até à margem glaciária, se vai depositar por perda de capacidade de transporte e de sustentação. Ou seja, nestes casos, a parte terminal do glaciar funciona como um tapete rolante que vai descarregando à sua frente o material transportado. Caso exista uma margem glaciária estável, pode mesmo formar-se uma **moreia de descarga**, dependendo a sua dimensão da velocidade do glaciar, do volume de sedimentos transportado e da velocidade de recuo da margem glaciária (Bennett e Glasser, 1996).

5) **Fusão superficial e marginal** – A fusão superficial do glaciar leva ao transporte do sedimento supra e intraglaciário por processos fluvioglaciários, podendo este vir a acumular-se nas margens (ou na base) do glaciar, sendo depois incorporado nas moreias.

6) **Fusão subglaciária e alojamento** – A fusão subglaciária causa também a libertação de sedimento da base do glaciar, que pode ser incorporado em moreias. O alojamento é comentado com maior detalhe no capítulo 3.3., e é um processo que pode participar na formação do sedimento inferior de algumas moreias.

3.2.2. A identificação das moreias da Serra da Estrela

A extensão da cobertura morénica da Serra da Estrela no final da glaciação devia ser mais ampla do que actualmente, porém a erosão pós-glaciária, particularmente activa nas vertentes de declive acentuado, desmantelou a maior parte das moreias que aí se encontravam, passando estas a integrar os taludes poligénicos que regularizam muitas vertentes nos vales glaciários². Noutros casos, em vertentes menos inclinadas, o material mais fino foi lavado, e hoje, apenas é possível observar blocos que, por vezes, ainda se encontram alinhados. No presente trabalho, sempre que a posição topográfica exclui uma origem não-glaciária, considerámos esses alinhamentos como correspondendo a moreias residuais.

Daveau (1971) considera que a grande dimensão dos blocos das moreias da Serra da Estrela, e a sua forma sub-redonda, se devem essencialmente a estes resultarem da erosão do

¹ Tradução do inglês *ice-dumping*

² Ferreira *et al.* (1999) referem uma situação idêntica na Serra do Gerês. Outros autores têm dedicado especial atenção a essa fase pós-glaciária de grande instabilidade, que se designa por fase paraglaciária (ver síntese em Ballantyne, 2002).

manto de alteração pré-glaciário, estando a forma já prefigurada no saprólito. Aliás, as análises de grãos de quartzo do complexo de *till* da Lagoa Seca, indicam que parte do sedimento resulta de facto da remobilização do manto de alteração (ver Cap. 3.3.2.). É no entanto de salientar que as formas de erosão glaciária nas cabeceiras dos vales e circos são de grande extensão (Cap. 2.4.), o que revela a remoção de um grande volume de material, certamente sem relação directa com o saprólito. Quanto aos blocos de grande dimensão presentes nas moreias, a própria rede de fracturas do maciço granítico pode prefigurá-los, facilitando o desalojamento glaciário. Vejam-se, como exemplo da importância da rede de fracturas, os desabamentos de blocos de vários metros, que se encontram no Covão Cimeiro e na vertente norte do Cântaro Gordo.

A variedade petrográfica dos granitos da Estrela, bem como a existência de uma cartografia geológica relativamente detalhada, permite, por vezes, reconhecer nas moreias tipos de granito alóctones, o que facilita a sua identificação, e a identificação de antigas direcções dos fluxos glaciários.

3.2.3. Tipologia das moreias da Serra da Estrela

Considerando a posição em relação ao glaciar, dividimos as moreias da Estrela em dois grupos: moreias marginais e coberturas morénicas³. As primeiras incluem as moreias laterais, as moreias latero-frontais, os conjuntos de arcos morénicos de recessão e os complexos morénicos marginais, e são particularmente importantes, pois normalmente permitem reconstituir os limites do glaciar. No entanto, como salientam Bennett e Glasser (1996) as cristas morénicas não representam sempre as margens do glaciar, pois podem tratar-se de moreias de empurrão compósitas, ou de moreias de cavalgamento. A interpretação deve ser, por isso, cuidada, e incluir uma análise de outros indicadores geomorfológicos, antes de se poder afirmar que se tratam, de facto, de depósitos marginais.

a) Moreias laterais

As moreias laterais são acumulações lineares de blocos e calhaus heterométricos, geralmente com pouco material fino à superfície, que se dispõem numa posição lateral em relação a um glaciar de vale; ou seja, paralelamente ao fluxo geral do gelo. Na Serra da Estrela as moreias laterais surgem em posição de vertente, ou já próximo do interflúvio, e

³ Não foi encontrado nenhum caso totalmente seguro de moreia mediana. Aliás, esse tipo de moreia conserva-se muito dificilmente, pois a quantidade de material que as constitui é geralmente escassa, e sofre transporte significativo durante a fusão glaciária (Benn e Evans, 1998).

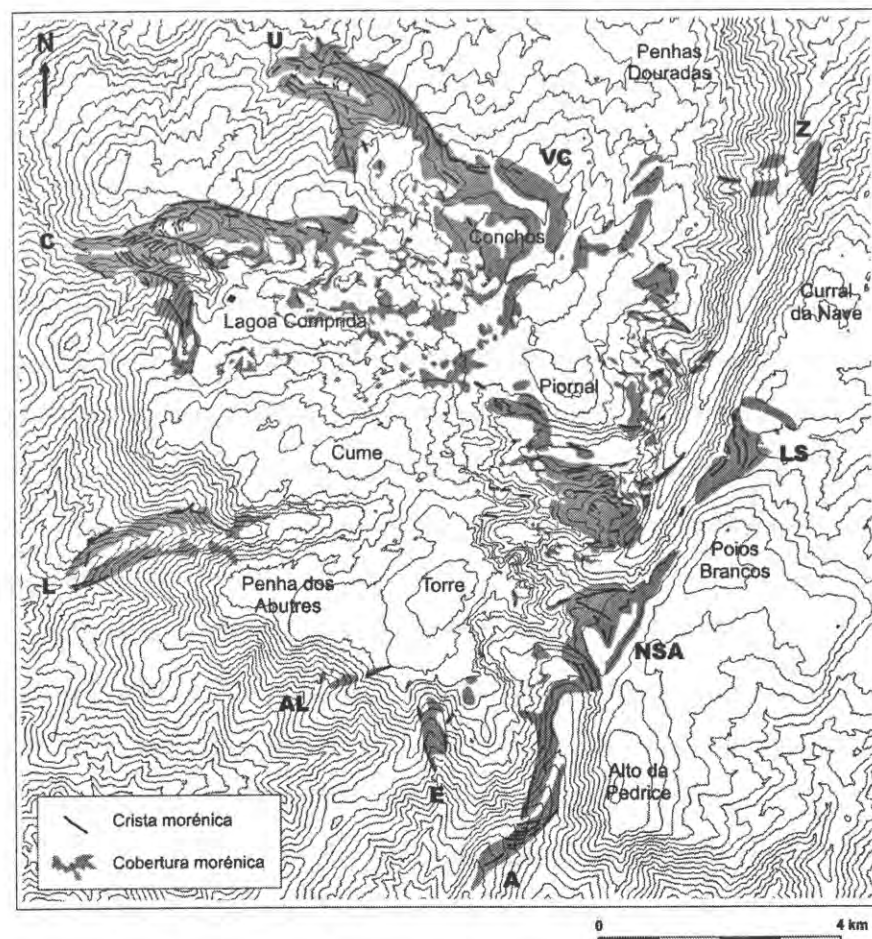


Figura 3.1 – Moreias da Serra da Estrela. A – Alforja; AL – Alvoco; C – Caniça (C. Grande); L – Loriga; LS – Lagoa Seca; NSA – Nave Sto António; U – C. Urso; VC – Vale do Conde; Z – Zêzere. A escassez de cobertura morénica no Vale do Zêzere deve-se a ela ter sofrido deslocamentos, estando integrada nos taludes de detritos.

encontram-se em todos os grandes vales glaciados, normalmente a altitudes inferiores a 1650 m.

Lautensach (1929, 1932) identificou as principais moreias laterais da Serra da Estrela, mas foi Daveau (1971) que apresentou pela primeira vez uma visão completa das principais moreias. A utilização de fotografias aéreas à escala 1:15.000, permitiu-nos identificar outras moreias menores que ainda não tinham sido apresentadas, e que incluímos no mapa da figura 3.1.

É interessante verificar que na maior parte dos vales, a extensão máxima dos glaciares aparece bem marcada por moreias laterais, e que são escassos os casos em que se encontram blocos morénicos além desse limite. Daveau (1971) mostrou que nos locais em que barrancos convergem com moreias laterais, se encontram acumulações de origem torrencial de forma aproximadamente triangular, que constituem terraços de obturação lateral. Esses terraços surgem em alguns locais mais bem conservados do que as próprias moreias laterais, e ajudam a identificar a posição destas últimas (por exemplo, o terraço do Vale de Buraco, Fonte Santa



Figura 3.2 – Moreia lateral do Poio do Judeu localizada no rebordo setentrional da Nave de Santo António (Vale do Zêzere).



Figura 3.3 – Moreia lateral do Covão do Urso vista da área não glaciada, a norte. O interflúvio em último plano é o alto da Lagoa Seca ocidental.

– Manteigas – Cap. 4.9)⁴. As moreias laterais mais bem conservadas da Serra da Estrela encontram-se no Covão do Urso, Covão Grande e Nave de Santo António (Figs. 3.1, 3.2 e 3.3).

b) Moreias latero-frontais

A designação moreia latero-frontal é pouco aplicada na bibliografia portuguesa, mas está bastante divulgada na literatura de geomorfologia glaciária (ver, por exemplo, Benn e Evans, 1998). As moreias latero-frontais são cristas morénicas em posição próxima da frente dos glaciares de vale, que fazem a transição entre as moreias laterais e frontais propriamente ditas.

Na Serra da Estrela, encontram-se moreias latero-frontais nos principais vales glaciados (Figs. 3.1 e 3.4). A utilização do termo é particularmente útil, pois raramente se encontram

⁴ Os terraços de obturação lateral são particularmente úteis na delimitação das margens glaciárias nos vales, pois são facilmente identificáveis nos mapas topográficos à escala 1:25.000, ao contrário do que se passa com algumas moreias.



Figura 3.4 – Moreias latero-frontais com os troços jusante muito degradados (Vale de Alforfa).



Figura 3.5 – Arco morénico frontal do conjunto de arcos do Vale da Caniça (Covão Grande). Notar o carácter residual da acumulação, apenas restando blocos métricos sub-redondos (pessoa na base da fotografia serve de escala).

moreias frontais sem continuidade sob a forma de moreia lateral. Além disso, especialmente nos vales de fundo em “V”, as moreias frontais estão frequentemente muito degradadas pela erosão fluvial pós-glaciária. Aliás, como se verá, os casos em que podemos falar de verdadeiras moreias frontais, encontram-se em condições topográficas particulares (fundos de vale planos e relativamente amplos), e foram por nós classificados sob a designação de conjuntos de arcos morénicos de recessão.

c) Conjuntos de arcos morénicos de recessão

Os conjuntos de arcos morénicos de recessão correspondem a sequências de moreias frontais, que formam arcos no fundo de vale, perpendicularmente à direcção deste. Os arcos são geralmente dominados por grandes blocos sub-rolados, de dimensão métrica, tendo sido a



Figura 3.6 – Conjunto de arcos morénicos de recessão do Vale da Caniça (Covão Grande) a partir de ortofotografia digital (CNIG). Os principais arcos estão indicados por setas. A imagem tem cerca de 800 m no lado maior.

maior parte da fracção fina lavada por acção da erosão hídrica, que é particularmente importante nos fundos de vale (Figs. 3.5 e 3.6).

Os arcos morénicos distam geralmente algumas dezenas de metros entre eles, e surgem em grupos até 12 (Covão do Urso). Encontram-se mais bem conservados onde os fundos de vale são amplos e de declive suave. Além do caso indicado, encontram-se conjuntos de arcos morénicos de recessão nos vales da Caniça, Nave Travessa, Alforfa, Loriga e na Lagoa Seca⁵ (Fig. 3.7). A génese dos arcos morénicos de recessão está associada a um recuo generalizado do glaciar, marcado por paragens ou reavanços, que possibilitaram a formação das diferentes moreias. É importante salientar o facto das sequências de arcos morénicos de recessão se encontrarem apenas em áreas próximas da extensão máxima dos glaciares, o que aponta para condições propícias a uma recessão inicialmente lenta. Na parte alta dos vales não se encontram arcos morénicos, mas não é ainda possível indicar com segurança se isso se deveu a condições climáticas, glaciológicas (em especial no que se refere ao balanço de massa do glaciar), ou geomorfológicas (escassez de material transportado/erodido pelo glaciar). Este problema é retomado no capítulo 7.

d) Complexos morénicos marginais

Sob a designação de complexo morénico marginal, englobamos as acumulações de material morénico depositadas na margem glaciária, que não apresentam uma forma em crista bem desenvolvida. São casos em que a posição e relação com a topografia envolvente não

⁵ As moreias que surgem isoladas nos fundos de vale não foram incluídas nesta classe.

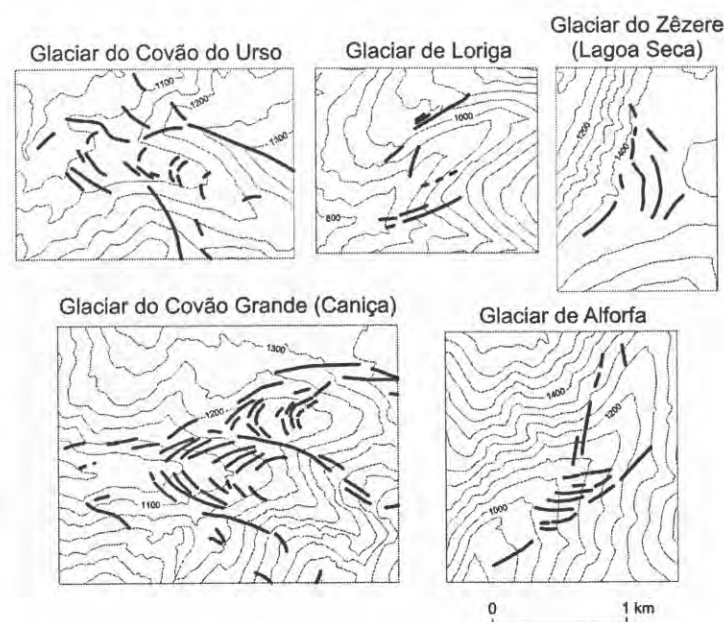


Figura 3.7 – Principais conjuntos de arcos morénicos de recessão da Serra da Estrela.



Figura 3.8 – Aspecto do complexo morénico marginal do Vale do Conde. Os blocos morénicos estão distribuídos de modo desorganizado na antiga margem glaciária.

permitem classificar as acumulações dentro dos outros tipos descritos. As moreias do Vale do Conde, próximo da Fraga das Penas (Figs. 3.1 e 3.8) e a moreia do Teleférico na Nave de Santo António (Cap. 3.8.) enquadram-se nesta classe.

e) Coberturas morénicas

Como coberturas morénicas, designamos as acumulações de blocos contínuas ou relativamente esparsas depositadas nos planaltos, sem uma relação clara com as margens glaciárias, embora seja difícil dizer em que momento se deu a acumulação. Tratam-se essencialmente de depósitos de fusão glaciária já muito lavados, que se distribuem no fundo dos vales glaciários e nas áreas baixas do planalto ocidental, especialmente entre a Lagoa Comprida e o Vale do Conde (Figs. 3.1 e 3.9).



Figura 3.9 – Cobertura morénica descontínua no Planalto ocidental, próximo da portela de Azimbres.

3.2.4. Distribuição espacial das moreias e seu significado

Como se observa na figura 3.1, as principais acumulações morénicas encontram-se nos vales glaciários abaixo de cerca de 1650 m de altitude, limite que corresponde à Altitude da Linha de Equilíbrio (ALE) no Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela (UMGSE) (ver Cap. 5.3.). Na área glaciada dos planaltos, as acumulações morénicas são escassas, estando ausentes no sector mais alto, entre o Cume e a Torre, e aparecendo de forma descontínua na área entre a Lagoa Comprida, Azimbres e Vale do Conde; ou seja, nos planaltos, as moreias só ganham significado abaixo de cerca de 1700 m. É um padrão que faz lembrar o que se encontra, embora em maior escala, associado às glaciações regionais, onde na área central dos *inlandsis*, dominam as formas de erosão, e mais próximo das margens se passa para o domínio das formas de acumulação (Embleton e King, 1968; Sugden e John, 1976; Hambrey, 1994; Benn e Evans, 1998).

A distribuição regular das moreias sugere que a maior parte da erosão glaciária, e consequente acumulação se deu até ao UMGSE, e que os glaciares se mantiveram na sua extensão máxima durante um período longo. Porém, a erosão no planalto deve ter cessado de forma relativamente brusca, pois caso ela se mantivesse, mesmo havendo retrocesso gradual (visível nos conjuntos de arcos morénicos dos vales), as acumulações de blocos morénicos cobririam uma parte significativa da área deste. Isso não acontece, o que sugere que o campo de gelo de planalto já se encontrava estagnado, enquanto as línguas glaciárias nos vales regrediam lentamente. Esta hipótese é convergente com outros testemunhos que analisamos adiante, e que discutimos no capítulo 7.

Um outro aspecto interessante é a escassez de material morénico nas partes altas dos vales, em especial no que se refere aos sectores próximos dos circos. Este facto pode estar associado

à não existência de uma verdadeira fase de glaciares de circo no final da glaciação, ou à incapacidade erosiva dos glaciares de circo, quer por curta duração dessa fase, quer por se tratarem de massas de gelo-morto. É também verdade, que o material morénico acumulado nas áreas marginais parece ser, pelo menos em parte, o resultado da erosão dos mantos de alteração pré-glaciária, e que, com o progredir da glaciação, a erosão do substrato seria progressivamente mais difícil.

3.3 OS *TILL*

3.3.1. A classificação dos *till*

Till é uma palavra de origem escocesa tradicionalmente usada para descrever “um tipo de terreno grosseiro e endurecido”, semelhante ao solo que se desenvolve no material argiloso e pedregoso de grande parte do norte da Grã-Bretanha (Flint, 1949, p. 103). O *till* é provavelmente, dos sedimentos classificados por um único nome, aquele com as características mais variáveis (ob. cit., p. 105), facto que é corroborado por vários autores, como por exemplo, Dreimanis (1988) e Benn e Evans (1998).

A definição mais usada, e proposta pelo grupo de trabalho sobre *tills* da INQUA (Dreimanis, 1982 em Dreimanis, 1988), é eminentemente genética: *till* é um sedimento transportado e depositado pelo gelo glaciário, ou a partir dele, com pouca ou nenhuma triagem pela água. Dreimanis e Lundqvist (1984) citados por Dreimanis (1988), reforçaram a definição anterior, e propuseram três condições que devem estar sempre presentes para que um sedimento se designe por *till*: ser constituído por detritos que foram transportados por um glaciário; ter uma relação de proximidade espacial com um glaciário (ou seja, a deposição dar-se por, ou a partir de um glaciário); e a triagem hídrica ser inexistente, ou fraca.

Vários autores opõem-se à definição acima apresentada, pelo facto de incluir as palavras “ou a partir de gelo glaciário” (Dreimanis, 1988), o que leva a englobar depósitos secundários, como por exemplo, o *till* de fluxo⁶, que para muitos autores não se pode considerar um verdadeiro *till*. Veja-se, por exemplo, a obra recente de Benn e Evans (1998, p. 380), onde é adoptada a definição mais restrita de Lawson (1981), que define *till* como um sedimento depositado directamente pelo gelo glaciário, sem ter sofrido desagregação, nem ressedimentação subsequente. Benn e Evans referem a maior utilidade desta definição, pois dá ênfase aos processos de deposição, em detrimento da posição da deposição. No entanto, como salienta Dreimanis (1988, p. 37), mesmo os *tills* de alojamento e de fusão, podem conter partes que foram desagregadas e ressedimentadas, durante a sua formação e deposição como *till*, pelo que a definição de Lawson (1981) parece ser demasiado restritiva. Dreimanis (1988, p. 57) salienta ainda que a sedimentação glaciária é poligénica, e que os processos secundários, como a acção da gravidade e da água, estão tão intimamente relacionados com os processos glaciogénicos primários, e que a sua separação é muitas vezes impossível. Rusczyńska-Szenajch (1998, p. 40) refere dois argumentos que considera essenciais para

⁶ Do inglês *flowtill*.

considerar os *tills* de fluxo como depósitos glaciários *sensu stricto*: a falta de desagregação dos detritos glaciários deslocados pelo fluxo; e a falta de estruturas sedimentares típicas de ambientes aquosos. Desta forma, no presente trabalho, seguimos a definição mais ampla, do Grupo de Trabalho sobre *tills* da INQUA.

No que se refere às características sedimentares gerais dos *tills*, independentemente da génese, eles são *diamictons* (Bennett e Glasser, 1996), ou seja, sedimentos não calibrados ou mal calibrados, não consolidados, com uma granulometria muito variada (Hambrey, 1994).

A classificação mais frequentemente usada para os *tills* é de ordem genética, e baseia-se nos principais processos de sedimentação: **alojamento, fusão, sublimação e deformação subglaciária** (Bennett e Glasser, 1996). Estes processos são apresentados de seguida, de modo sucinto, não se pretendendo discutir as características dos vários tipos de *till*, pois como se verá, trata-se de um problema complexo, para o qual existe bibliografia apropriada, e que não constitui um vector essencial do presente trabalho (ver, por ex.: Drewry, 1986; Dreimanis, 1988; Brodzikowski e Van Loon, 1991; Bennet e Glasser, 1996; Benn e Evans, 1998; Van der Meer *et al.*, 2003).

O **alojamento** ocorre quando a fricção entre uma partícula e o leito glaciário é superior à força imposta pelo gelo em movimento. A partir de então, o movimento da partícula cessa e o gelo passa a fluir em torno dela, sem a deslocar (Bennett e Glasser, 1996, p.169). Dreimanis (1988, p. 43) caracteriza o alojamento como o processo pelo qual os detritos são rebocados⁷ no leito, a partir da base de um glaciar em movimento. O sedimento originado por este processo é designado por **till de alojamento** (ou de acreção). A classificação de um *till* como sendo de alojamento, implica que este se tenha depositado num glaciar temperado e activo (Van der Meer *et al.*, 2003).

A fusão consiste na libertação directa de detritos por mudança de estado do gelo (Bennet e Glasser, 1996). Segundo Dreimanis (1988) o **till de fusão** resulta da libertação lenta dos detritos de um glaciar que não está a deslizar, ou a deformar-se internamente, o que pode fazer com que o sedimento retenha algumas características das estruturas presentes no gelo glaciário.

A sublimação consiste na vaporização do gelo, causando assim a libertação dos detritos (Bennett e Glasser, 1996). É um processo activo nos ambientes frios e áridos (por exemplo, partes da Antárctida), e dá origem ao **till de sublimação** (ob. cit.).

⁷ Do inglês *plastering*, ou seja, de colocar reboco.

Finalmente, a deformação subglaciária envolve a incorporação dos sedimentos num nível subglaciário deformável (Bennett e Glasser, 1996). Quando a deformação é intensa, o sedimento torna-se homogéneo, desaparecendo todas as estruturas originais, e o *diamicton* resultante é designado por **till de deformação** (ob. cit.).

O conjunto de *tills* anteriores inclui-se nos **tills primários**, ou seja, que foram depositados por libertação directa de sedimentos do glaciar, e depositados pelos processos glaciários primários (fusão, sublimação e alojamento), com participação subsidiária de processos secundários (ressedimentação) (Dreimanis, 1988, p. 41).

Os **tills secundários** resultam da ressedimentação em ambiente glaciário, de detritos libertados do glaciar, ou da ressedimentação de *till* pré-existente, com pouca ou nenhuma triagem pela água de fusão. Os principais agentes de sedimentação são a gravidade e o peso do gelo glaciário (ob. cit., p. 42). Neste tipo, inclui-se o **till de fluxo**, sendo de notar que se trata de um tipo de depósito que tem gerado ampla controvérsia, no que se refere à sua classificação (ver discussão acima).

Os *tills* podem ainda classificar-se de acordo com a posição de formação e sedimentação, distinguindo-se assim os **tills subglaciários** e os **supraglaciários**. Estes últimos são também frequentemente designados por *tills* de ablação (ver, por exemplo, Ferreira *et al.*, 1999). O *till* subglaciário compreende todos os *tills* depositados na parte inferior do glaciar, ou seja, os *tills* de alojamento, de deformação, de fusão basal e de fluxo. O *till* supraglaciário é formado na superfície glaciária, ou na sua margem, e inclui os *tills* de fusão e sublimação supraglaciários, e também *tills* de fluxo (Dreimanis, 1988).

Bennett e Glasser (1996, p. 169) referem os seguintes tipos de *till* como resultado da combinação da posição de formação, com os aspectos genéticos⁸:

- *Till* de alojamento;
- *Till* subglaciário de fusão;
- *Till* de deformação;
- *Till* supraglaciário de fusão;
- *Till* de fluxo;
- *Till* de sublimação.

Num trabalho recente, Van der Meer *et al.* (2003), que têm dedicado parte significativa da sua investigação à análise micromorfológica de *tills*, referem problemas importantes na

⁸ Vidal Romaní *et al.* (1990) e Ferreira *et al.* (1999) adoptaram, para os *tills* primários, uma classificação idêntica. Por outro lado, Dreimanis (1988, p. 56) apresenta uma classificação mais detalhada, mas que não consideramos necessário aprofundar na presente síntese.

classificação dos *tills* formados em ambiente subglaciário. Os autores salientam que apesar das classificações, como as que referimos acima, estarem muito disseminadas, o que sugere que são aplicáveis, os critérios usados para a sua utilização são inadequados. Este facto é demonstrado pela existência de vários trabalhos publicados acerca dos mesmos dados, com interpretações contrárias (*ob. cit.*, p. 1660). São especialmente indicadas limitações práticas na utilização de parâmetros como a textura, consolidação, composição, e mesmo na análise de estruturas e orientação dos clastos (*fabric*), que não se reflectem em características únicas para os diferentes tipos de *till*. O problema da classificação dos *tills* complicou-se ainda mais, com o facto de ocorrerem casos em que um leito em deformação ocorre sobre depósitos glaciares não deformados, e pelo facto dos *till* serem discutidos em termos de diferentes zonas (ou níveis) de deformação, essencialmente a partir dos trabalhos de Boulton e de Menzies do final da década de 80 (*ob. cit.*, p. 1660-1661). Van der Meer *et al.* (2003) sublinham a importância dos avanços obtidos com base nos estudos de micromorfologia, em particular no que se refere à identificação de estruturas de deformação, mas também no que respeita à escassez de estruturas de sedimentação, salientando que não é possível, na maior parte dos casos, encontrar testemunhos sedimentológicos do modo como as partículas foram libertadas do glaciário. Ou seja, é impossível detectar o processo de deposição, e os autores concluem, por isso, que variedades como o *till* de alojamento e o *till* subglaciário de fusão, dificilmente poderão existir na realidade (*ob. cit.*, p. 1680). Segundo eles, todos os *tills* subglaciares correspondem a leitos deformáveis, marcados por processos estruturais de deformação, o que os leva a proporem a atribuição do termo *tectomict*, e a incorporarem os *tills* subglaciares no grupo das rochas metamórficas cataclásticas.

3.3.2. Os principais afloramentos de *till*. Caracterização e significado geomorfológico

a) Estradão inferior da Lagoa Seca (Vale do Zêzere)

O principal afloramento da área da Lagoa Seca é um complexo sedimentar, localizado no estradão que passa no troço superior da vertente do vale do Zêzere, imediatamente abaixo da Lagoa Seca, junto a um barranco a 1410 m de altitude (Fig. 3.10). Apesar do depósito ser visível há alguns anos ao longo do estradão, apenas em 2001, com a abertura de um novo corte, foi possível observar a parte do afloramento que é, até ao momento, a mais interessante⁹ (Fig. 3.11). É um corte com cerca de 10 m de extensão e 4 m de altura, na qual se distinguem duas unidades sedimentares de natureza distinta.

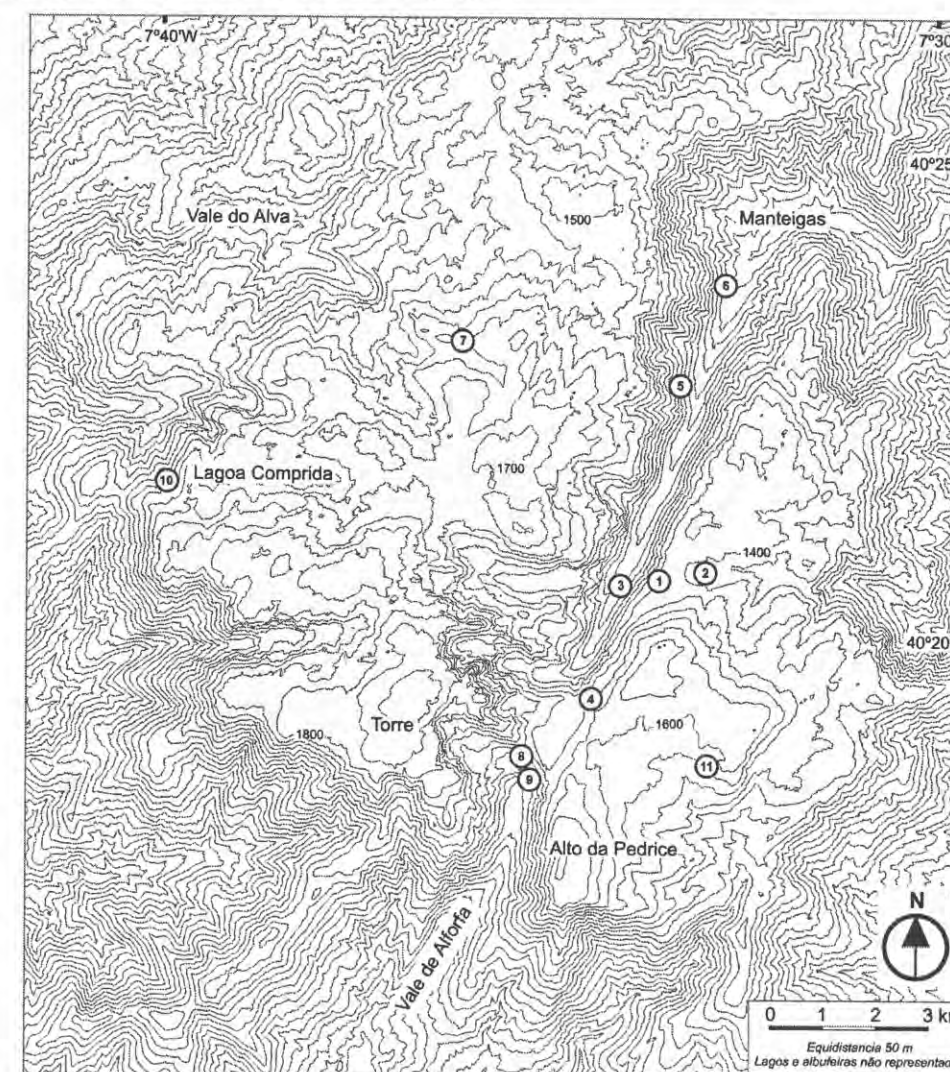


Figura 3.10 – Localização dos principais cortes em *till* da Serra da Estrela. 1 – Estradão inferior da Lagoa Seca; 2 – Vidoeiro (Vale de Beijames); 3 – Espinhaço de Cão; 4 – Nave de Santo António; 5 – Vertente ocidental do Vale do Zêzere; 6 – Manteigas – INATEL; 7 – Cerro Rebolado; 8 – Estrada do Vale de Alforja – corte A; 9 – Estrada do Vale de Alforja – corte B; 10 – Cerro do Poio; 11 – Penhas da Saúde.

⁹ Este estudo está a ser desenvolvido em colaboração com Barbara Woronko (Universidade de Varsóvia).



Figura 3.11 – Aspecto geral do corte do estradão inferior da Lagoa Seca. O nível com blocos marca o limite entre a unidade inferior e a superior. De notar que, na fotografia, parte significativa da unidade inferior está coberta por um pequeno talude de material desagregado do corte.



Figura 3.12 – Aspecto da unidade sedimentar inferior do afloramento do estradão inferior da Lagoa Seca. Notar o carácter maciço, a elevada compactação do sedimento silto-arenoso, e a existência de descontinuidades sub-horizontais.

Unidade inferior

Na base do corte, observa-se um *diamicton* silto-arenoso de cor acinzentada e alguns calhaus e blocos graníticos sub-redondos a angulosos suportados pela matriz, maciço, muito compacto (muito duro na escala de Tucker, 1996), com foliação sub-horizontal (Fig. 3.12). No seio do material silto-arenoso, observam-se várias descontinuidades sub-horizontais, que interpretamos como estruturas lamelares ligadas a um solo gelado (ver Cap. 6.3.11.). Os calhaus e blocos apresentam geralmente a superfície polida, tendo sido observados vários

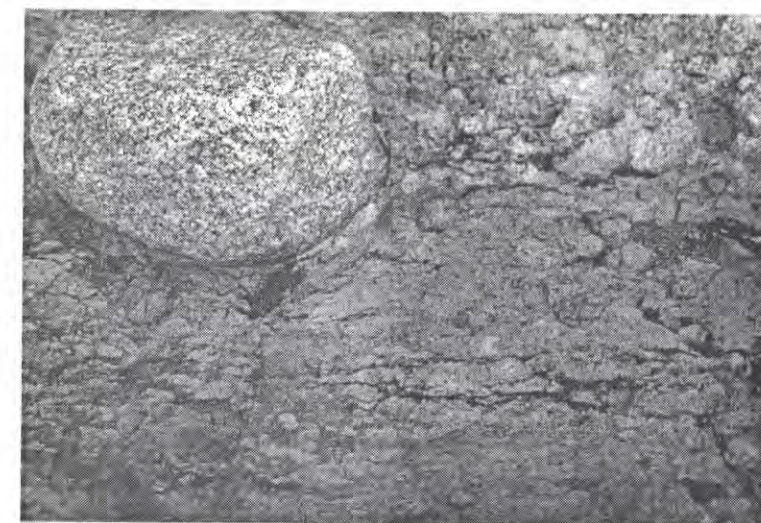


Figura 3.13 – Bloco sub-redondo e polido de granito da Estrela no seio do material silto-arenoso compacto. Note-se a deformação do sedimento por baixo do bloco.

elementos de granito da Estrela alóctones (Fig. 3.13). Esta unidade tem pelo menos 2 m de espessura, e não se identifica o contacto com o substrato.

Em pequenos afloramentos próximo do corte principal observaram-se vários casos de descontinuidades no seio do depósito, que parecem ser indicadoras de actividade glacioteclónica.

Um campo que tem merecido um grande desenvolvimento no âmbito da sedimentologia de depósitos glaciários, e que se afigura como fundamental, é a análise micromorfológica em lâmina delgada (Owen, 1994). Uma das grandes vantagens desta técnica, ao invés de outras análises sedimentológicas, em que se desagrega o sedimento para o caracterizar, é possibilitar a observação das partículas *in situ*, e logo também as inter-relações entre partículas, e mesmo as interacções numa perspectiva dinâmica (Van der Meer, 1997). Menzies (2000) salienta também a importância das microestruturas, tanto ao nível do *skeleton*, como do plasma¹⁰, para diagnosticar a génese do sedimento. A análise das lâminas delgadas com luz polarizada, quando o sedimento tem suficiente quantidade de argilas, e poucos carbonatos, e por isso, tem propriedades birrefringentes, permite observar estruturas plásmicas com valor genético (Van der Meer, 1987, 1993; Menzies, 2000). Mas apesar dos avanços recentes na interpretação das microestruturas, o verdadeiro significado de muitas, é ainda desconhecido, pois o número de estudos é ainda relativamente escasso (Menzies, 2000).

¹⁰ Em micromorfologia designa-se por *skeleton*, o conjunto de grãos maiores do que a espessura da lâmina delgada, ou seja, aproximadamente 25-30 µm. O plasma corresponde aos elementos da dimensão das argilas, com menos de cerca de 2 µm (Menzies, 2000, p. 247).

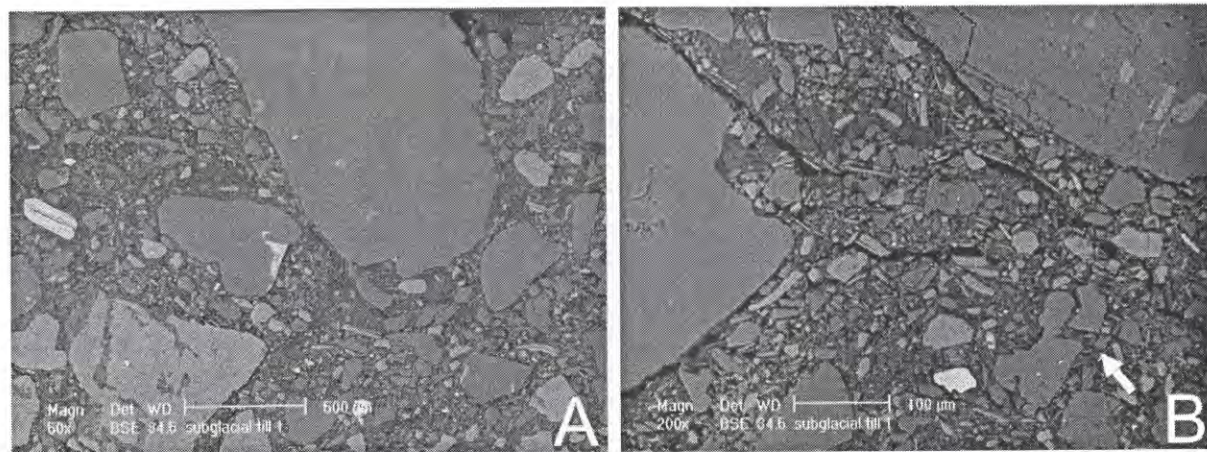


Figura 3.14 – Micrografias ao microscópio electrónico de varrimento de lâminas delgadas da unidade basal do corte do estradão inferior da Lagoa Seca. A – Estruturas de tipo turbado, com organização dos grãos menores em torno dos grãos maiores; B – A seta indica um grão fracturado em duas partes. Micrografias: B. Woronko.

As lâminas delgadas do sedimento da unidade inferior, observadas ao microscópio electrónico de varrimento¹¹, ilustram bem a escassa percentagem de argila que o depósito apresenta, dominando os grãos de silte e areia, angulosos a sub-redondos (Fig. 3.14). Não se identificaram, por isso, estruturas plásmicas, mas apenas as microestruturas do *skeleton* (a *S-Matrix* de Menzies, 2000). As microestruturas encontradas são típicas de ambientes sujeitos a elevada deformação, em particular aquelas que evidenciam rotação, como por exemplo, estruturas de tipo turbado (ou galáxia) (Van der Meer, 1993, 1996, 1997), em que os grãos mais pequenos apresentam uma disposição paralela à superfície dos grãos maiores (Fig. 3.14-A). Segundo Van der Meer (1996), esta é uma das microestruturas mais comuns em *tills*. A disposição do material mais fino resulta da sua adaptação ao movimento de rotação do núcleo (grão maior), segundo um eixo horizontal, e é causada pelas diferentes velocidades de movimento do material acima e abaixo do grão (Van der Meer, 1997). Menzies (2000) associa as estruturas rotacionais a uma deformação dúctil, onde as partículas se reajustam através de mecanismos de fluxo e deslizamento.

Observam-se também muitos grãos muito angulosos que revelam a fracturação recente, podendo-se identificar, pelo menos num caso, as duas partes destacadas, separadas por uma matriz siltosa¹² (Fig. 3.14-B). Segundo Hiemstra e Van der Meer (1997) estas duas condições são suficientes para considerar que se trata de uma fracturação primária, ou seja, com uma génese subglaciária. É de notar que as areias finas e siltes são geralmente mais angulosas do que os elementos grosseiros, característica que é frequente nos depósitos subglaciares (ob.

¹¹ Apesar de se terem observado as amostras ao microscópio óptico, optámos por apresentar as imagens obtidas com o microscópio electrónico de varrimento, pois as micrografias obtidas ficaram com melhor nitidez.

¹² Dreimanis e Vagners (1971) citados por Chaolu (1997) indicam que a dimensão mínima que grãos de quartzo e de feldspato podem atingir por acção glaciária, situa-se entre 0,062 mm e 0,031 mm.

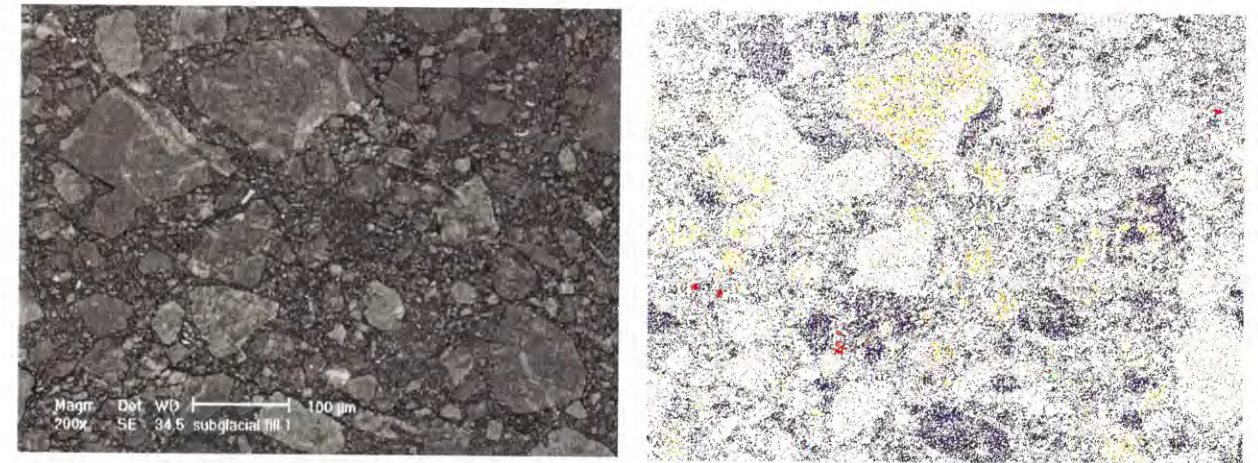


Figura 3.15 – Micrografia de uma lâmina delgada da unidade basal do corte do estradão inferior da Lagoa Seca ao microscópio electrónico de varrimento, e respectiva análise mineralógica: azul – potássio (ortóclase), amarelo – sódio (plagioclase), vermelho – cálcio, branco – quartzo. Micrografias: B. Woronko.

cit.). Este aspecto é geralmente interpretado como sendo o resultado da abrasão na interface glaciário-substrato (Boulton, 1979 citado por Hiemstra e Van der Meer, 1997). Porém, observações mais recentes apontam para que existam zonas horizontais a sub-horizontais nos *till*, onde a concentração de elementos angulosos é maior do que noutras zonas, não se verificando uma relação directa com o substrato (ob. cit., p. 447).

A utilização de um Microscópio Electrónico de Varrimento Philips XL 20 com um detector de raios-X EDAX permitiu identificar a composição química dos grãos, tendo-se verificado que dominam os elementos de quartzo e ortóclase, havendo também uma componente significativa de plagioclases (Fig. 3.15).

As micrografias de grãos de quartzo da mesma unidade sedimentar mostram dois aspectos muito interessantes: por um lado, observam-se fracturas muito frescas, por vezes concoidais (típicas da erosão glaciária – Mahaney, 1995; Ferreira *et al.*, 1999), ou com forma de crescente e em sequência, e arestas com ângulos muito vivos; características que testemunham uma intensa erosão mecânica, como aliás mostravam as amostras analisadas em lâmina delgada; e por outro lado, mesmo nos grãos em que se observam as características anteriores, encontram-se superfícies com marcas de uma alteração química intensa (Figs. 3.16 e 3.17). Estas últimas são mais antigas que a acção mecânica, e surgem preferencialmente em posição afastada das arestas dos grãos, e por isso, mais protegida da erosão mecânica. Deste modo, as observações sugerem que os grãos estudados são o resultado da erosão do rególito, e não da erosão de rocha sã, correspondendo provavelmente à mobilização do manto de alteração que

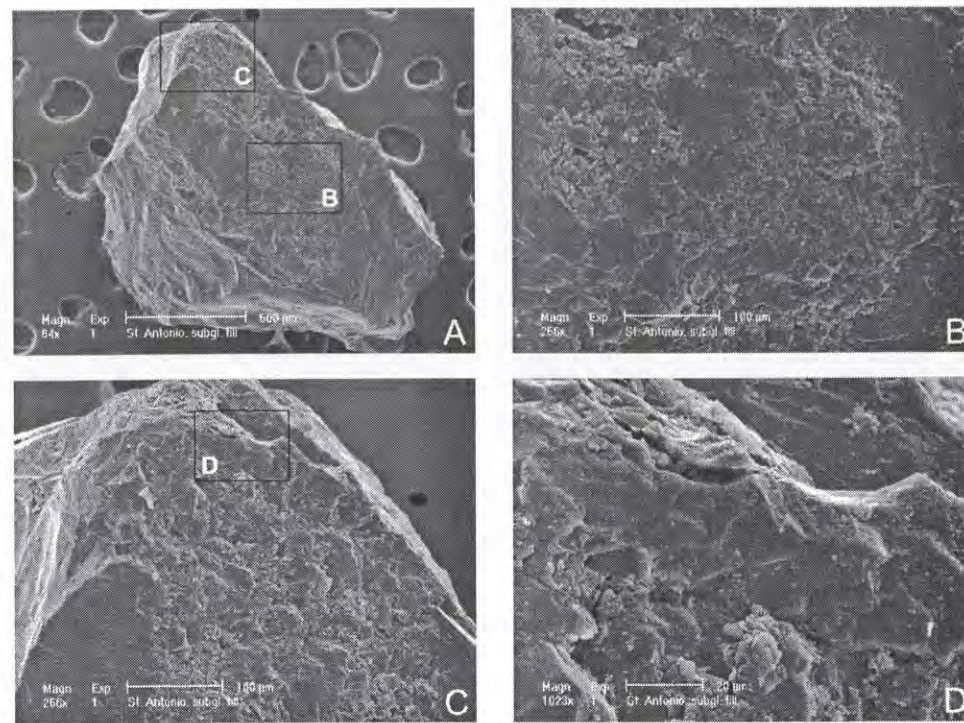


Figura 3.16 – Micrografias ao microscópio electrónico de varrimento da superfície de um grão de quartzo da unidade basal do corte do estradão inferior da Lagoa Seca. A – aspecto geral do grão, notar as arestas angulosas e o contraste entre algumas faces que se apresentam sãs, e outras alteradas; B – pormenor da superfície com alteração; C – Detalhe de sector alterado da superfície do grão, com aresta afectada por fragmentação fresca. D – pormenor da aresta com fragmentação fresca (ainda é visível o fragmento, com a dimensão de silte). Micrografias: B. Woronko.

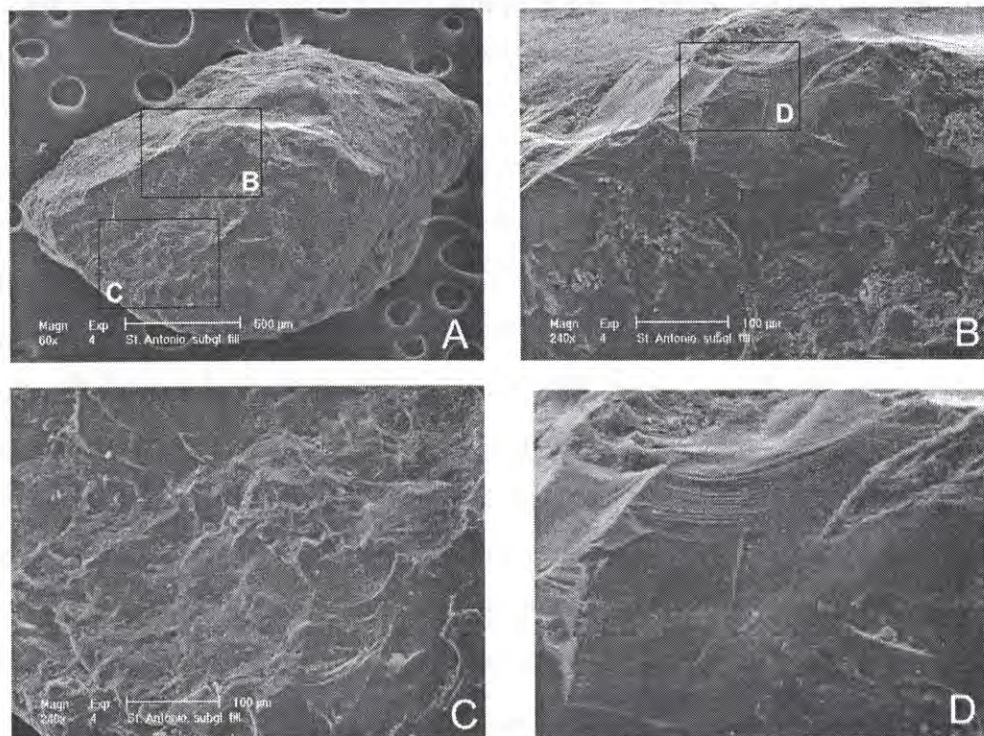


Figura 3.17 – Micrografias ao microscópio electrónico de varrimento da superfície de um grão de quartzo da unidade basal do corte do estradão inferior da Lagoa Seca. A – aspecto geral do grão. B – Fracturas por erosão mecânica nas arestas, notar na parte inferior da foto, evidências de alteração; C – Fracturas a afectar uma superfície com vestígios de erosão química; D – Pormenor de superfície de fractura na aresta do grão, com várias fracturas concoidais e em crescente. Micrografias: B. Woronko.



Figura 3.18 – Contacto entre as unidades superior e inferior (a meio da espátula) do corte do estradão inferior da Lagoa Seca. Notar a variação granulométrica no seio da unidade superior, e em particular o contraste entre as unidades de areia e areão, com estratificação frustre, que são dominantes, e os leitos de areia fina e silte bem calibrados (cor clara).

existia nas áreas altas¹³. Sugerem também uma pequena distância de transporte desde a origem.

Unidade superior

Acima da unidade anterior, encontra-se uma unidade de cor amarela-alaranjada¹⁴, com cerca de 1 m de espessura, onde dominam areias finas a grosseiras (com grânulos), organizadas em leitos com calibragem muito diversa (Fig. 3.18). Em alguns casos observam-se leitos silto-arenosos com estratificação entrecruzada em ventre, estruturas essas frequentemente truncadas por canais com um enchimento de areias mal calibradas, onde “flutuam” calhaus e blocos sub-redondos a subangulosos, geralmente de granito da Covilhã e da Estrela (Fig. 3.19-A). Na parte inferior da unidade parecem dominar os leitos mais calibrados e com estrutura entrecruzada, passando, na parte superior, a dominar leitos mais

¹³ Mahaney (1985) apresenta casos semelhantes de amostras provenientes de várias partes do Globo, sendo de notar que chega mesmo a ser possível observar, nalguns casos, a ocorrência de mais do que uma fase de alteração.

¹⁴ Esta cor relaciona-se com a deposição de óxidos de ferro, pois a unidade inferior, mais impermeável, deve influenciar de modo significativo as oscilações do nível freático, que oscila na unidade superior.

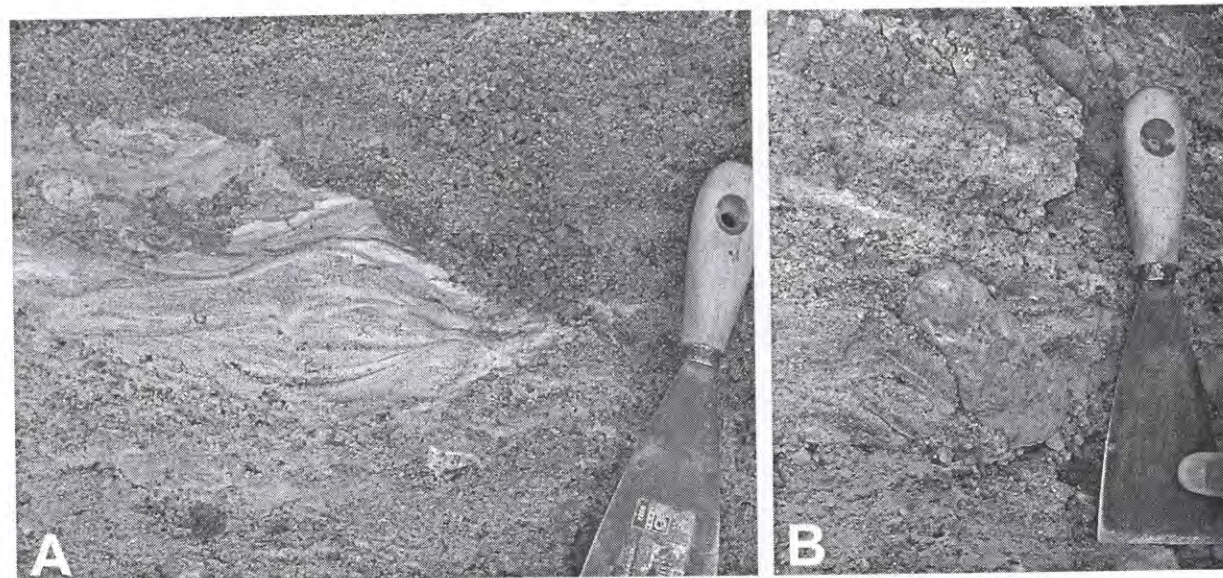


Figura 3.19 – Unidade superior do corte do estradão inferior da Lagoa Seca. A - Aspecto do sedimento silto-arenoso com estruturas entrecruzadas, cortado por um canal preenchido por areias grosseiras e areão mal calibrado, com leitos pouco desenvolvidos; B – Calhau subvertical deformando o sedimento subjacente.

frustres e mal calibrados, com ondulações amplas e sub-horizontais. É geralmente material pouco consolidado (friável na escala de Tucker, 1996), contrastando com a unidade inferior.

Alguns dos calhaus que surgem isolados no seio do material mais fino deformam claramente o sedimento subjacente, o que ilustra um movimento com uma componente vertical descendente, e portanto diferente da sedimentação de origem hídrica dominante (Fig. 3.19-B). Esses elementos devem tratar-se de calhaus deslocados por gravidade a partir da margem glaciária, ou corresponder a *dropstones* libertadas da base do glaciar.

No contacto entre as duas unidades sedimentares, encontra-se um alinhamento descontínuo de blocos sub-redondos a angulosos, alguns deles com a superfície polida (Fig. 3.11). Estes blocos parecem fazer já parte da unidade superior, sem terem uma relação directa com os processos que originaram a unidade inferior.

Estudaram-se também com o microscópio electrónico de varrimento amostras recolhidas em leitos homométricos de silte e areias de origem hídrica. A figura 3.20 mostra o contacto entre dois leitos, o superior arenoso e o inferior areno-siltoso. As diferenças são claras, não só no que se refere à granulometria, mas também à calibragem interna de cada leito. O leito superior apresenta-se mais heterométrico e sem estruturação interna. Os grãos são essencialmente sub-rolados a subangulosos, dominando o quartzo, a ortoclase e as plagioclases sódicas (Fig. 3.21). O leito inferior é dominado por elementos alongados do grupo das micas (provavelmente moscovite), que mostram imbricação, envoltos numa matriz silto-argilosa. O escoamento fez-se de leste para oeste, ou seja, da vertente para o vale. Os grãos de silte presentes nessa matriz são geralmente angulosos. Esporadicamente, surgem

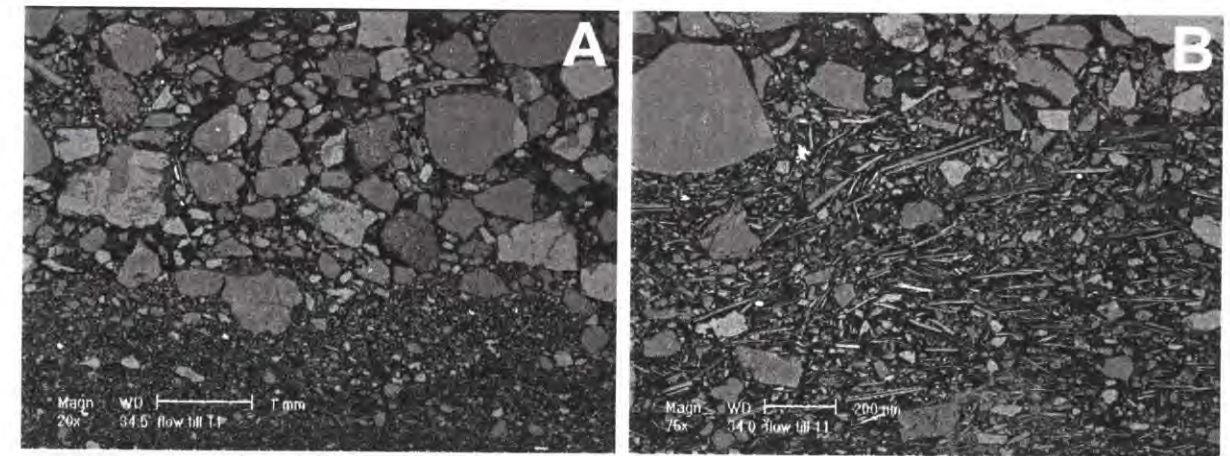


Figura 3.20 - Micrografias ao microscópio electrónico de varrimento de lâminas delgadas da unidade superior do corte do estradão inferior da Lagoa Seca (o lado direito corresponde a oeste). A – Contacto entre a unidade arenosa superior (mal calibrada e maciça) e a unidade areno-siltosa inferior (bem calibrada); B – detalhe da unidade areno-siltosa inferior, com destaque para a imbricação nas micas e claro efeito de triagem mineralógica.

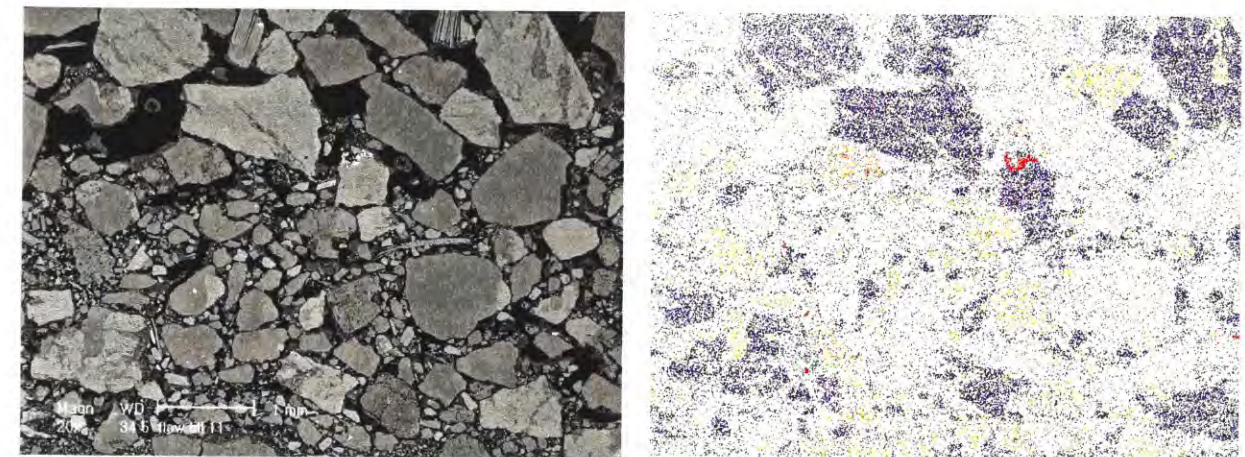


Figura 3.21 - Micrografia de uma lâmina delgada da unidade superior do corte do estradão inferior da Lagoa Seca ao microscópio electrónico de varrimento, e respectiva análise mineralógica: azul – potássio (ortoclase), amarelo – sódio (plagioclase), vermelho – cálcio, branco – quartzo (o lado direito corresponde a oeste).

grãos de maior dimensão (aproximadamente 150 μm), angulosos a subangulosos. É de notar a presença de coberturas de silte sobre algumas palhetas de mica, que devem estar associadas a fenómenos de eluviação, eventualmente ligados à fusão do gelo no solo (Bertran e Texier, 1999).

As características descritas acima ilustram um regime de escoamento de baixa energia, mas com variações significativas no caudal. O leito inferior deve ter-se formado em águas com muito baixa energia, que permitiram a deposição (imbricada) das micas. Por outro lado, o material do leito superior, ilustra um aumento da velocidade do escoamento, com condições que impedem a deposição das micas, e que, dada a ausência de uma estruturação interna, deve ter correspondido a um episódio de escoamento hiperconcentrado, com paragem rápida do

Em suma, o afloramento que se observa no estradão inferior da Lagoa Seca representa momentos de avanço e fusão glaciária, todos eles numa fase da glaciação próxima do Máximo Glaciário, marcado pelos arcos morénicos da Lagoa Seca.

b) Vale de Beijames (Vidoeiro)

Na cabeceira do Vale de Beijames, junto ao talvegue, próximo do sítio do Vidoeiro (1365 m de altitude), cerca de 500 m a jusante do arco morénico externo da Lagoa Seca (Fig. 3.10), identificámos um pequeno afloramento de *diamicton* com características de *till*. É um depósito maciço, com compactação moderada a forte, composto por calhaus predominantemente sub-rolados a subangulosos, envoltos numa matriz areno-siltosa de cor acinzentada (Fig. 3.23). Estas características, conjuntamente com a curta distância à margem glaciária e ao campo de calhaus da Malhada Alta (ver mapa geomorfológico anexo e discussão no Cap. 3.7.), que consideramos glaciogénico, apoiam a interpretação proposta.

c) Cerro Rebolado

O corte do Cerro Rebolado encontra-se no interflúvio setentrional do Vale do Conde, num pequeno colo a 1580 m de altitude, a oeste do vértice geodésico do Cerro Rebolado (Fig. 3.10). Nesse local, um corte antrópico expõe um afloramento com cerca de 150 m, que se inicia próximo do fundo do Vale do Conde, prolongando-se para norte numa direcção meridiana. Como se pode observar no mapa geomorfológico anexo, o corte encontra-se no limite setentrional do glaciar de planalto, imediatamente no alinhamento entre a moreia lateral direita do Covão do Urso, e o complexo morénico marginal do Vale do Conde. É por isso uma posição de especial interesse geomorfológico.



Figura 3.23 – Till no sítio do Vidoeiro (Vale de Beijames, próximo da Lagoa Seca).

Apesar de muito extenso lateralmente, o afloramento apresenta pouca altura, limitando-se na parte mais espessa a cerca de 3 m. Em várias partes do corte, existe uma cobertura arbustiva densa que impossibilita as observações. Não é, por isso, um afloramento contínuo, o que dificulta a interpretação estratigráfica das várias unidades sedimentares presentes; estas, não são também contínuas lateralmente ao longo de todo o corte. É de referir que o afloramento se encontra numa superfície relativamente plana na metade meridional, mas que, na parte setentrional, inclina para norte, pelo que há um desnível de alguns metros entre os dois extremos.

Em vários sectores do corte, é possível observar o substrato, constituído por granito porfiróide de duas micas de grão grosseiro de Seia, aflorando em vários pontos uma massa aplítica mais dura.

A unidade sedimentar inferior (CR1), que aflora de modo descontínuo, é um *diamicton* predominantemente silto-arenoso, em alguns sectores com tendência silto-argilosa, de cor cinzenta ou amarela, e com estrutura maciça (Figs. 3.24 e 3.25-A). A compactação é geralmente forte, tendo sido, em alguns pontos, observadas injeções silto-argilosas em fracturas do substrato (Fig. 3.25-B). Por vezes, no seio desta unidade surge material siltoso, com fina estratificação horizontal, tendo sido observados casos em que isso se verifica dentro de diaclases no substrato (Fig. 3.25-C).

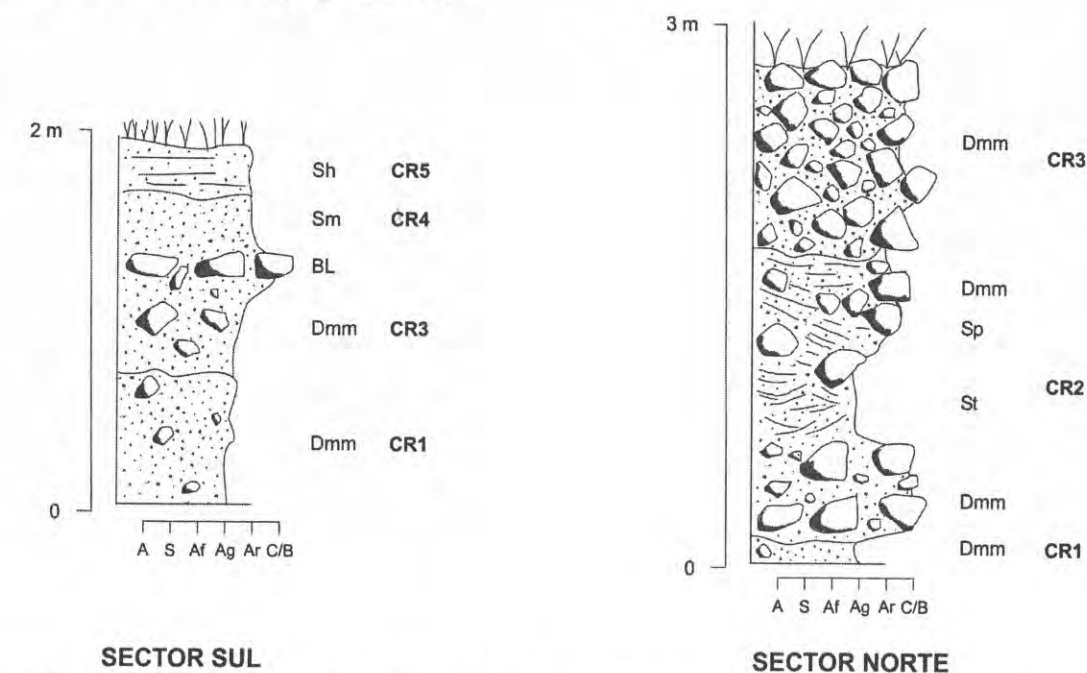


Figura 3.24 – Estratigrafia generalizada do corte do Cerro Rebolado. CR1 a CR5 – unidades sedimentares descritas no texto. Litofácies seguindo Benn e Evans (1998, p. 382 – adaptado de Miall, 1978 e Eyles *et al.*, 1983): BL – Nível ou pavimento de blocos; Dmm – *Diamicton* de suporte matricial, maciço; Sh – Areias muito finas a muito grosseiras com estratificação planar ou entrecruzada aberta; Sm – Areias maciças; Sp – Areias médias a muito grosseiras com estratificação entrecruzada planar; Escala granulométrica: A – Argila; S – Silte; Af – Areia fina; Ag – Areia grosseira; Ar – Areão/grânulos; C/B – Casalho ou blocos.

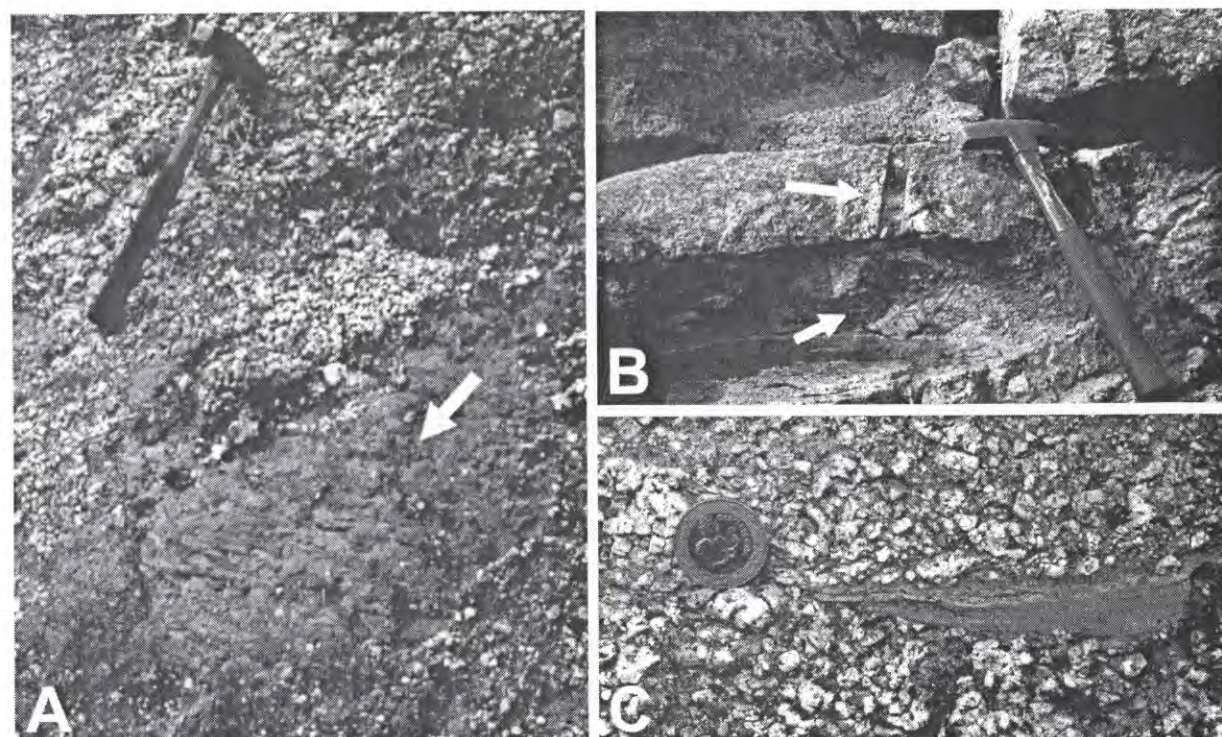


Figura 3.25 – Aspectos da unidade inferior (CR1) do corte do Cerro Rebolado. A – a seta indica o aspecto geral da unidade, um *diamicton* silto-arenoso maciço (os sectores mais claros no corte correspondem a material desagregado alóctone); B – injeções de material silto-arenoso nas diaclases do substrato aplítico; C – material silto-arenoso com fina laminação no interior do substrato granítico alterado.



Figura 3.26 – Aspecto geral da unidade CR2 do corte do Cerro Rebolado. Note-se o carácter heterométrico mas com esboços de estratificação. Repare-se também no carácter anguloso de alguns blocos (aplitos) que foram arrancados do substrato a algumas dezenas de metros de distância.

Sobre a unidade inferior, encontra-se a unidade mais extensa do corte (CR2), que é um *diamicton* com blocos decimétricos a métricos, angulosos a sub-rolados, com matriz essencialmente areno-siltosa, de cor amarela-creme (Fig. 3.26). No seio desta unidade

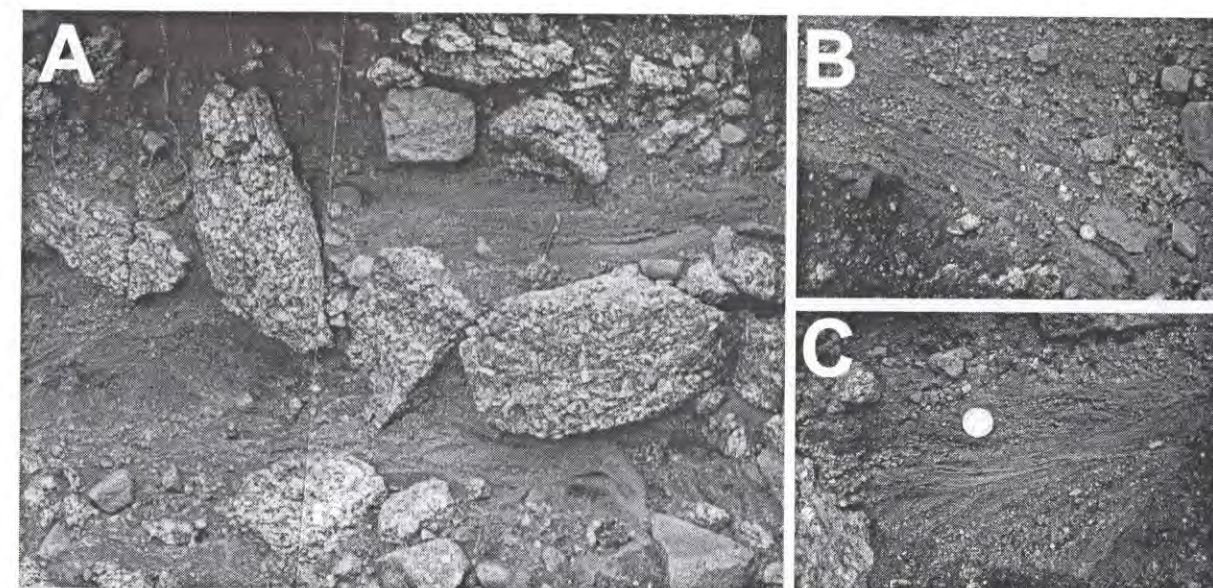


Figura 3.27 – Aspectos da estratificação presente em alguns sectores da unidade CR2 do corte do Cerro Rebolado. A – Estratificação entrecruzada interrompida por blocos graníticos provavelmente provenientes da base do glaciário; B – Estratificação planar inclinada; C – Detalhe da estratificação entrecruzada, denunciando a fusão glaciária.

encontram-se estruturas hídras planares com inclinações variadas, mas geralmente inclinando para norte, e em alguns casos observa-se também estratificação entrecruzada (Fig. 3.27). Os leitos são geralmente mal calibrados, com grânulos e calhaus, embora em alguns pontos se encontrem leitos de areia fina, relativamente espessos (decimétricos), bem calibrados. Uma característica importante desta unidade é a presença de blocos no seio dos leitos arenosos, em particular na parte norte do depósito, chegando a estrutura a ser de suporte clástico em alguns locais. Muitos desses blocos são angulosos e aplíticos, o que indicia serem de origem local, e terem sido desalojados de um filão que se encontra alguns metros a montante. Outros são de granito porfiróide de grão grosseiro de Seia. Na metade meridional do corte, a unidade CR2 praticamente não tem blocos. Em alguns locais, mas sempre na parte superior da unidade, há abarrancamentos colmatados por calhaus e blocos, numa estrutura de suporte clástico, e com matriz areno-siltosa.

A unidade CR2 forneceu uma idade por termoluminescência de $13,1 \pm 2,0$ TL ka BP. Esta datação tem, no entanto, muitas limitações e por indicação do laboratório que efectuou a análise (Universidade de Gdansk), a sua idade deverá estar subestimada, no mínimo em 20% (ver Cap. 7.4.2), pelo que o valor apenas tem significado a título indicativo, para situar o depósito no final do Plistocénico (Vieira *et al.*, 2001).

Na metade setentrional do corte, sobre a unidade CR2, surge um *diamicton* (CR3) composto por calhaus e blocos angulosos. Estes últimos, têm geralmente dimensão decimétrica, mas podem ultrapassar os 2 m. A matriz é areno-siltosa e de cor castanho-clara,

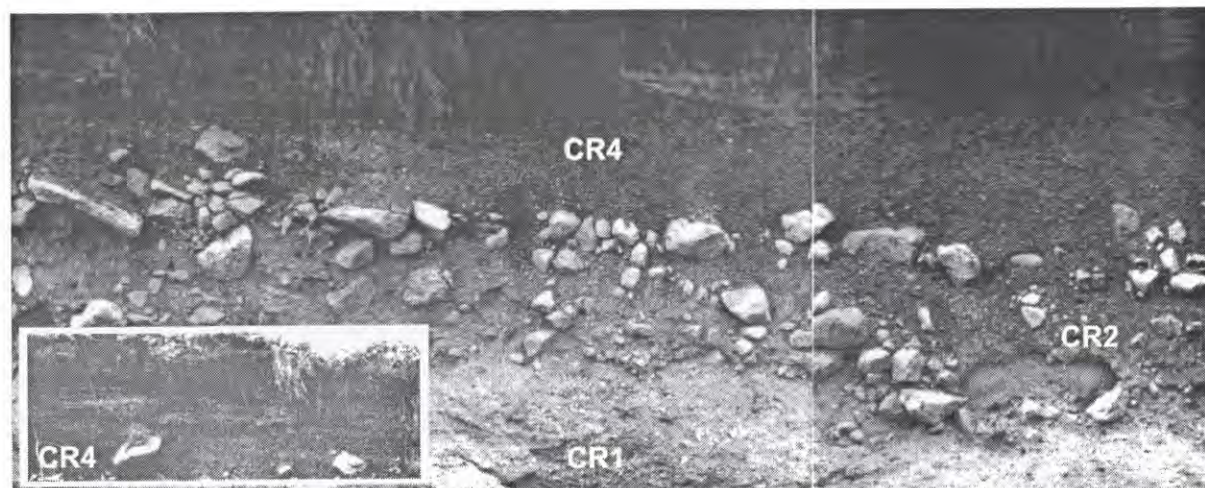


Figura 3.28 – Sector meridional do corte do Cerro Rebolado, com sobreposição de três unidades sedimentares. Notar o alinhamento de blocos entre as unidades 2 e 4. No canto inferior esquerdo, detalhe da unidade 4. As linhas horizontais correspondem a leitos arenosos intercalados com leitos silto-arenosos de cor escura.

mas torna-se mais escura em direcção à superfície. A estrutura é geralmente suportada pela matriz, embora em alguns pontos seja de suporte clástico. A matriz é maciça e muito mal calibrada, com elementos de areão e cascalho. Em alguns locais, existem cortes que evidenciam a remobilização hídrica da matriz da moreia original, cuja fracção fina terá sido removida, ficando os elementos grosseiros, nalguns casos, preenchendo paleobarrancos que afectam quer o substrato, quer as unidades inferiores.

Na metade meridional do corte, a unidade CR2 é encimada por um depósito areno-siltoso castanho-escuro, maciço e mal calibrado (CR4). Em alguns locais observam-se paleobarrancos com características semelhantes aos descritos na unidade CR2. É interessante notar o aumento da concentração de calhaus e blocos no topo da unidade CR2, e a existência de um nível de blocos subangulosos, com vários elementos achatados com o eixo maior horizontal (Fig. 3.28).

Já no extremo meridional do corte, verifica-se a passagem gradual da unidade CR4, para um depósito areno-siltoso, na base com características maciças, e no topo, com leitos sub-horizontais de poucos centímetros de espessura e comprimento decimétrico (Fig. 3.28). Os leitos correspondem a uma alternância de material silto-arenoso rico em matéria orgânica, com níveis arenosos mais claros, geralmente com uma forma em lente convexa para baixo.

Na parte superior do afloramento, encontra-se um solo decimétrico, de cor castanha-escuro, pouco desenvolvido de tipo *ranker*.

É finalmente de referir que no fundo do barranco se encontraram blocos soltos estriados, testemunhando a acção da erosão glaciária.

Tendo em conta as características expostas, bem como o enquadramento geomorfológico do depósito, a nossa interpretação aponta para que este constitua uma sequência sedimentar relacionada com o avanço, e posterior retrocesso, da margem glaciária. A unidade basal (CR1) parece constituir um *till* de alojamento, ligado ao avanço do campo de gelo, que aparenta ter tido uma digitação cobrindo o colo onde se encontra o depósito. Esta interpretação apoia-se na forte compactação, nas injeções de sedimento no substrato e no prolongamento para norte da cobertura morénica. A unidade CR2 representa já uma situação dominada pela fusão glaciária, sendo interpretada como um depósito fluvioglaciário depositado em ambiente subglaciário. O escoamento foi nesse episódio importante, como atestam as estruturas hídricas. A existência de blocos no seio do sedimento silto-arenoso estratificado sugere que a sedimentação se fez em ambiente subglaciário, e que eles são *dropstones* provenientes da base do glaciar. Aliás, uma tão grande quantidade de água só se poderia entender com uma grande proximidade à massa de gelo, tendo esta necessariamente que ser relativamente espessa no Vale do Conde, caso contrário o escoamento canalizar-se-ia ao longo da margem glaciária em direcção ao Covão do Urso, e não em direcção a norte, como é o caso. A unidade CR3 deve constituir essencialmente um *till* de fusão supraglaciário (moreia), que se depositou aquando da fusão definitiva do gelo. A unidade CR4, presente na parte meridional do corte, é já pós-glaciária e está ligada essencialmente ao escoamento. A parte inferior mais maciça formou-se provavelmente à custa da matriz da moreia localizada na parte norte do corte, e representa episódios de escoamento hiperconcentrado. A parte superior parece representar curtos episódios de escoamento hídrico em canais amplos, que migram lateralmente, ou que são colmatados, e se formam noutra local. Tratar-se-á de um regime holocénico semelhante ao que estudámos nas pequenas bacias de altitude da Serra do Gerês (ver Vieira, 1995).

d) Afloramentos de *till* da vertente ocidental do Vale do Zêzere

Na vertente ocidental do Vale do Zêzere, entre a Barroca de Porto Novo e a Barroca do Seixal, entre 1050 e 1085 m de altitude, encontram-se vários pequenos afloramentos de *diamictons* graníticos, não calibrados, silto-arenosos com calhaus e uma compactação moderada a elevada (Figs. 3.10 e 3.29; Daveau *et al.*, 1997; Vieira e Ferreira, 1998). Os cortes mostram um contacto brusco entre o *diamicton* e o substrato granítico. A parte inferior dos depósitos é geralmente mais fina, silto-arenosa, com grânulos e alguns calhaus sub-rolados. Em alguns locais, na parte inferior do corte, encontram-se também níveis silto-argilosos. Na parte superior, a matriz areno-siltosa é mais grosseira e tem compactação moderada. Os



Figura 3.29 – *Till* na vertente esquerda do Vale do Zêzere a cerca de 1065 m de altitude, entre a Barroca de Água e a Barroca de Porto Novo. Na base aflora o substrato granítico, observando-se um contacto brusco com um *diamicton* silto-arenoso de forte compactação, acima dele, encontra-se um *diamicton* mais grosseiro, com compactação moderada.

calhaus e blocos são aí mais abundantes, mas apresentam sempre uma estrutura suportada pela matriz, e são geralmente angulosos a subangulosos. Não encontrámos qualquer estruturação em leitos.

As características destes depósitos e posição topográfica, levam-nos a interpretá-los como sendo *tills*. A unidade inferior, deve corresponder a um *till* subglaciário, enquanto a parte superior, parece tratar-se de um depósito secundário de *till* transportado de áreas mais altas na vertente. Não apresenta, no entanto estruturas indicadoras de um fluxo saturado ou de escoamento fluvioglaciário, que frequentemente surgem associadas aos *tills* de fluxo, pelo que deverá ter sido originado por um processo com menor quantidade de água no solo, como o *creep* e desabamentos.

Depósitos com características semelhantes às da unidade inferior, ocorrem mais próximo do fundo de vale, a cerca de 850 m de altitude, próximo da ponte do estradão de margem esquerda do Zêzere nas Caldas de Manteigas.

e) Cortes na moreia superior do Vale de Alforfa

O alto Vale de Alforfa apresenta o mais extenso afloramento em *till* da Serra da Estrela, com cerca de 400 m de comprimento. O corte situa-se no início da estrada que liga a Nave de

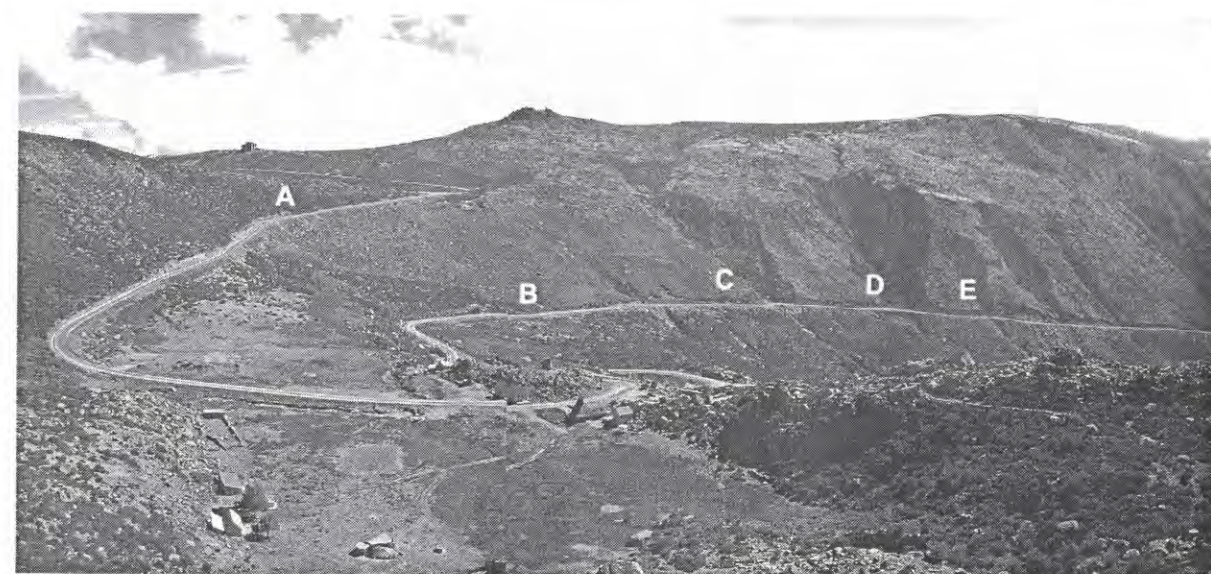


Figura 3.30 – Localização dos principais cortes do sector montante do Vale de Alforfa (vista para leste). A – Corte da moreia superior; B – Corte da moreia inferior; C, D e E – Cortes nos barrancos.

Santo António a Unhais da Serra, iniciando-se no corpo da moreia superior do Vale de Alforfa a 1550 m, e estendendo-se para oeste, até cerca de 1510 m de altitude (Fig. 3.10 e 3.30). Por se tratar de um corte relativamente recente e de grande extensão, não nos foi possível estudá-lo com detalhe, pelo que apenas salientamos os aspectos que nos parecem mais importantes.

O depósito é um *diamicton*, muito heterométrico, com calhaus e blocos de granito da Estrela e do Curral do Vento, que chegam a superar 1 m de diâmetro, e são geralmente sub-rolados e polidos. De um modo geral, a estrutura é desordenada, suportada pela matriz, e os elementos grosseiros estão envoltos em matriz silto-arenosa com moderada a elevada compactação. Em alguns sectores observa-se uma estruturação em leitos, geralmente mal calibrados.

Em algumas secções da parte oriental do afloramento observam-se duas unidades sedimentares distintas (Fig. 3.31). A unidade inferior é um *diamicton* com calhaus e pequenos blocos sub-rolados a subangulosos, envoltos em abundante matriz silto-arenosa, com forte compactação, e com estratificação sub-horizontal fruste. A inclinação dos leitos faz-se para norte, em direcção à Nave de Santo António, o que indica que se trata de um depósito formado quando o glaciar ainda preenchia o vale, limitando o escoamento para sul. Os clastos apresentam a superfície geralmente polida, especialmente no caso dos calhaus e blocos, e o eixo maior inclina na mesma direcção dos leitos. Esta unidade tem pelo menos 1 m de espessura e não se observa o contacto com o substrato. Acima dela, através de um contacto erosivo, passa-se para um *diamicton* mais grosseiro, com cerca de 0,7 a 1 m de espessura,

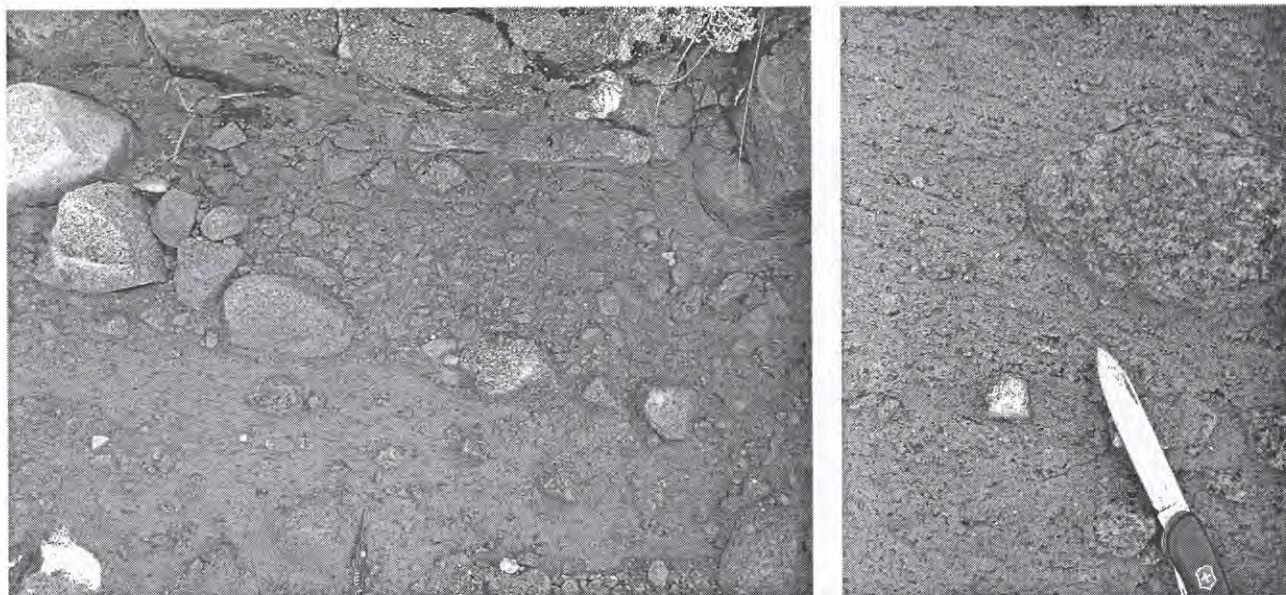


Figura 3.31 – Aspecto do corte superior do Vale de Alforfa. Observam-se duas unidades sedimentares distintas, a inferior é um diamicton silto-arenoso com calhaus, e a superior é um diamicton mais grosseiro, composto por calhaus em estrutura de suporte clástico. A fotografia da esquerda mostra um detalhe da unidade inferior, sendo notória a estratificação fruste.

maioritariamente composto por calhaus centimétricos, subangulosos a sub-rolados, com alguns blocos e estrutura de suporte clástico. O contacto está marcado por um alinhamento de blocos sub-redondos e polidos. A matriz da unidade superior é essencialmente arenosa, mas apresenta sectores de tendência siltosa, e outros com elevada concentração de grânulos. Interpretamos esta sequência como constituindo *tills* de fluxo associados à degradação da moreia lateral num momento em que o glaciar ocupava o vale, e o movimento se dava preferencialmente para a Nave de Santo António, onde o gelo deveria ser menos espesso ou ausente. As diferentes características das duas unidades estão ligadas à velocidade de degradação do depósito original e disponibilidade de água.

No afloramento observam-se ainda outras estruturas que merecem referência:

- estruturas deformadas e convolutas constituídas por leitos milimétricos a centimétricos de areias e silte, moderadamente calibrados, evidenciando acentuada deformação (Figs. 3.32–A e B). As estruturas convolutas devem estar associadas a deformações pós-deposicionais causadas por reajustamentos no depósito. Denotam água abundante, o que indica uma situação de saturação, provavelmente ligada à presença de massas de gelo morto no seio do depósito. Uma outra hipótese é haver uma componente glaciectónica. Porém, tratando-se essencialmente de testemunhos de uma fase de fusão e recessão, a primeira hipótese parece-nos a mais provável.

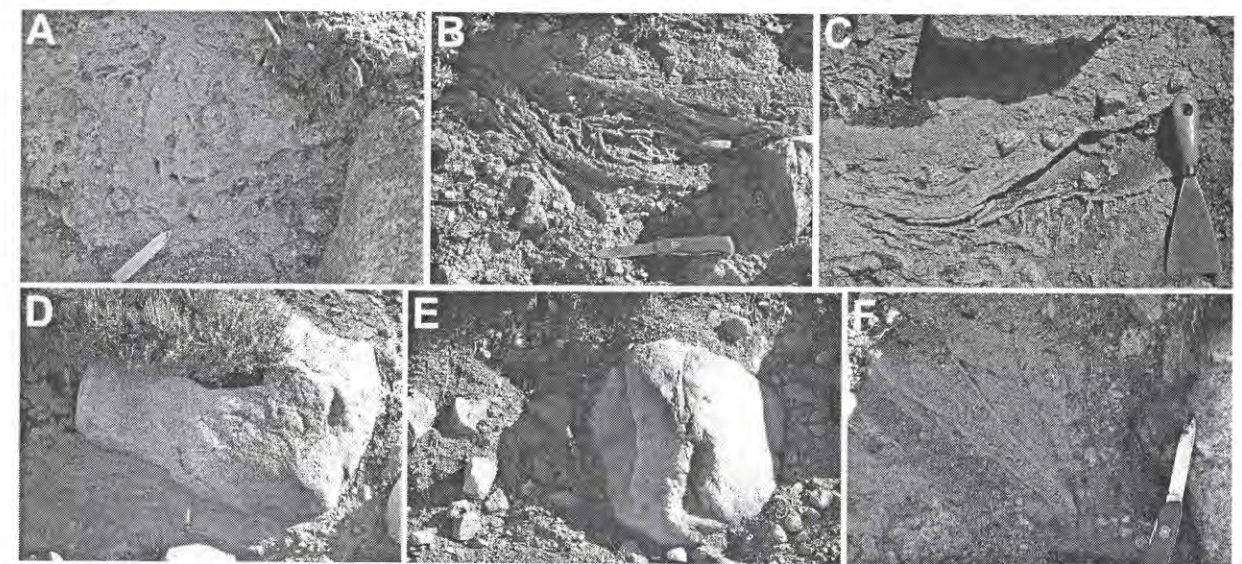


Figura 3.32 – Estruturas sedimentares de deformação do corte superior do Vale de Alforfa. A e B – estruturas convolutas; C – leitos sub-horizontais deformados e com espessura variável; D – bloco deformando a estratificação fina subjacente; E – bloco deformando o sedimento subjacente, com estrutura complexa do lado esquerdo, manifestando distintos episódios de afundamento do bloco (F).

- estratificação irregular e deformada (Fig. 3.32–C). É difícil estabelecer se estas estruturas se formaram em ambiente subglaciário, porém o aspecto irregular pode indicar serem heranças da estrutura de sedimentos no interior do gelo glaciário, o que sugere tratar-se de um *till* de fusão subglaciária. Este tipo de *till* ocorre frequentemente associado a *tills* de fluxo, pois tratam-se ambos de sedimentos associados ao retrocesso da margem glaciária.

- blocos sub-redondos e polidos deformando a estratificação subjacente (Figs. 3.32–D e E), evidenciando nalguns casos vários episódios de afundamento do bloco (Figs. 3.32–F). Apesar das estruturas indicarem uma componente subsidente no movimento dos blocos, não é ainda possível estabelecer, com certeza, se os blocos caíram da base do glaciar (*dropstones*), se deslizaram da parte alta da vertente, ou se a deformação resulta de ajustes associados à fusão de gelo morto. A estrutura marginal ao bloco da Figura 3.32–F sugere que houve vários momentos de afundamento, separados por momentos de estabilidade com fusão lenta e sedimentação fluvioglaciária, o que pode indicar episódios de degradação de gelo morto contido no depósito.

- no seio de material que interpretamos como *till* de fluxo, encontrámos calhaus bem rolados, que apoiam a ocorrência de escoamento fluvioglaciário de baixa viscosidade significativo.

No sector ocidental do corte, a menor altitude, e em posição inferior na vertente, aflora um *diamicton* mais heterométrico, com abundantes calhaus e blocos e envoltos numa matriz silto-arenosa compacta e uma estrutura predominantemente maciça. Os calhaus e blocos são

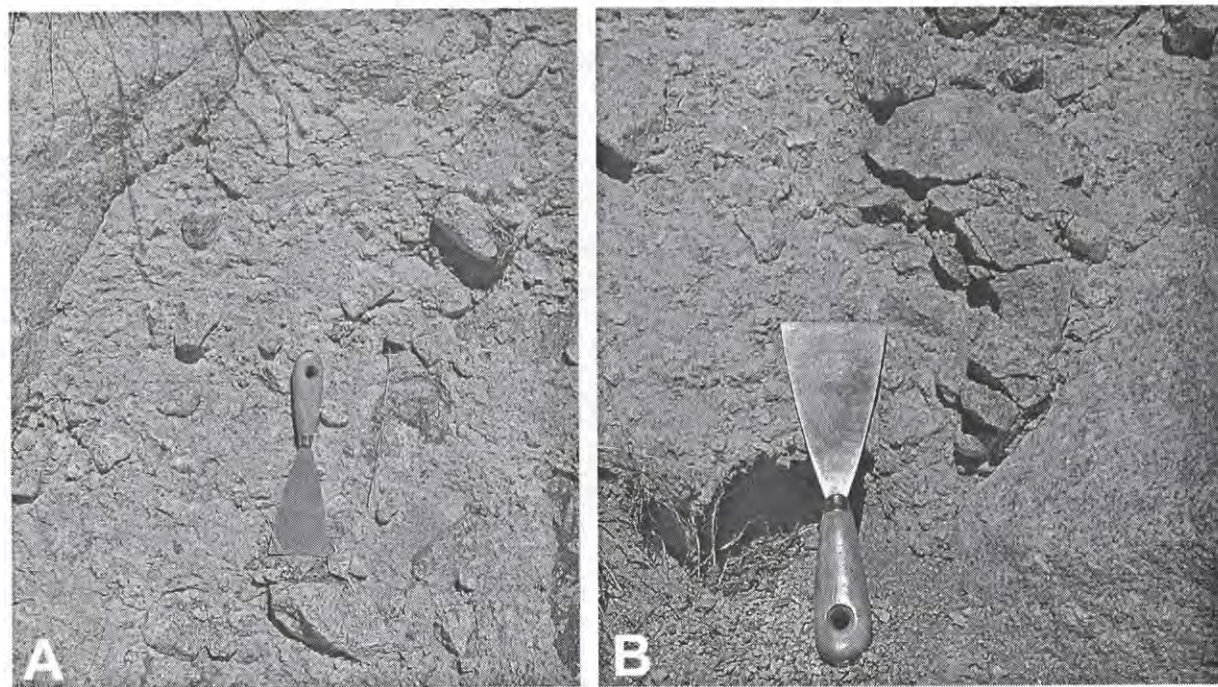


Figura 3.33 – Sector ocidental do corte superior do Vale de Alforfa evidenciando estruturas típicas de um *till* subglaciário. A – *diamicton* silto-arenoso muito compacto com calhaus subangulosos polidos; B – bloco anguloso fracturado em vários locais associado à deformação subglaciária.

geralmente sub-redondos a subangulosos, evidenciando frequentemente polimento. Porém, à medida que se desce na estrada, verifica-se o aumento do número de elementos angulosos. Este facto está associado à presença de um talude detrítico na vertente, e à inclusão de fragmentos de origem crioclástica no sedimento. Encontram-se também várias estruturas denunciando elevada deformação, como é o caso de alinhamentos sub-verticais de calhaus, e blocos fracturados *in situ* (Fig. 3.33) Em nosso entender, este sector do corte é um *till* subglaciário, sendo que a presença de elementos angulosos mostra que, no momento da formação da parte superior do depósito, a vertente estava exposta a um regime subaéreo e era afectada por fenómenos de crioclastia.

Em geral, toda a superfície do afloramento apresenta um carácter mais grosseiro com blocos métricos, resultado da degradação da moreia lateral. Entre esses blocos, desenvolve-se um solo incipiente castanho-escuro, com cerca de 30 cm de espessura.

Em síntese, o extenso afloramento da parte superior do Vale de Alforfa mostra condições complexas de sedimentação, sendo os aspectos mais notórios, a grande abundância de água e as estruturas denunciando elevada deformação. O corte testemunha o retrocesso glaciário no Vale de Alforfa, marcado por acentuada fusão, mesmo a uma altitude elevada. A parte inferior do corte mostra um *till* subglaciário, cuja génese deverá anteceder a fase de recessão glaciária.

f) Cortes na moreia inferior do Vale de Alforfa

Na estrada Nave de Santo António – Unhais da Serra entre 1450 e 1460 m de altitude, imediatamente abaixo da pequena moreia lateral, observam-se vários afloramentos de *diamicton* de cor amarela-acinzentada, com características próximas das observadas na parte ocidental do corte que se encontra a cerca de 1520 m de altitude na mesma estrada (Fig. 3.10).

Em alguns sectores aflora um sedimento granítico, muito heterométrico, maciço, silto-arenoso com blocos suportados pela matriz, com moderada a forte compactação, e cor acinzentada (Fig. 3.30-B e 3.34-A). Os blocos são predominantemente sub-redondos, têm polimento, e não aparentam qualquer orientação preferencial. Os blocos e calhaus são essencialmente de granito de grão médio a fino, de tendência porfiróide com alguns fenocristais isolados (Granito do Curral do Vento). É um depósito que apresenta as características de um *till* subglaciário de alojamento. Em alguns locais o depósito apresenta laminação, ilustrando episódios de fusão. Frequentemente essas lâminas estão deformadas.

Próximo do barranco mais setentrional (Fig. 3.30-C), os calhaus e blocos são de menor dimensão, apresentam-se sub-redondos, e envoltos numa matriz areno-siltosa. No contacto com o substrato alterado, há evidências de forte deformação, como laminações de origem hídrica na vertical, injeções de silte nas diaclases, e estruturas de esmagamento (Fig. 3.34-B). Nesse mesmo local, blocos de granito de cor rosada, com a superfície polida, parecem estar alojados no substrato alterado. Este sector do depósito corresponde portanto a um *till* subglaciário de alojamento, testemunhando a actividade subglaciária no leito deformável. Na



Figura 3.34 – Corte do estradão Nave de Santo António – Unhais da Serra entre 1450 e 1460 m de altitude. A – Aspecto geral do *till* subglaciário; B – Detalhe do contacto entre o *till* subglaciário e o substrato alterado (1), ilustrando estrutura de deformação, como é o caso do alojamento de blocos (2) e laminações na vertical (3).

parte superior do corte observam-se blocos envoltos em menos matriz, que resultam da erosão da moreia e deslocamento por gravidade.

g) Complexo sedimentar do Espinhaço de Cão

Os cortes em análise encontram-se na base da vertente direita do Zêzere, em frente da parte terminal da moreia do Espinhaço de Cão, a cerca de 1160 m de altitude (Fig. 3.10). São vários pequenos afloramentos descontínuos ao longo do estradão do fundo de vale, e que têm no máximo 2 a 3 m de altura, e alguns metros de extensão. Os cortes encontram-se ao longo de cerca de 50 m, e devido à erosão hídrica na sua base, estão frequentemente cobertos de sedimentos e de vegetação que vai desabando.

No sector setentrional do corte (localizado a menor altitude), um *diamicton* composto por blocos e calhaus sub-rolados, com matriz silto-arenosa de cor amarela-acinzentada, e com forte compactação, aflora em pequenos cortes descontínuos (Fig. 3.35-A). É um material geralmente maciço, embora em alguns locais se observe uma tendência para a foliação. Em alguns sectores observa-se foliação subvertical, demonstrando a elevada deformação sofrida pelo sedimento (Fig. 3.35-B). Esta unidade tem as características de um *till* subglaciário de deformação.

Alguns metros a montante e em posição ligeiramente mais elevada na vertente, no principal afloramento, observam-se sedimentos fracamente calibrados, dominando as areias, gravilhas e calhaus, sub-rolados a subangulosos. Dispersos no depósito, encontram-se blocos decimétricos a métricos geralmente sub-rolados, que chegam a ser angulosos. Verifica-se uma

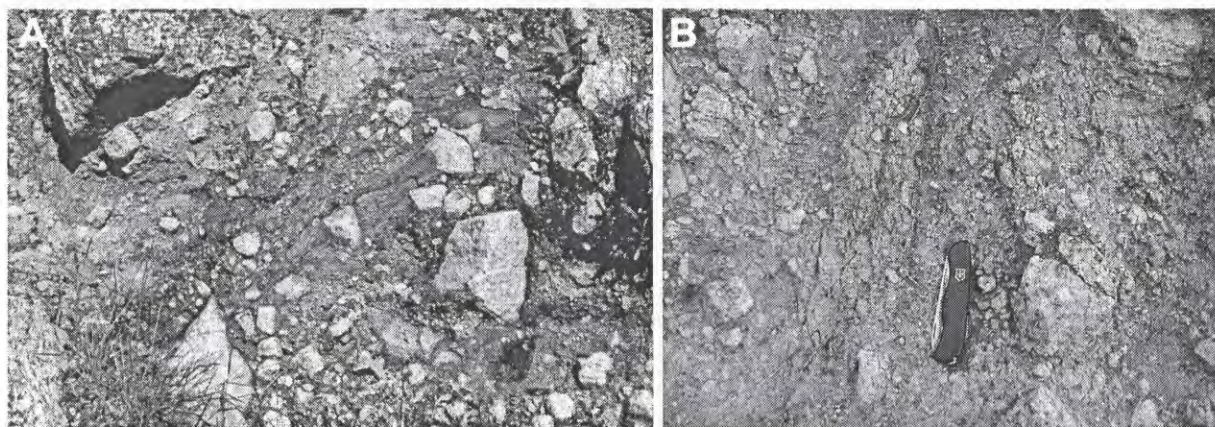


Figura 3.35 – *Diamicton* próximo do Espinhaço de Cão (Vale do Zêzere). Aspectos da unidade inferior. A – aspecto geral do sedimento silto-arenoso com calhaus e blocos, forte compactação e foliação incipiente; B – foliação subvertical típica de um fácies de ambiente com forte deformação.

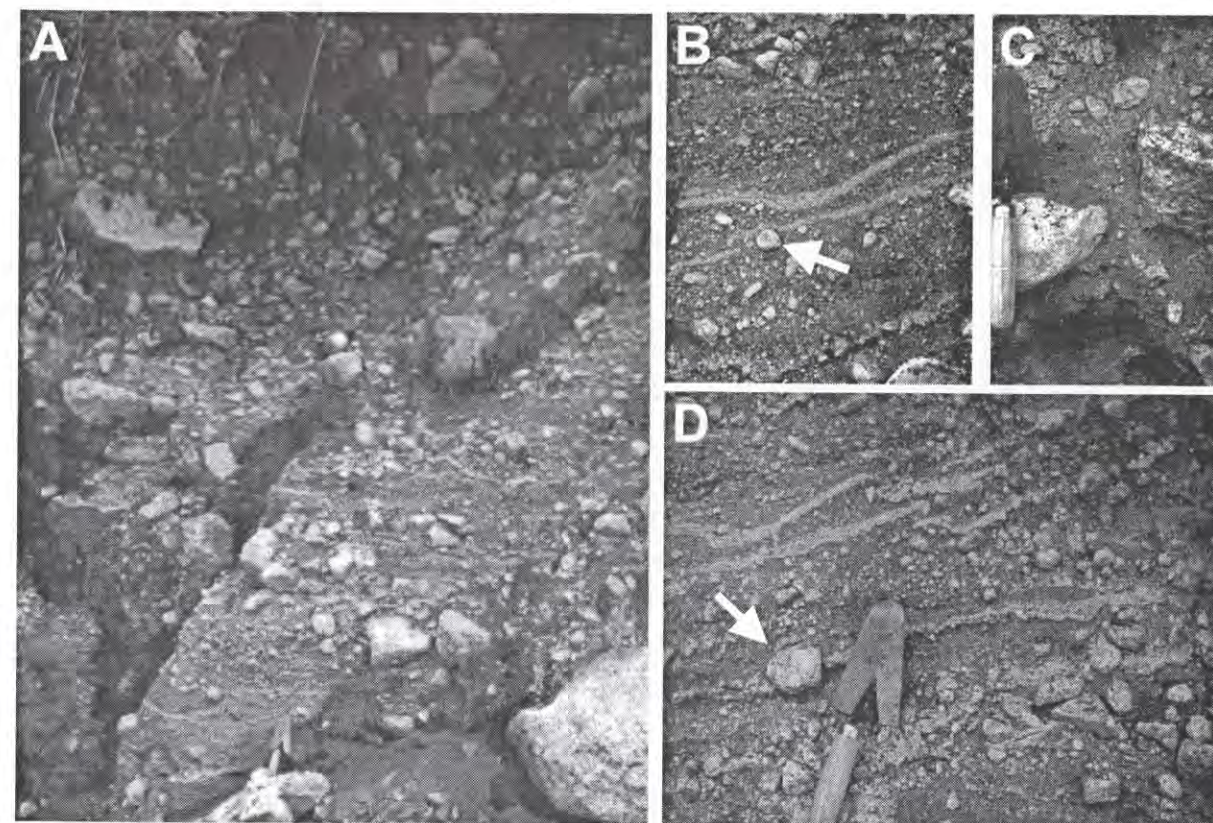


Figura 3.36 – Aspectos da unidade superior do afloramento situado próximo do Espinhaço de Cão (Vale do Zêzere). A - aspecto geral da unidade sedimentar; B e D – leitos silto-arenosos ondulados, intercalados com leitos de areias e calhaus grosseiros mal calibrados. As setas indicam clastos com sedimentação fina acompanhando o seu perfil superior. Notar em D o conjunto desorganizado de calhaus na parte inferior direita, e o modo como o sedimento mais fino o cobre; C – injeção de matriz e calhaus entre dois blocos.

estratificação grosseira, ondulada e irregular, com leitos sempre mal calibrados, de espessura centimétrica, que podem ser dominados por siltes e areias de cor cinzenta, ou por areias ou cascalho (Fig. 3.36-A). Não se observou imbricação. Em alguns pontos, o depósito é mais grosseiro, com escassa matriz e de suporte clástico.

Os leitos silto-arenosos têm geralmente menos de 1 cm de espessura, e são ondulados, com tendência geral para inclinarem suavemente para norte (jusante), ou para serem sub-horizontais. Em vários pontos encontraram-se calhaus sub-redondos, sobre os quais se encontra um nível silto-argiloso, que acompanha o topo do calhaus (Figs. 3.36-B e D). Estes elementos são interpretados como calhaus caídos da base do glaciar (*dropstones*), com posterior sedimentação no seu topo, resultado da fusão subglaciária. Alguns sectores mostram estruturas que reflectem o movimento ascendente pós-sedimentar da matriz e calhaus, entre blocos decimétricos (Fig. 3.36-C). Essas injeções poderão estar associadas ao assentamento dos blocos por dessecação do sedimento subjacente ou por fusão de gelo morto. Estas observações levam-nos a interpretar o depósito como correspondendo a um *till* de fusão subglaciária.

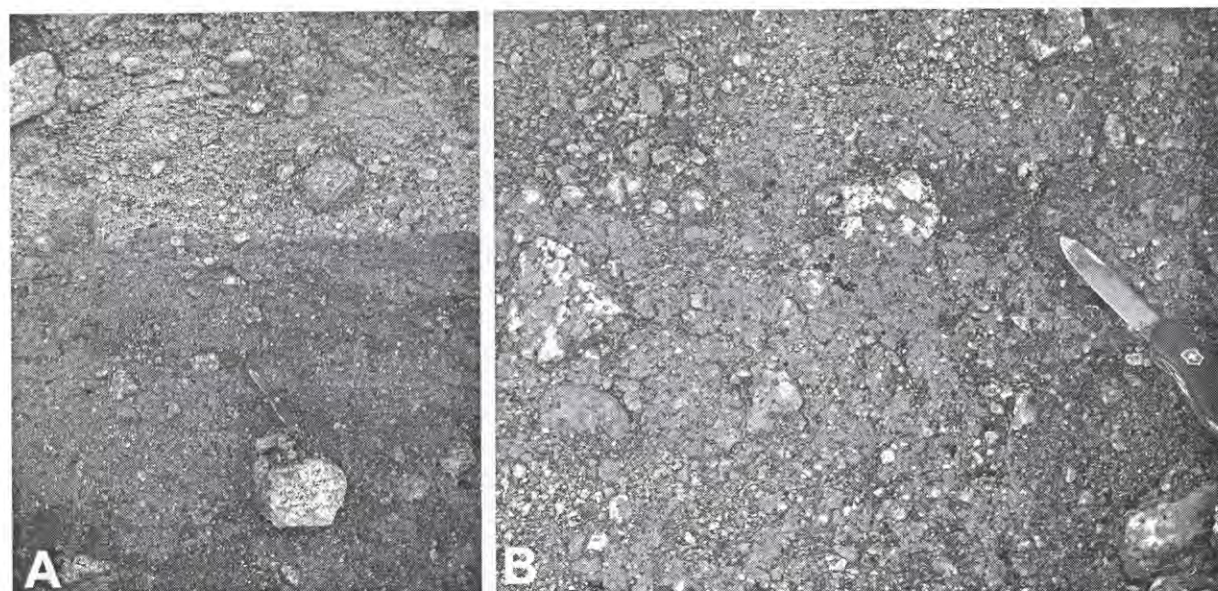


Figura 3.37 – Afloramento do Cerro do Poio. A – Aspecto geral do afloramento, sendo visível o contacto entre a unidade inferior (escura) e a superior (clara); B – Detalhe da unidade inferior. Notar a abundante matriz silto-arenosa e o carácter maciço.

No seio da mesma unidade, encontraram-se também sequências de leitos silto-argilosos com menos de 10 cm de espessura, e com laminação horizontal incipiente. A datação por termoluminescência deste material forneceu uma idade de $12,6 \pm 1,9$ TL ka BP¹⁵. Esta datação é, provavelmente, de escasso valor, pois dada a interpretação genética do depósito, muito só muito dificilmente o material poderia ter estado exposto à luz solar aquando da sedimentação, e portanto poderá não ter havido a lexiviação do sinal, pelo menos pela acção da luz.

h) Cerro do Poio

Pela sua posição fora da área glaciada indicada por Daveau (1971), merecem especial referência os pequenos afloramentos localizados próximo do Cerro do Poio, cerca de 1 km a oeste da Lagoa Comprida (Fig. 3.10). Os cortes encontram-se no estradão de São Bento a 1510 m de altitude, e expõem duas unidades de características diferentes. A unidade inferior tem pelo menos 1 m de espessura e é um *diamicton* granítico, maciço, areno-siltoso de cor acinzentada, com calhaus sub-redondos a subangulosos, e compactação forte (Fig. 3.37). A unidade superior tem cerca de 70 cm, e é também um *diamicton*, embora com compactação moderada a fraca, e granulometria mais grosseira, dominando as areias e areão, que formam leitos mal calibrados.

¹⁵ Ver comentários acerca das limitações desta datação no Capítulo 7.4.2.

Dada a contiguidade com uma acumulação de blocos morénicos que se espriam na vertente ocidental do Cabeço do Picoto (onde aliás, se encontram blocos erráticos de granito róseo sobre granito porfiróide de cor clara), e a similitude de alguns aspectos do fácies com outros depósitos que estudámos com maior detalhe, interpretamos a unidade inferior como um *till* subglaciário, não sendo claro se é de deformação ou de alojamento; e a unidade superior, como correspondendo a um *till* de fluxo.

A proximidade em relação à margem glaciária, dá a estes afloramentos um significado acrescido, pelo que o seu estudo sedimentológico deverá ser considerado uma prioridade futura.

i) Corte da Moreia do Teleférico

Na E.N. 338 (Piornos – Manteigas) acima do desvio para a Lagoa Seca, a cerca de 1560 m de altitude, num pequeno barranco do lado superior da estrada, observou-se num pequeno afloramento, a parte superior de um *diamicton* predominantemente areno-siltoso, com abundantes elementos de cascalho e calhaus, geralmente subangulosos, maciço, com compactação moderada e com foliação paralela à vertente onde se instala (Fig. 3.38). Interpretamos este depósito como sendo um *till*. Não é claro se a foliação é devida às tensões exercidas pelo glaciário, ou se são estruturas lamelares ligadas à segregação de gelo. A presença de um *till* junto aos blocos da Moreia do Teleférico apoia a interpretação glaciária para aqueles.



Figura 3.38 – *Diamicton* com foliação paralela à vertente, localizado na vertente leste da Nave de Santo António.

j) Penhas da Saúde

Já na fase final dos trabalhos foram encontrados interessantes cortes na área de expansão urbana das Penhas da Saúde. Situam-se a cerca de 1530 m de altitude na vertente meridional do Planalto do Curral do Vento e o corte principal tem cerca de 15 m de extensão e até 2 m de altura. Aflora um *diamicton* compacto, silto-arenoso e maciço, de cor castanha, com calhaus de granito sub-redondos dispersos, e descontinuidades paralelas à superfície topográfica, que interpretamos como estruturas lamelares (Fig. 3.39). Sobre o *diamicton*, que tem, pelo menos 1 m de espessura, encontra-se, em alguns pontos, um depósito com blocos achatados subangulosos a angulosos, com o eixo maior inclinando no sentido do declive da vertente, envoltos em abundante matriz areno-siltosa, que discutimos no capítulo 6.4.4.

As características macroscópicas do *diamicton* sugerem tratar-se de um *till*, o que a confirmar-se, iria mudar o conhecimento acerca da área glaciada, estendendo-a ao Planalto do Curral do Vento. Um aspecto que diferencia o *diamicton* de outros *tills* observados na Serra da Estrela é a cor acastanhada, que é distinta do cinzento típico do silte glaciário. Uma hipótese é essa cor resultar de uma alteração prolongada, dada uma maior idade do depósito.



Figura 3.39 – Detalhe do corte das Penhas da Saúde. Os calhaus têm cerca de 5-10 cm de eixo maior. Notar as estruturas lamelares.

Efectivamente, caso se trate de um *till*, ele deverá corresponder a uma fase antiga da Última Glaciação, ou a uma glaciação anterior, pois encontra-se numa área onde os testemunhos de uma morfogénese glaciária são dúbios, e onde parece prevalecer o modelado granítico de alteração. É de notar, que no seio do *till* do corte da moreia superior do Vale da Alforfa, encontrámos um núcleo de material com características sedimentares e de cor próximas, o que pode indicar uma remobilização de um *till* mais antigo no seio do *till* da Última Glaciação.

Com o objectivo de aprofundar o estudo do corte das Penhas da Saúde, foi possível efectuar algumas análises em lâmina delgada¹⁶, as quais, dada a proximidade do final do prazo para entrega do presente trabalho (3 semanas), apenas afloramos, pois não houve possibilidade de as estudar em detalhe.

A figura 3.40 ilustra uma estrutura que denuncia um movimento rotacional do grão maior, sendo possível observar o arranjo dos grãos mais pequenos do *skeleton* em seu redor, acompanhando esse movimento. Trata-se de uma microestrutura de tipo turbado (ou galáxia) típica de um *till* subglaciário.

A figura 3.41 ilustra uma estrutura orientada, que possivelmente está relacionada com fluxo, ou com uma organização do *skeleton* em resposta a tensões de origem glaciária. É também possível identificar alguns grãos cujas faces parecem encaixar-se, o que sugere tratarem-se de fragmentos de um grão original. É um tipo de fenómeno que se observa frequentemente nos *tills* subglaciários. Finalmente, e em especial na parte inferior da micrografia notam-se descontinuidades que podem reflectir cisalhamentos no seio do depósito. Ao longo delas, observam-se alinhamentos de grãos, cuja génese foi explicada por Hiemstra e Rijdsdijk (2003) e que está ligada ao próprio cisalhamento. Apoiando a hipótese de o depósito das Penhas da Saúde se tratar de um *till*, os mesmos autores, com base em experiências de laboratório argumentam que as estruturas de tipo turbado só devem ser usadas para diagnosticar um sedimento como sendo *till*, se coexistirem com estruturas de cisalhamento planares (ob. cit., p. 382). Este tipo de estruturas encontra-se também na figura 3.42.

A lâmina delgada da figura 3.43 mostra domínios orientados do plasma, característica que Van der Meer (1996) refere poder estar relacionada com a resposta às tensões induzidas pelo glaciário, mas que podem também ocorrer em depósitos de vertente.

¹⁶ Colaboração com a Profª. Barbara Woronko.

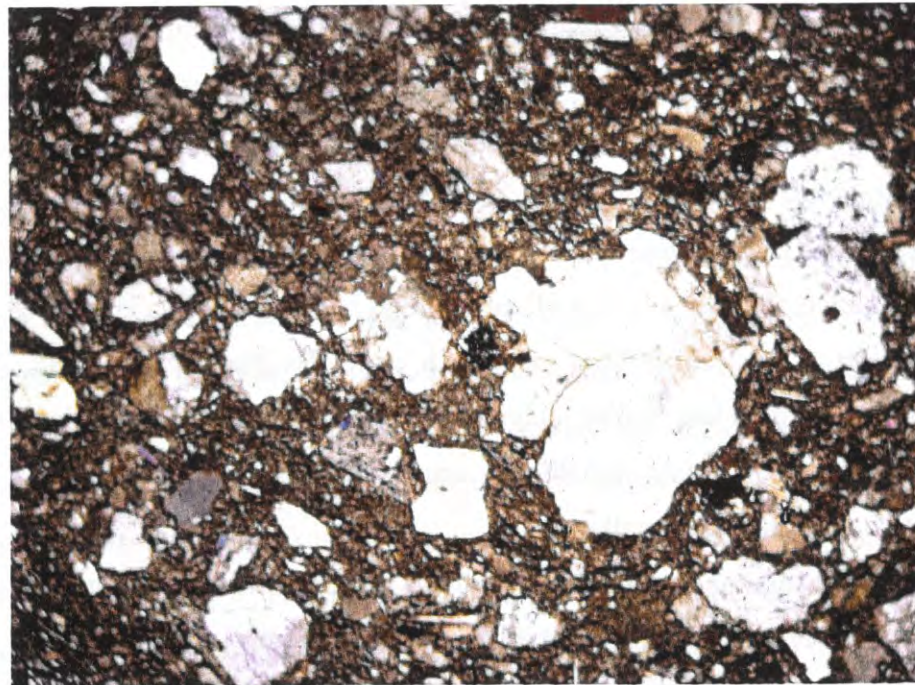


Figura 3.40 – Micrografia de lâmina delgada revelando microestruturas de tipo turbado no depósito das Penhas da Saúde. Micrografia: B. Woronko.

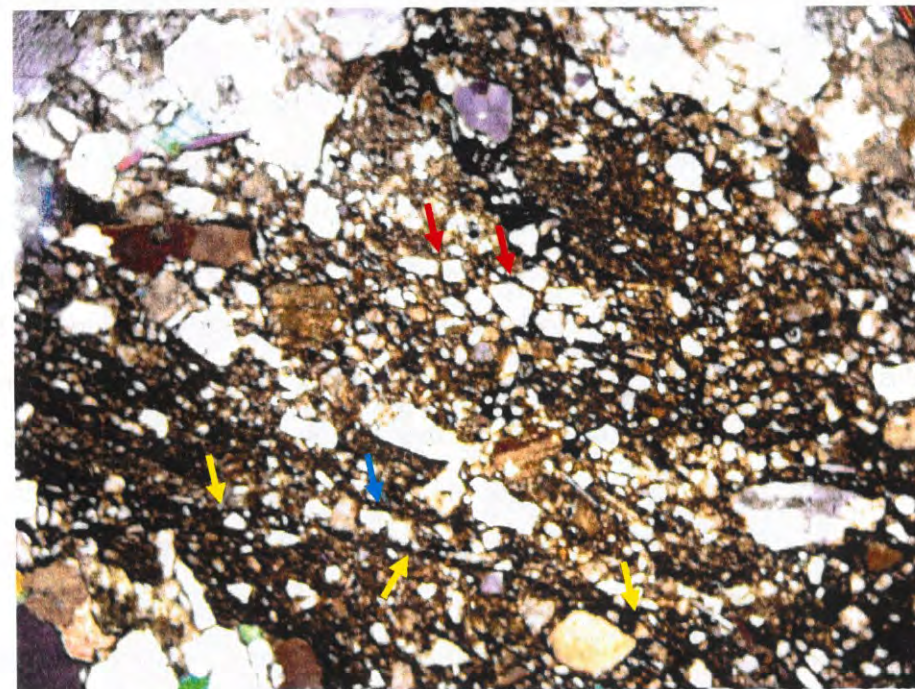


Figura 3.41 – Micrografia de lâmina delgada revelando microestruturas lineares, cisalhamentos (setas amarelas), alinhamentos de grãos (seta azul) e prováveis grãos fracturados (setas encarnadas) no depósito das Penhas da Saúde. Micrografia: B. Woronko.

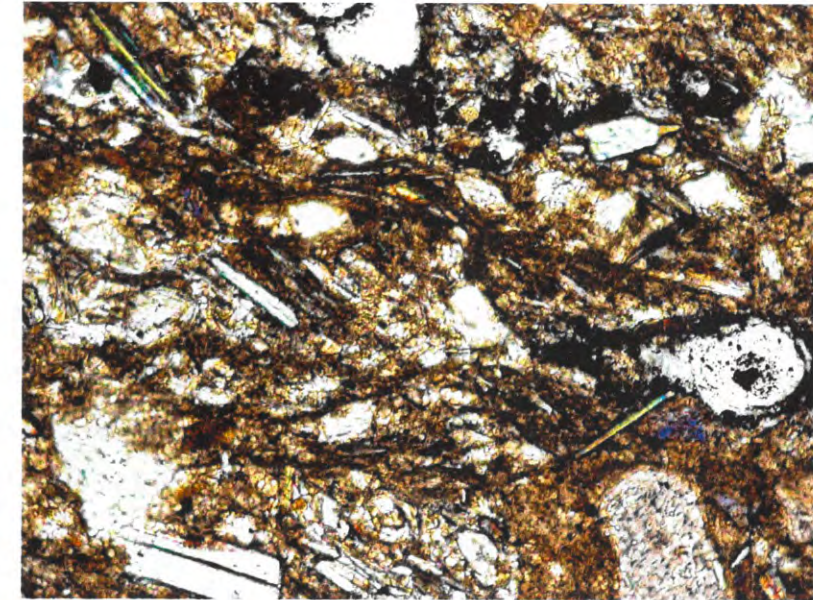


Figura 3.42 - Micrografia de lâmina delgada revelando uma estrutura de cisalhamento no depósito das Penhas da Saúde. Micrografia: B. Woronko.

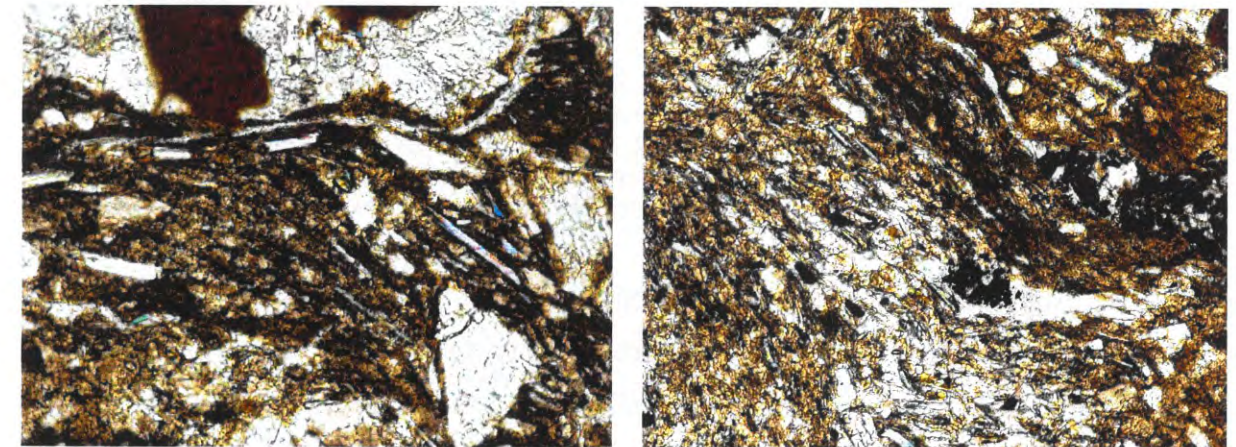


Figura 3.43 - Micrografias de lâminas delgadas revelando estruturas plásmicas lineares e deformadas no depósito das Penhas da Saúde. Micrografia: B. Woronko.

Em síntese, e dadas as informações para já disponíveis, há uma elevada probabilidade de que o depósito das Penhas da Saúde se trate de um *till*, embora seja ainda necessário efectuar estudos mais detalhados, incluindo a estrutura, a granulometria e a análise de grãos de quartzo com microscópio electrónico de varrimento.

3.4 OS DEPÓSITOS FLUVIOGLACIÁRIOS

3.4.1. Introdução

Os depósitos fluvioglaciários são, na Serra da Estrela, um dos vestígios mais claros resultantes da glaciação (Fig. 3.44). Suzanne Daveau (1971) deu-lhes particular relevo, destacando os da área de Unhais da Serra (Vale de Alforfa). A autora refere também a sua ocorrência nos vales de Alvoco e do Zêzere, notando a ausência nos vales do lado oeste da serra, e salientando que isso se deverá a uma de duas hipóteses: a nunca terem existido, ou à forte erosão pós-glaciária que os teria erodido. Observações recentes num corte na estrada da Central Hidroelétrica da Senhora do Desterro (Vale do Alva), mostraram que nesse local existe um espesso depósito fluvioglaciário, pelo que a segunda hipótese deve ser a correcta.

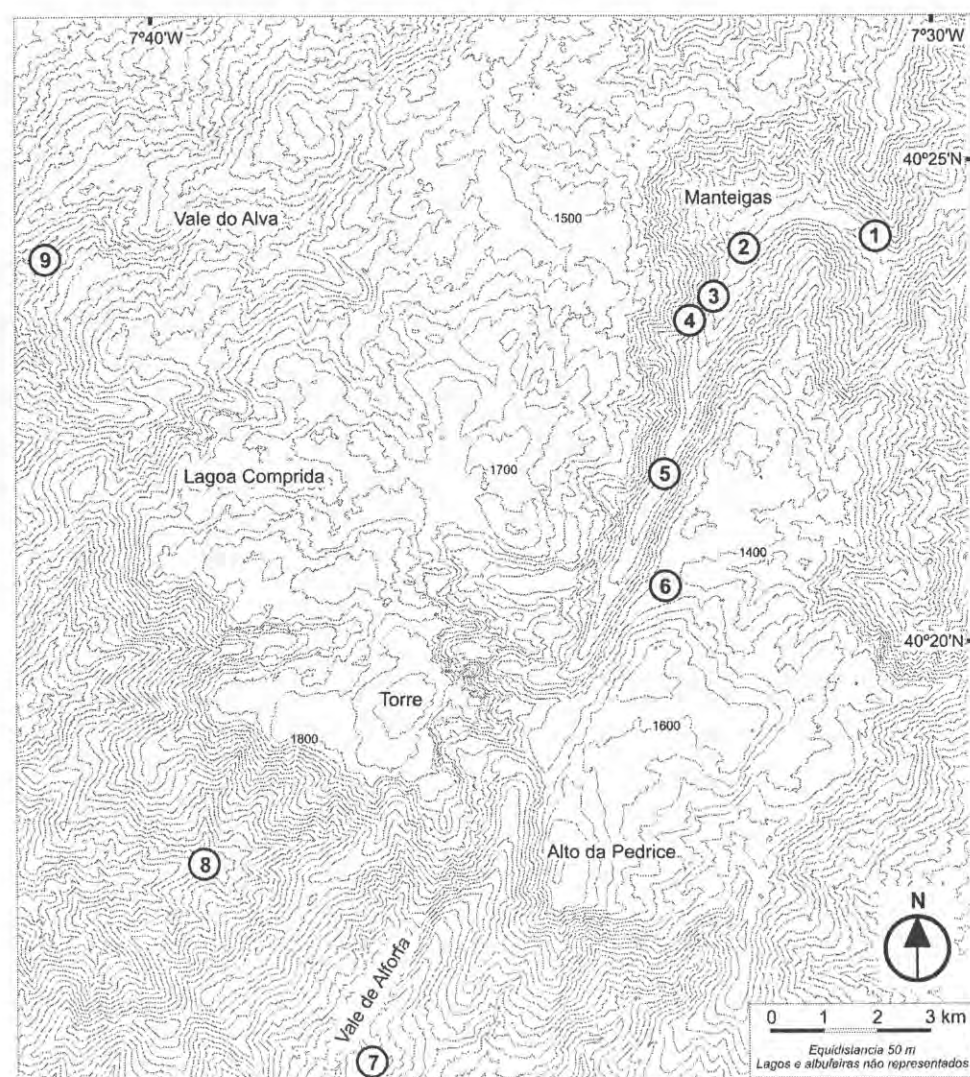


Figura 3.44 – Localização dos depósitos fluvioglaciários referidos neste trabalho. 1 – Várzea do Crasto; 2 – Ponte de Santo António (Manteigas); 3 - INATEL (Caldas de Manteigas); 4 – Covais; 5 – Mini-hídrica do Alto Vale do Zêzere; 6 – Lagoa Seca; 7 – Área de Unhais da Serra (Vale de Alforfa); 8 – Vale de Alvoco; 9 – Senhora do Desterro (Vale do Alva).

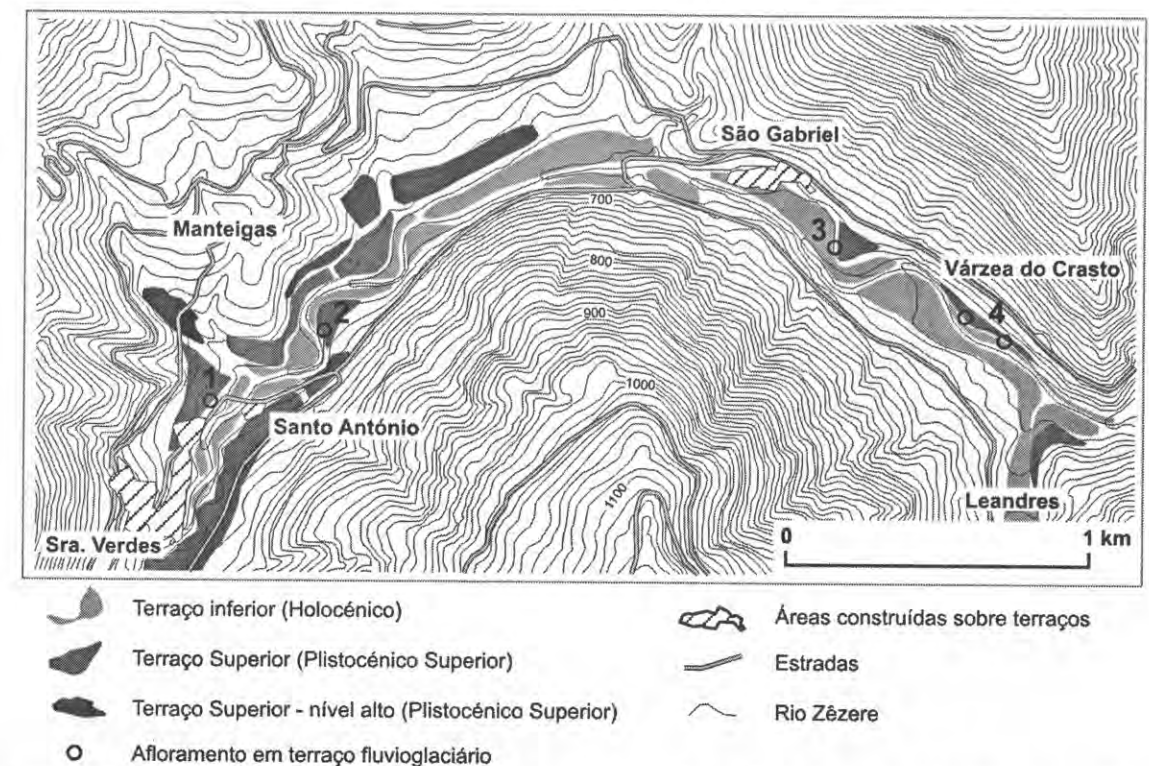


Figura 3.45 – Níveis de terraço e afloramentos em material fluvioglaciário na área de Manteigas (Vale do Zêzere). Os terraços do nível superior são de origem fluvioglaciária, correspondendo o nível mais alto à transição para os leques aluviais da margem esquerda do Zêzere. Os terraços inferiores correspondem aos leitos de cheia holocénicos. 1 – Corte da Ponte de Santo António; 2 – Corte a jusante da Ponte de Santo António; 3 – Corte junto à fábrica de São Gabriel; 4 – Cortes da Várzea do Crasto.

Os depósitos fluvioglaciários do Vale do Zêzere, entre Caldas de Manteigas e São Gabriel, encontram-se fortemente entalhados pelo Zêzere e seus afluentes, formando vários retalhos de terraço (Fig. 3.45), que para jusante se tornam menos nítidos, e que na confluência com o Vale de Beijames, se diluem na planície aluvial actual (Daveau, 1971). A mesma autora menciona que os terraços estão algumas dezenas de metros acima do leito actual, mas este valor é apenas válido para o sector próximo da Senhora dos Verdes, onde o Zêzere os entalha fortemente. A jusante, a altura diminui progressivamente e na área de São Gabriel, os terraços encontram-se cerca de 6-8 m acima do leito do Zêzere. Verifica-se portanto uma diminuição rápida da altura dos terraços, o que revela o carácter proximal em relação à frente do glaciar (o declive é de 5,6% entre o sítio da Sr.^a dos Verdes e a Ponte de Santo António, e de 2,1% entre esta última e São Gabriel). Esta observação é confirmada pelas características sedimentológicas observadas nos vários cortes (INATEL, Ponte de Santo António e Várzea do Crasto) e que analisamos nos pontos seguintes. Em vários locais, especialmente na margem esquerda, os terraços fluvioglaciários misturam-se com leques aluviais alimentados a partir dos valeiros. Infelizmente, não foi possível observar em corte a relação entre ambos, mas é provável que haja interestratificação e que a dinâmica tenha sido contemporânea em

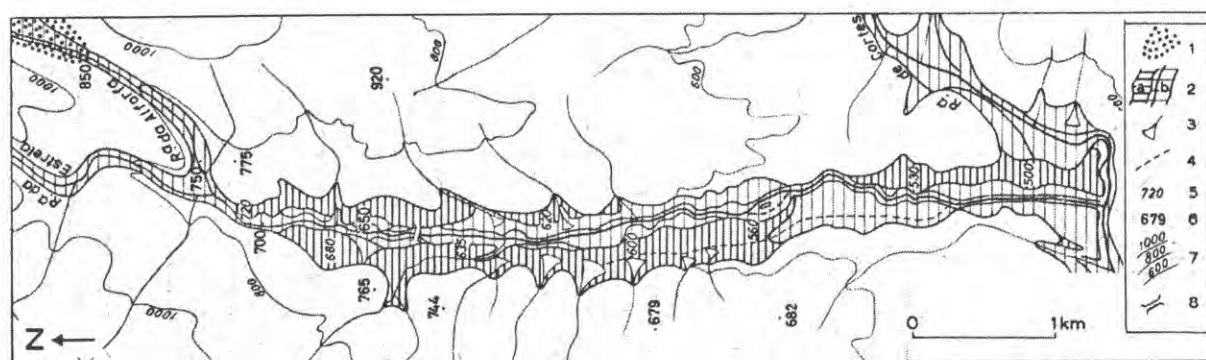


Figura 3.46 – Níveis de terraços fluvio-glaciários do Vale da Alforfa na área de Unhais da Serra, segundo Daveau (1971, p. 28). 1. Extremidade do glaciar na fase de máximo; 2. Terraço fluvio-glaciário: a) nível superior, b) nível inferior; 3 – Cones de dejectão posteriores aos terraços; 5 – Vestígios de escoamento; 6 – Pontos cotados (m); 7 – Curvas de nível (m); 8 – Ponte de Unhais.

determinado momento, embora a sedimentação deva ter continuado nos leques aluviais durante o Holocénico¹⁷. A parte inferior desses leques aluviais alcandorados está representada na figura 3.45, como correspondendo ao nível alto do terraço superior.

Daveau (1971) atribuiu os terraços fluvio-glaciários do Vale do Zêzere na área de Manteigas, a uma fase pós-máximo glaciário, quando a frente do glaciar se encontrava a cerca de 850 m de altitude, ou seja, a montante das Caldas de Manteigas. É de notar que, segundo a interpretação de Daveau, no momento da máxima extensão o glaciar do Zêzere terminava em São Gabriel. Em nosso entender, embora os terraços reflectam, em parte, a recessão da língua glaciária, eles correspondem, no essencial, ao UMGSE, a um momento em que o glaciar se encontrava na sua extensão máxima, próximo do sítio da Senhora dos Verdes. Naturalmente, entre esse local e as Caldas de Manteigas as acumulações fluvio-glaciárias (misturadas com moreias), reflectem já a fase inicial de recuo.

Os terraços fluvio-glaciários do Vale de Alforfa não tiveram um estudo pormenorizado da nossa parte. Isso deveu-se, por um lado, a condicionalismos de tempo, e por outro, ao facto de Daveau (1971) ter efectuado a sua cartografia e análise. Além disso, não encontramos qualquer corte que permitisse observar a sua estrutura, nem mesmo o da Quinta da Várzea, que a autora refere, mas que actualmente não está visível. Fazemos, por isso, apenas breve referência às observações de Daveau, e que apresentamos de seguida.

Na área de Unhais da Serra, Daveau (1971) relata a existência de uma ampla acumulação fluvio-glaciária, que se estende até à confluência com a Ribeira de Cortes, com um declive médio da superfície de 3,6% (Fig. 3.46 e 3.47-A). A acumulação é constituída por blocos de granito rolados, consolidados por uma escassa matriz fina, suficiente para dar coesão ao

¹⁷ Um corte num desses leques aluviais é analisado no capítulo 6.3.8.

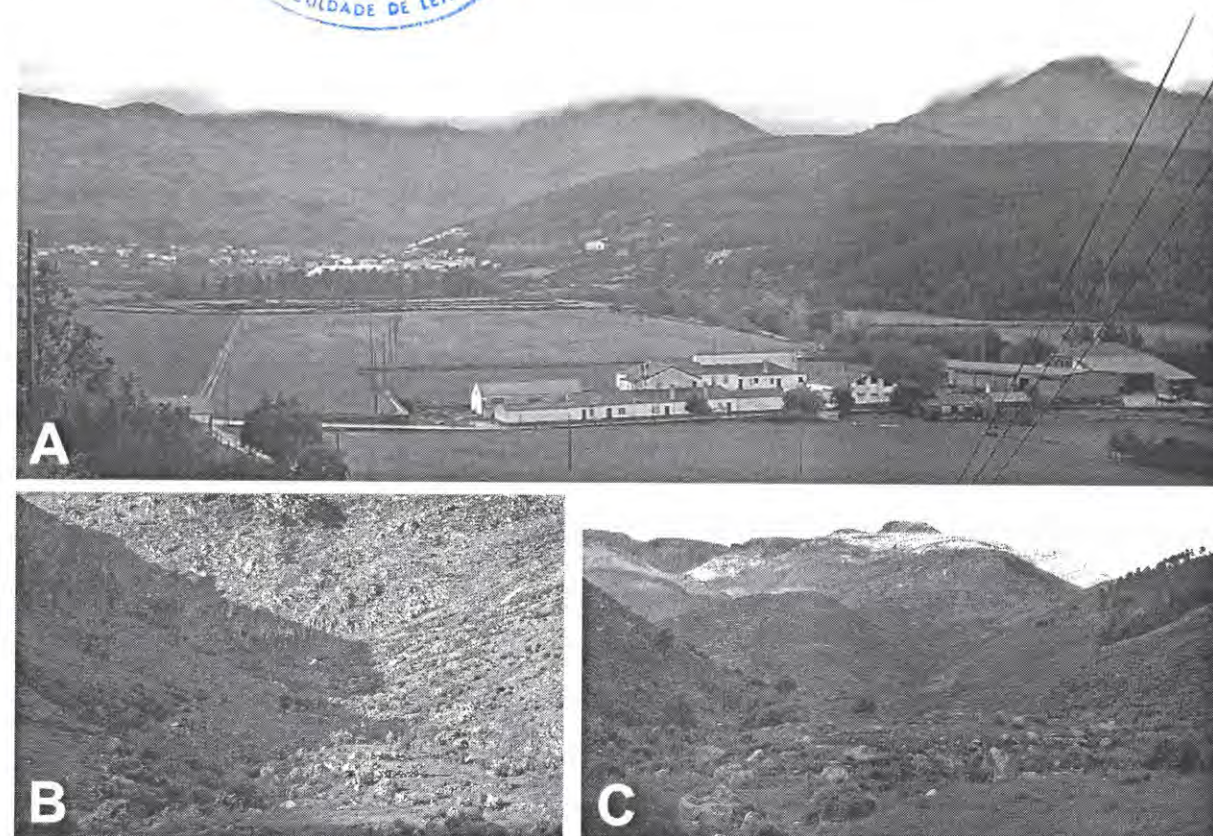


Figura 3.47 – Aspectos das acumulações fluvio-glaciárias dos vales de Alforfa e da Estrela. A – Terraço fluvio-glaciário a jusante de Unhais da Serra (Quinta da Várzea); B – Acumulação fluvio-glaciária a jusante da garganta do Vale da Estrela; C – Terraço fluvio-glaciário no Vale da Estrela, a norte da Central Hidroeléctrica dos Coucinhos.

depósito (ob. cit., p. 28). Os cortes da Quinta da Várzea, 3 km a jusante de Unhais, mostravam já uma clara disposição fluvial dos blocos. Daveau identificou também dois níveis de terraço, embora não consiga esclarecer se se tratam de duas acumulações embutidas ou de uma acumulação única afectada por um nível erosivo. Sobre os terraços, cartografou vários pequenos leques aluviais, que refere serem constituídos por fragmentos de xisto. Seria interessante compreender a relação estratigráfica entre os terraços e os leques aluviais, e comparar também a evolução destes com os leques da bacia de Manteigas.

Ainda no que se refere ao Vale de Alforfa, corroboramos também as observações de Daveau relativas à continuidade dos depósitos fluvio-glaciários até cerca de 1320 m de altitude, local onde deixam de ser visíveis¹⁸. Aí, a autora refere encontrar-se uma moreia frontal, contemporânea dos depósitos fluvio-glaciários. Essa moreia está muito degradada e, em nosso entender, e nessa parte do vale, o material fluvio-glaciário pode corresponder a episódios diversos. É uma acumulação dominada por grandes blocos graníticos, praticamente

¹⁸ Provavelmente, terão continuidade sob os depósitos finos que estão à superfície na bacia de sobreexcavação da Central Hidroeléctrica do Covão do Ferro.

sem matriz, e com disposição irregular, o que mostra que já sofreu muitas remobilizações. Parte desse depósito será certamente material de origem morénica associado à fusão glaciária, ou à dinâmica paraglaciária das vertentes.

No Vale da Estrela, que no UMGSE albergava um pequeno glaciar com pouco mais de 1 km de extensão, surgem também acumulações fluvioglaciárias bem desenvolvidas (Fig. 3.47-C). Os depósitos iniciam-se imediatamente abaixo da garganta da Ribeira da Estrela, a cerca de 1,8 km do alto da parede do circo, prolongando-se para jusante até à confluência com o Vale de Alforfa. Porém, estão interrompidos a oeste do Cabeço da Bica, num sector em que o vale é mais estreito, numa extensão de cerca de 200 m. Destes depósitos, são de salientar: a potente acumulação localizada a jusante da garganta referida, que colmata o fundo do vale num sector em que o perfil longitudinal tem declive acentuado (Fig. 3.47-B); e a extensão dos terraços ao longo do vale, em particular se os compararmos com a pequena dimensão do glaciar que se encontrava a montante, o que parece sugerir que o glaciar deve ter existido durante um longo período, e que o entalhe do circo deve ser, em grande parte, de origem glaciária.

Um outro vale com acumulações fluvioglaciárias muito interessantes, é o de Alvoco, aspecto que Daveau (1971) já salientara, caracterizando os depósitos como “...une sorte de «lave» chaotique, faite d'énormes blocs mal triés, qui débouche de la vallée autrefois occupée par le petit glacier suspendu d'Alvoco” (ob. cit., p. 27). De facto, transparece pela forma convexa da acumulação e pela extensa área que ocupa, a existência de um volume significativo de material, que, tal como no caso do Vale de Estrela, pode parecer excessivo para um glaciar tão modesto, como o que se localizava na cabeceira (ver mapa geomorfológico anexo). Daveau levanta a dúvida se a sua génese estará relacionada com episódios de fusão “catastróficos”¹⁹, ou se estará associada apenas ao regime glaciário de fusão estival, ligado à exposição a sudoeste. Do nosso ponto de vista, no momento em que o Glaciar de Alvoco tinha a sua máxima extensão, não existiam condições propícias para os episódios de escoamento torrenciais “catastróficos” da primeira hipótese, pois tanto o declive do glaciar, como o do circo glaciário, são tão acentuados, que o escoamento se deve ter feito de forma relativamente livre. Mas numa fase avançada de recessão, com uma subida da ALE acima do nível dos 1900-2000 m, é provável que no planalto da Torre se tenham verificado condições de gelo estagnado, com a formação de lagos supraglaciários e intraglaciários. Nesse caso, a libertação dessas massas de água, poderia originar os episódios de escoamento

¹⁹ No texto original, “...quelque débacle d'allure catastrophique” (Daveau, 1971, p. 27).

mencionados por Daveau, e que teriam causado as grandes acumulações encontradas. Estes acontecimentos, poderiam também estar na origem da erosão das moreias, que hoje estão praticamente ausentes no Vale de Alvoco.

3.4.2. Os cortes em depósitos fluvioglaciários. Caracterização e significado geomorfológico

No presente capítulo apresentamos as características dos cortes em depósitos fluvioglaciários da Serra da Estrela, dando maior desenvolvimento aos da bacia do Zêzere, onde se encontram quase todos os afloramentos. A única excepção diz respeito ao Vale do Alva, caso em que se analisa o corte da estrada da Sr.^a do Desterro. Foram estudados vários cortes, mas alguns deles não se podem observar actualmente (Fig. 3.44).

a) Corte da Ponte de Santo António

O afloramento da ponte de Santo António localiza-se na margem esquerda do Zêzere, cerca de duas centenas de metros a montante da confluência com a Ribeira das Fronhas (Figs. 3.45 e 3.48). O corte faz-se num terraço cerca de 14 m acima do leito do Zêzere. Hoje, comparando com o final da década passada, apenas é possível observar uma pequena parte do corte, pois várias casas foram construídas no local.



Figura 3.48 – Localização do corte da Ponte de Santo António na bacia de Manteigas (vista para noroeste desde o Sítio das Pessoltas).



Figura 3.49 – Aspecto geral do corte no terraço fluvioglaciário da Ponte de Santo António (Manteigas) em 1995.

O afloramento contínuo mais extenso que estudámos²⁰ tinha cerca de 50-60 m e apresentava as principais características dos terraços fluvioglaciários da área de Manteigas (Fig. 3.49). Trata-se de um depósito heterométrico, em alguns locais com uma organização em leitos frustres, noutros com carácter maciço, em que dominam blocos decimétricos e calhaus sub-rolados, com imbricação, e com areão e areias, geralmente grosseiras.

É um depósito complexo, que reflecte condições de escoamento distintas. Predominam no afloramento as acumulações heterométricas de blocos sub-rolados com ligeira imbricação no sentido do vale, revelando um escoamento torrencial de grande capacidade de transporte proveniente de sul (Fig. 3.50-2). A ocorrência no seio desse material de leitos frustres de calhaus e areias, mostra que se trataram de múltiplos episódios, e não de um único evento de cheia.

Do lado esquerdo do corte (a montante) dominam as areias e balastros em leitos sub-horizontais, intercalados nos níveis com blocos acima descritos. Observa-se uma tendência para a granoclassificação normal e um aumento da calibragem da base para o topo, representando vários ciclos, aspectos que devem estar associados ao regime de escoamento glaciário.

Em alguns sectores do corte, especialmente na parte direita, e no caso do material em posição superior na parte central, a estrutura é maciça e heterométrica, com blocos, calhaus e

²⁰ É de notar que nunca nos foi possível observar a totalidade do afloramento, pois há vários sectores murados. No período dos trabalhos, foram surgindo vários cortes decorrentes das obras do processo de urbanização. No total estimamos que a parte visível do afloramento terá tido cerca de 80 m.

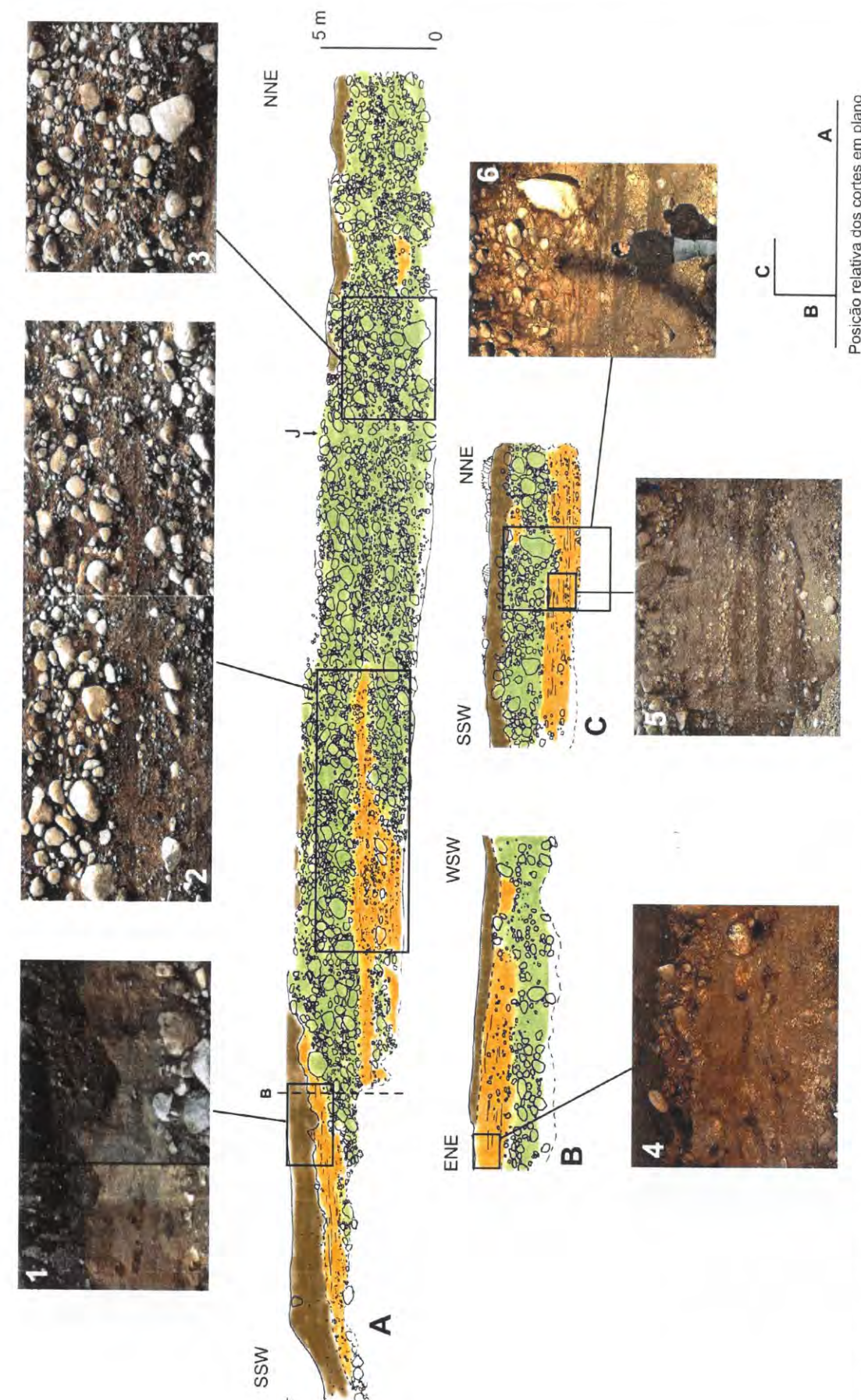


Figura 3.50 – Depósito fluvioglaciário da Ponte de Santo António (Manteigas). Cortes: A. Corte principal; B e C. Cortes secundários; Fotografias: 1. paleoravinações sobre areias grosseiras estratificadas, com preenchimento de material arenoso maciço; 2. aspecto do contacto entre os leitos com blocos e os leitos de areias e balastros (notar a imbricação dos blocos e calhaus); 3. sector com *diamictos* maciço; 4. areias com estratificação entrecruzada em ventres; 5. pormenor dos níveis de areias e balastros, denotando ciclicidade; 6. ravinação colmatada por *diamictos* maciço (notar o grande bloco na vertical). Outros: J. área de junção de fotografias, com estrutura incompleta.

areias, características associadas a um fluxo com mais carga sólida e maior viscosidade (escoada de detritos – Fig. 3.50-3).

Do lado esquerdo do corte observam-se paleoravinamentos a afectar o sedimento arenoso, mas neste caso estão preenchidos por areias grosseiras maciças e calhaus, de cor castanha escura (Fig. 3.50-1).

Cortes mais recentes, em planos paralelos ao anterior, mas cerca de 15 m mais recuados, ilustram sequências idênticas (Fig. 3.50-B). É interessante notar os ravinamentos na unidade arenosa, colmatados por um *diamicton* composto por blocos subangulosos a sub-rolados, alguns deles métricos, e calhaus angulosos (Fig. 3.50-6). Esses elementos encontram-se envolvidos por uma matriz de areias e areão. A estrutura maciça e o carácter heterométrico indicam tratar-se de uma escoada de detritos. O facto de o grande bloco em posição vertical visível na figura 44-6 não deformar o sedimento subjacente, também aponta nesse sentido.

O corte C, perpendicular aos anteriores, e fazendo a ligação entre os cortes A e B, expõe a unidade arenosa inferior, a qual apresenta estratificação entrecruzada em ventre (Fig. 3.50-4). Nesse local, alternam leitos areno-siltosos fracamente calibrados (com elementos predominantemente angulosos), e leitos de areão e cascalho (geralmente <1 cm), estes últimos com elementos achatados, por vezes subangulosos a sub-rolados, e a inclinar no sentido dos leitos. Este corte mostra também o ravinamento da unidade arenosa inferior, e o preenchimento por um depósito heterométrico e maciço de blocos sub-rolados, do mesmo modo que se observa no corte B.

Apesar de não ter sido efectuado um estudo detalhado da litologia dos blocos, o granito porfiróide de Seia domina neste conjunto de cortes. Encontram-se também raros blocos de granito da Estrela, que atestam a sua proveniência da parte alta do Vale do Zêzere.

Em síntese, o modo como variam os fácies grosseiro e heterométrico e o fácies arenoso, com contactos laterais em bisel, parecem ilustrar um ambiente proglaciário com canais entrançados, mostrando estruturas de tipo barra e canal. Os litofácies e a sua sucessão mostram tratar-se, de acordo com os modelos de Miall (Miall, 1983 e 1990), de uma acumulação de lavagem proglaciária de tipo Scott. Os leitos mais grosseiros correspondem ao sector montante das barras, reflectindo um escoamento de alta energia (Bluck, 1979 em Maizels, 1995). Tratam-se provavelmente de barras longitudinais, que são as mais frequentes nos sectores proximais das planícies de lavagem. Este tipo de barra “é composto por balastros e, em plano, tem forma de diamante ou de losango alongado no sentido do fluxo. A sua evolução dá-se por acreção gradual dos balastros sobre mantos difusos de balastros. A progradação das barras longitudinais para montante é muito frequente, bem como a acreção

lateral, o que causa contínuas modificações no padrão dos canais. Normalmente as barras longitudinais têm menos de 1 m de altura e podem atingir algumas centenas de metros de comprimento” (Miall, 1983, p. 176).

A granulotriagem normal do material arenoso e dos balastros, representa episódios glaciários inicialmente com grande capacidade de transporte (com domínio da erosão), seguidos de uma diminuição progressiva da capacidade de transporte e sedimentação sucessivamente mais fina (Miall, 1983). Os sectores de carácter mais maciço estão relacionados com um transporte muito energético, seguido de deposição rápida em canais profundos (Rust e Romanelli, 1979 em Maizels, 1995). Por outro lado, os sectores arenosos, por vezes com estratificação entrecruzada, correspondem a sedimentação em episódios de menor caudal, tipicamente no final dos picos de cheia, e ocorrem no interior de canais abandonados (Miall, 1983). Estes últimos, são típicos dos fácies de tipo Scott (Benn e Evans, 1998).

É ainda evidente uma fase posterior com ravinamento da superfície do depósito, e com sedimentação associada a escoadas de detritos. Não é, para já, possível aprofundar este episódio, nem determinar o intervalo de tempo que o separa da formação do depósito fluvioglaciário.

Cerca de 400 m a jusante dos afloramentos descritos, na margem direita do Zêzere (Zurrão), surge um corte natural (associado a um meandro) no mesmo tipo de terraço fluvioglaciário, que apresenta a particularidade de nele estar exposto o substrato granítico²¹ (Figs. 3.45 e 3.51). O terraço encontra-se cerca de 6 m acima do leito do Zêzere, e tem cerca



Figura 3.51 – Terraço fluvioglaciário em Manteigas a jusante da Ponte de Santo António. Notar o contacto entre o granito biotítico de Manteigas (muito alterado) e o depósito de calhaus e blocos.

²¹ O corte está numa posição de difícil acesso, e apenas nos foi possível observá-lo desde a margem oposta do rio.

de 3 a 4 m de depósito, sendo abaixo dele visível um afloramento de granito de cerca de 2 m de altura, que evidencia o entalhe fluvial pós-glaciário no substrato. Entre o substrato e o depósito fluvioglaciário, não se encontra nenhum outro tipo de sedimento. É de notar que, no caso deste sector do vale ter estado glaciado (hipóteses de Lautensach, 1929, 1932) e Daveau (1971), esse seria um nível onde se poderia ter conservado *till*.

b) Cortes da Várzea do Crasto

A jusante de São Gabriel, na área da Várzea do Crasto (margem esquerda do Zêzere) a cerca de 640 m de altitude, são também visíveis retalhos de terraço (Fig. 3.45) semelhantes aos descritos próximo da ponte de Santo António (Manteigas). Os terraços estão cerca de 6 m acima do leito actual do Zêzere, e a junção da informação dos cortes existentes ao longo de cerca de 200-300 m ²², permitiu identificar uma sequência sedimentar de grande interesse geomorfológico (Fig. 3.52).

O sector mais ocidental dos afloramentos, que designamos por VC1, apresenta um corte no terraço fluvioglaciário, sendo visível um depósito maciço de blocos e calhaus sub-rolados a rolados, com matriz arenosa, com imbricação, semelhante ao corte da ponte de Santo António, que por isso, interpretamos como correspondendo a um depósito fluvioglaciário (Fig. 3.53).

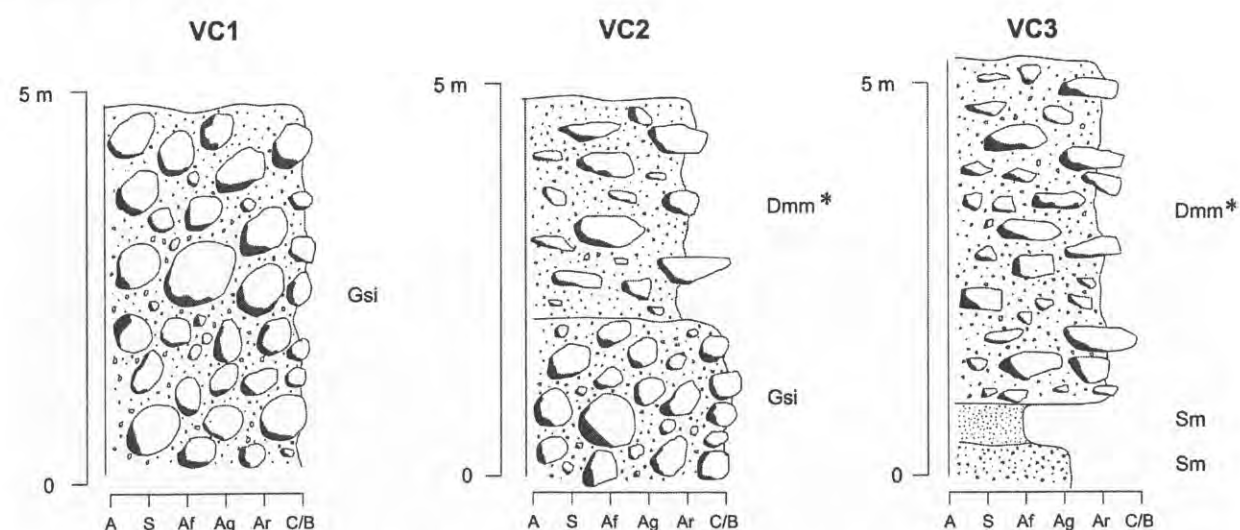


Figura 3.52 - Estratigrafia generalizada dos cortes da área da Várzea do Crasto. Litofácies seguindo Benn e Evans (1998, p. 382 – adaptado de Miall, 1978 e Eyles *et al.*, 1983): Dmm – *Diamicton* de suporte matricial, maciço; Gsi – Cascaço de suporte matricial com imbricação; Sm – Areias maciças. Escala granulométrica: A – Argila; S – Silte; Af – Areia fina; Ag – Areia grosseira; Ar – Areão/grânulos; C/B – Cascaço ou blocos. * – trata-se de um depósito de vertente, e como tal a classificação de litofácies é de limitada aplicação.

²² Infelizmente os cortes apresentavam uma cobertura densa de vegetação, o que apenas possibilitou observar pequenas partes dos afloramentos.



Figura 3.53 – Depósito fluvioglaciário grosseiro, maciço, mas com ligeira imbricação, na parte ocidental do grupo de cortes da Várzea do Crasto (VC1).

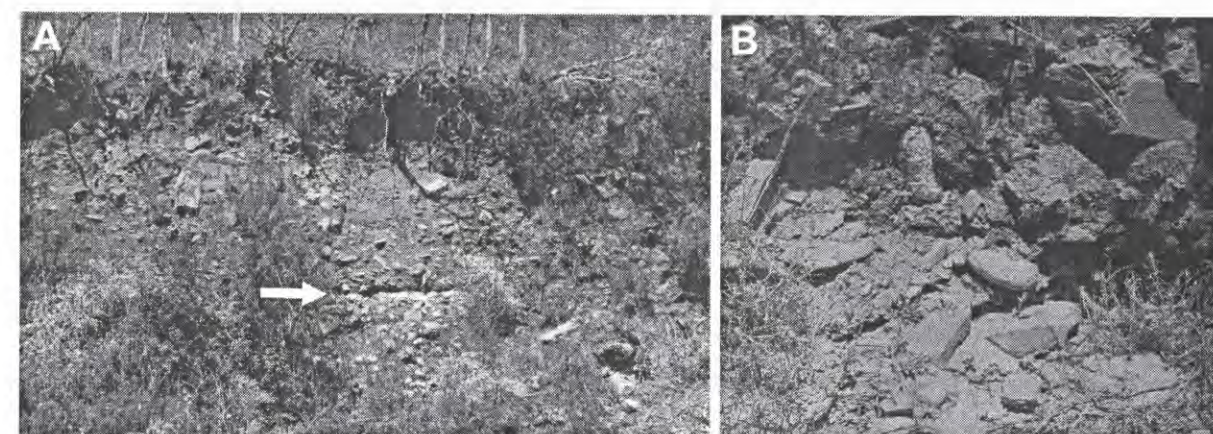


Figura 3.54 – Afloramento central do grupo da Várzea do Crasto (VC2). A. Depósito fluvioglaciário com sobreposição de depósito de vertente (a seta marca o contacto); B. Detalhe do contacto, com mistura de blocos rolados e angulosos.

Caminhando para jusante, o terraço passa a estar fossilizado por um depósito de vertente, que colmata uma parte significativa da vertente suprajacente (VC2 – Fig. 3.54). Esse depósito de vertente é composto por clastos angulosos de corneanas da Formação de Malpica do Tejo, geralmente com o eixo maior inclinado no sentido do declive, e envoltos em abundante matriz areno-siltosa (ver Cap. 6.3.4.). Trata-se de um local importante, pois ilustra a relação entre duas unidades sedimentares de características genéticas bastante distintas, situação excepcional na Estrela. Este é um aspecto, aliás, acerca do qual já Daveau (1971) se interrogara, embora sem ter encontrado quaisquer testemunhos que permitissem extrair conclusões. O afloramento prova que houve movimentação do depósito de vertente depois de se ter acumulado o material fluvioglaciário, não sendo porém possível aferir a idade relativa do momento de libertação dos clastos angulosos.

Algumas dezenas de metros a jusante do corte VC2, após um afloramento de substrato granítico (coberto pelo depósito de tipo *head*), que pode estar associado a um antigo meandro

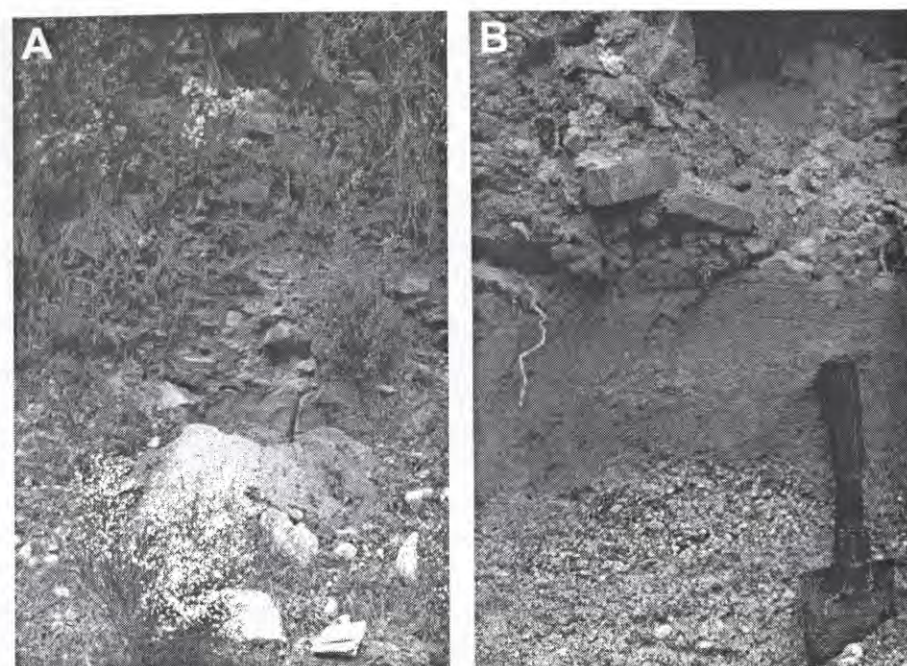


Figura 3.55 – Corte da Várzea do Crasto 3 (VC3) onde é possível observar um depósito de vertente de tipo *head* a sobrepor-se a um depósito arenoso fluvial. A – aspecto geral do corte depois de ter sido escavado; B – aspecto do contacto entre o material fluvial (areão e areias) e o depósito de vertente.

erosivo, surge o corte VC3, onde se observa o *head*, sobre material arenoso de características fluviais (Fig. 3.55). No material arenoso, distinguem-se dois leitos: o superior tem cerca de 20 cm de espessura, e é composto por areias médias a finas, bem calibradas e maciças; o inferior, é um areão granítico grosseiro, com elementos sub-rolados a subangulosos, sem matriz e com esboços de estratificação horizontal. Apenas foram observados cerca de 20 cm de espessura deste leito, e desconhecemos a sua espessura em profundidade. É de assinalar que as suas características granulométricas são, macroscopicamente, semelhantes às da planície aluvial actual, com a qual contacta. A unidade arenosa superior foi datada por termoluminescência, tendo-se obtido uma idade de $12,8 \pm 1,9$ TL ka BP²³.

Num trabalho anterior, interpretámos o material arenoso presente em VC3, como correlativo dos terraços fluvioglaciários de VC1 e VC2 (Vieira *et al.*, 2001). Porém, actualmente temos uma perspectiva diferente. A correlação lateral entre o depósito fluvioglaciário de VC1 e VC2 é segura, o mesmo se passando com os depósitos de tipo *head* de VC2 e VC3; o problema reside no material arenoso, acerca do qual, apenas se pode afirmar com segurança, que é anterior à movimentação final do *head*. A altura inferior da superfície em que contacta o *head* (cerca de 2 a 2,5 m acima do leito do rio), quando comparada com a do terraço em VC1 e 2 (cerca de 6 m), limita significativamente a correlação. Por outro lado,

²³ É de notar que, devido às elevadas concentrações de radionuclídeos de Ra, Th e K, é provável que esta idade seja 20% mais antiga do que o valor obtido por TL (ver discussão do problema no Capítulo 7.4.2.).

a idade obtida a partir do material arenoso é, em nosso entender, mais recente do que aquela que deverão ter os terraços fluvioglaciários (UMGSE). É portanto provável que o material arenoso presente em VC3, não se trate de um sedimento fluvioglaciário, como sugerimos anteriormente (*ob. cit.*, 2001), mas sim de um depósito fluvial, ou no caso de ser fluvioglaciário, reflectir uma posição distal em relação à frente glaciária. A primeira hipótese parece ser a mais provável.

É ainda importante mencionar a existência de uma pequena rechã, transversal ao fundo de vale, situada cerca de 400 m a jusante da antiga fábrica de São Gabriel. A rechã tem uma superfície ligeiramente inclinada para o talvegue, que culmina cerca de 10 a 15 m acima da planície aluvial actual, com a qual contacta através de um rebordo com cerca de 6 m. A rechã tem um coberto vegetal denso, que não permite aferir se é fundamentalmente uma forma erosiva, ou de acumulação. No sector meridional, com uma altura de cerca de 6–7 m em relação ao leito do rio, encontra-se um retalho de terraço fluvioglaciário, com cortes mal conservados e com bastante vegetação. A razão porque mencionamos este sector, é por pensarmos tratar-se do depósito que Vasconcelos Pereira Cabral (1884), citado por Lautensach (1932) interpretou como correspondendo a uma moreia. Essa interpretação poderá ter sido favorecida pela posição transversal ao vale, e carácter heterométrico do material.

c) Corte do INATEL

Este corte encontrou-se visível durante um curto período em Novembro de 1999 aquando das obras de canalização da água da mini-hídrica do alto Vale do Zêzere. Estava localizado na E.N. 338, cerca de 200 m a norte do INATEL, nas Caldas de Manteigas (vertente esquerda do Zêzere). Era um corte vertical e alongado, prolongando-se desde o nível da estrada, até cerca de 15 m abaixo dela (Figs. 3.44 e 3.56-B). O elevado declive, a sujidade, remobilização antrópica e a instabilidade do depósito, limitaram as observações efectuadas. A parte mais superficial do depósito era entulho, pelo que foi necessário, com algum cuidado, detectar o sedimento *in situ*.

Na parte inferior do corte aflora o substrato composto por granito de Manteigas alterado (Fig. 3.57). Sobre este, encontrava-se um depósito heterométrico de calhaus e blocos rolados, com matriz arenosa e sem organização aparente (unidade 1 – Fig. 3.57). Apesar de apresentar características granulométricas semelhantes aos depósitos fluvioglaciários descritos anteriormente (por ex.: Ponte de Santo António – Manteigas), um aspecto contrastante era a ausência de organização interna, e a existência de blocos decimétricos rolados, com o eixo maior na vertical, organizando-se em torno deles calhaus, cujos eixos maiores acompanham a

forma do bloco. A matriz apresentava também uma compactação superior à dos outros terraços fluvioglaciários. O contacto basal com o substrato fazia-se a cerca de 10 m de altura em relação ao fundo do vale do Zêzere, sendo a espessura desta unidade, cerca de 4 m.

Acima do depósito anterior encontra-se um *diamicton* muito heterométrico, composto por calhaus e blocos angulosos a sub-rolados, envoltos em abundante matriz areno-siltosa com areão, de cor alaranjada, sem organização interna, e com compactação moderada (unidade 2 – Figs. 3.56-D e 3.57). Os calhaus e blocos são de granito de Seia, embora ocorram raros elementos de granito da Estrela, e de Manteigas, estes últimos muito alterados. Esta unidade deve corresponder a um *till*, provavelmente de deformação, formado num momento em que o

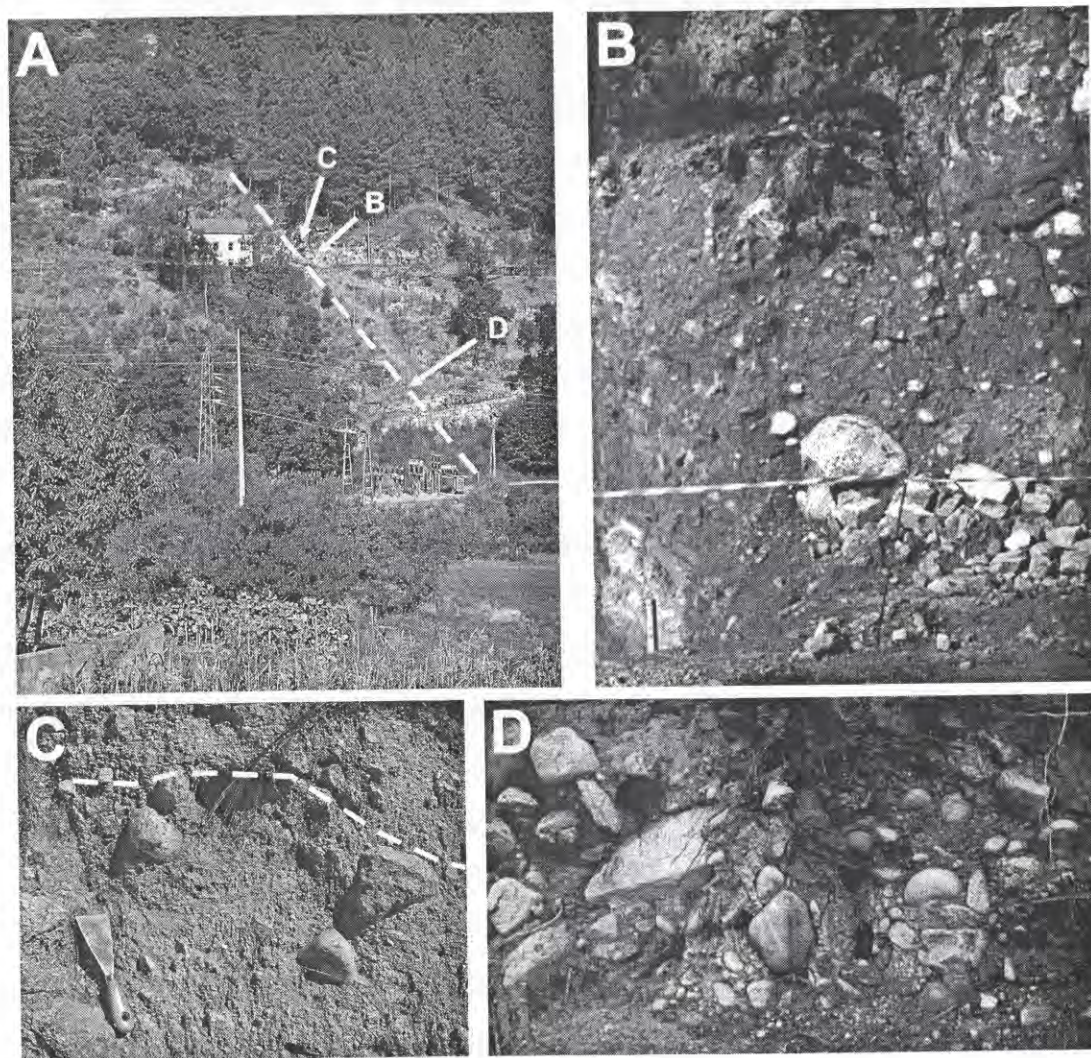


Figura 3.56 – Corte do INATEL (Caldas de Manteigas). A – Aspecto da área onde esteve exposto o corte (a tracejado) visto da vertente direita do Vale do Zêzere (as letras dizem respeito à localização das outras fotografias); B – Aspecto do *till* com compactação moderada (unidade 2). A parte superior do corte corresponde ao depósito de vertente (unidade 4); C – Depósito fluvioglaciário com laminação e blocos rolados com estrias (unidade 3). O tracejado indica o contacto com a unidade 4; D – Depósito fluvioglaciário deformado. Notar o bloco na vertical no centro da fotografia e a disposição dos calhaus que o envolvem, sugerindo compressão glaciotectónica.

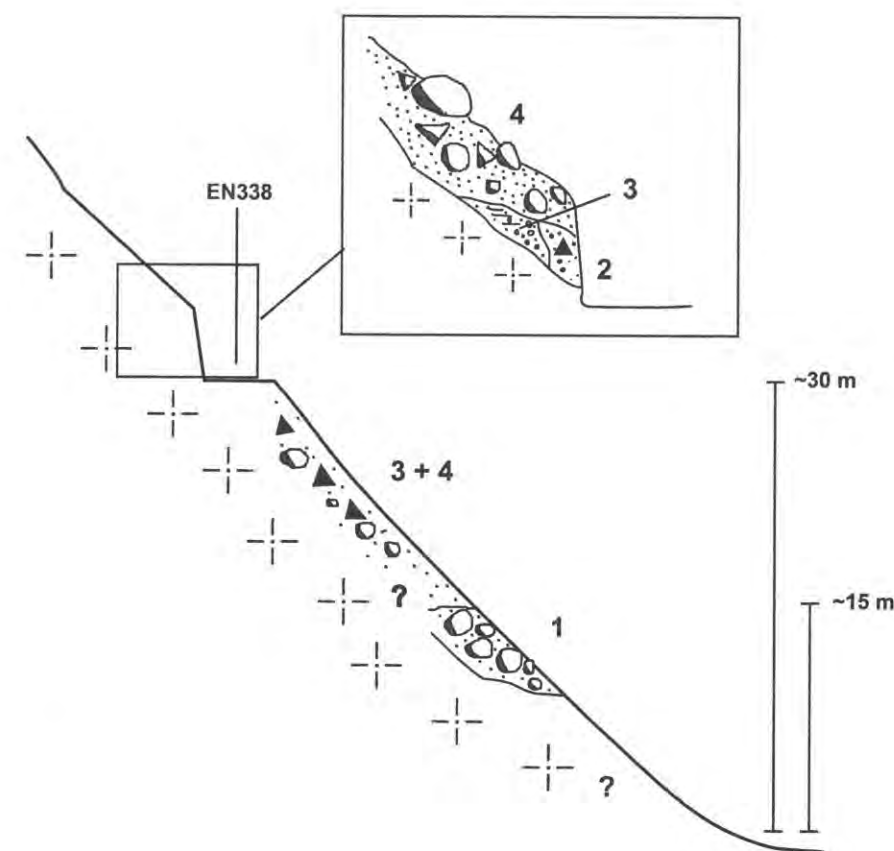


Figura 3.57 – Esquema das relações entre as unidades sedimentares do corte do INATEL (Caldas de Manteigas). Os números indicam a localização das diferentes unidades (ver caracterização no texto).

glaciar do Zêzere galgou os depósitos fluvioglaciários (note-se que estes apresentam estruturas de deformação).

Acima da unidade 2 aumenta a concentração de blocos e de elementos angulosos (unidade 4), que correspondem a restos morénicos e a outros clastos poligénicos deslocados pela gravidade, ou por vezes através de escoadas de detritos ligadas ao barranco (Fig. 3.57).

Sob a unidade 4, e contactando com o substrato, claramente em posição de vertente, encontrámos níveis siltosos com laminação, ricos em moscovite, com calhaus rolados e estriados, que deformam o silte subjacente (unidade 3 – Figs. 3.56-C e 3.57). Este material parece contactar lateralmente com o *till* da unidade 2. Trata-se de um fácies que traduz um ambiente com sedimentação hídrica de baixa energia, provavelmente subglaciário, como indiciam as estruturas associadas aos calhaus.

d) Depósito fluvioglaciário próximo de Covais

No estradão que desce de Covais para as Caldas de Manteigas, na vertente esquerda do Vale do Zêzere, encontra-se a cerca de 950 m de altitude, imediatamente a sul do barranco, um pequeno corte que merece referência (Fig. 3.44). É um depósito onde alternam *diamictons* grosseiros, compostos por blocos e calhaus subangulosos de granito de Seia, envoltos em matriz areno-siltosa; níveis areno-siltosos com leitos frustres e mal calibrados; e níveis de areias e areão (Fig. 3.58). O diamicton superior é suportado pela matriz, e o inferior é de suporte clástico. A compactação é sempre fraca. São depósitos tipicamente relacionados com escoadas de detritos, causadoras dos níveis grosseiros, e episódios de escoamento de baixa a moderada energia, que estão na origem dos níveis arenosos. Mas a característica mais interessante deste depósito, é a inclinação dos leitos, que se faz para sudoeste, ou seja, de encontro à vertente. A única situação em que tal direcção de fluxo é possível, é com uma fonte do sedimento do lado do vale, a qual só pode resultar da presença de uma massa de gelo, com uma espessura mínima coincidente com a altura do depósito em relação ao fundo de vale (cerca de 150 m). Dada a posição topográfica do corte, trata-se de uma hipótese verosímil, pois o local está dentro dos limites do troço de vale glaciado. As características do depósito sugerem que este resultou da fusão glaciária, representando episódios de fusão rápida e transporte através de escoadas de detritos, e outros de fusão lenta com uma dinâmica fluvioglaciária de menor energia. A ausência de estruturas de deformação indica que não se verificou nenhum avanço do glaciar posterior à génese do depósito.

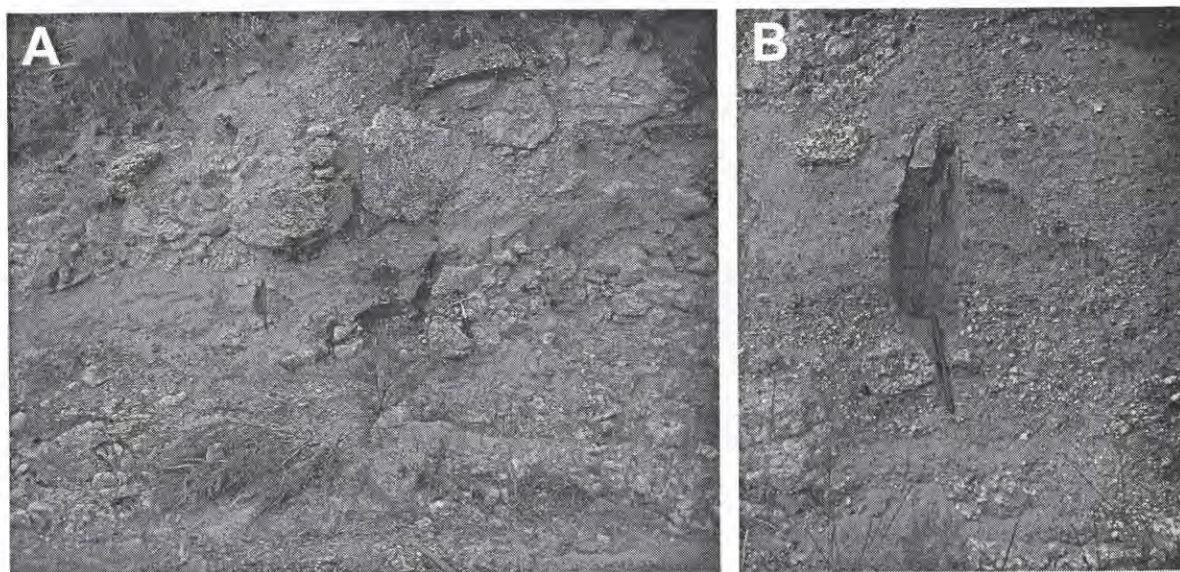


Figura 3.58 – Corte em material associado à fusão do glaciar do Vale do Zêzere, próximo de Covais. A. Aspecto geral do corte. Notar o material fluvioglaciário areno-siltoso, intercalado entre níveis com *diamictons* associados a escoadas de detritos (martelo a fazer de escala); B – Detalhe do material areno-siltoso, ilustrando o mergulho dos leitos em direcção à vertente.

e) Corte na mini-hídrica do Alto Vale do Zêzere

As obras para a construção da mini-hídrica do alto Vale do Zêzere, na área do Covão da Caldeira em 1999 proporcionaram a observação de um corte com 3 a 4 m de altura e 15 a 20 m de largura, próximo da base da vertente, a 1070 m de altitude (Figs. 3.44 e 3.59). Os trabalhos de construção impediram a observação cuidada (o talude estava em fase de betonagem), porém foi possível observar alguns aspectos que merecem referência. Este corte não se observa actualmente.

Apesar da presença de bastante entulho no corte, observaram-se duas unidades sedimentares (Fig. 3.59). A unidade inferior, com cerca de 2,5 m de espessura, é constituída por areia, areão e cascalho, com material siltoso, e leitos mal definidos, com inclinação suave no sentido do fundo de vale. Esta unidade encontra-se abarrancada, e coberta por um depósito com 1 a 2 m de espessura, heterométrico, composto por blocos e calhaus subangulosos a sub-rolados, envoltos em abundante matriz areno-siltosa, de carácter maciço e fraca compactação. Próximo do topo, o depósito torna-se mais escuro e rico em matéria orgânica, revelando uma pedogénese incipiente.

A unidade inferior revela um transporte hídrico, e está provavelmente associada a uma dinâmica fluvioglaciária no vale. Uma amostra datada por termoluminescência forneceu a idade $16,6 \pm 2,5$ TL ka BP, embora como se refere no capítulo 7.4.2., essa idade possa ser até 20% mais antiga.

A unidade superior sugere um transporte por escoada de detritos e por outros movimentos de vertente, facto favorecido também pela situação na base do talude detrítico da vertente esquerda. O material que alimentou a escoada de detritos provém essencialmente das moreias que se encontravam em posição instável na vertente após o retrocesso glaciário.



Figura 3.59 – Interpretação das relações entre as unidades sedimentares visíveis no corte da mini-hídrica do Covão da Caldeira (Vale do Zêzere).

f) Lagoa Seca

Na portela da Lagoa Seca (Cabeceira do Vale de Beijames) encontra-se um importante conjunto de arcos morénicos (Caps. 3.2.3. e 3.7.) que testemunham uma pequena difluência do Glaciar do Zêzere no Máximo Glaciário. Entre os 2º e 3º arcos morénicos, encontra-se uma área deprimida, que fica inundada sazonalmente e que está na origem do topónimo deste sector. O seu fundo, localizado a 1422 m de altitude, é no geral plano, e tem cerca de 130 m de comprimento e 30 m de largura máxima, desenvolvendo-se numa direcção N-S (Fig. 3.60). No sector meridional da depressão existe um canal que escoar para um barranco na vertente do vale do Zêzere, embora seja pouco eficaz na drenagem. No fundo da depressão afloram blocos graníticos métricos, semelhantes aos que constituem os arcos morénicos. À superfície não é possível observar o tipo de material que colmata a depressão, pois esta encontra-se coberta por cervunal. Envolvendo o fundo, encontra-se um terraço com cerca de 40 cm de

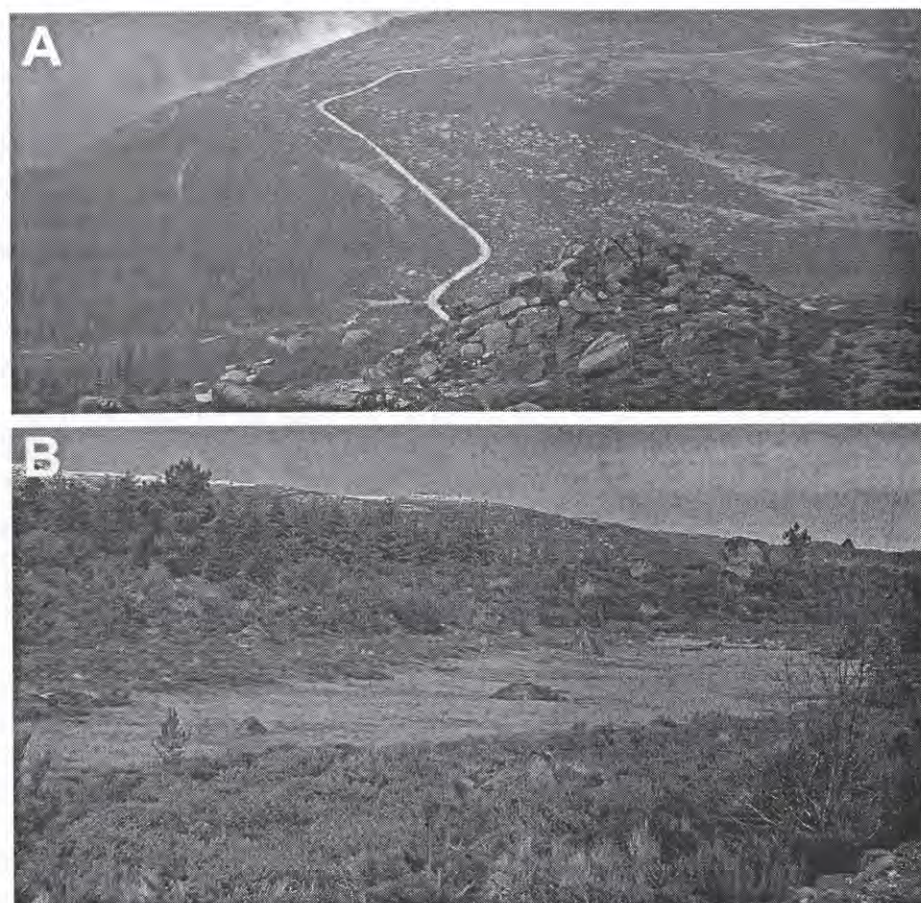


Figura 3.60 – Lagoa Seca (Cabeceira do Vale de Beijames). A – Vista para norte desde os Poios Brancos. Notar os arcos morénicos à direita da estrada e o sector deprimido com cervunal, imediatamente à sua esquerda. No sector arborizado também se encontram arcos morénicos; B – Aspecto do fundo da depressão visto para norte desde a estrada. A parte clara é o fundo aplanado com cervunal. Note-se o pequeno terraço com vegetação arbustiva rasteira de cor escura.

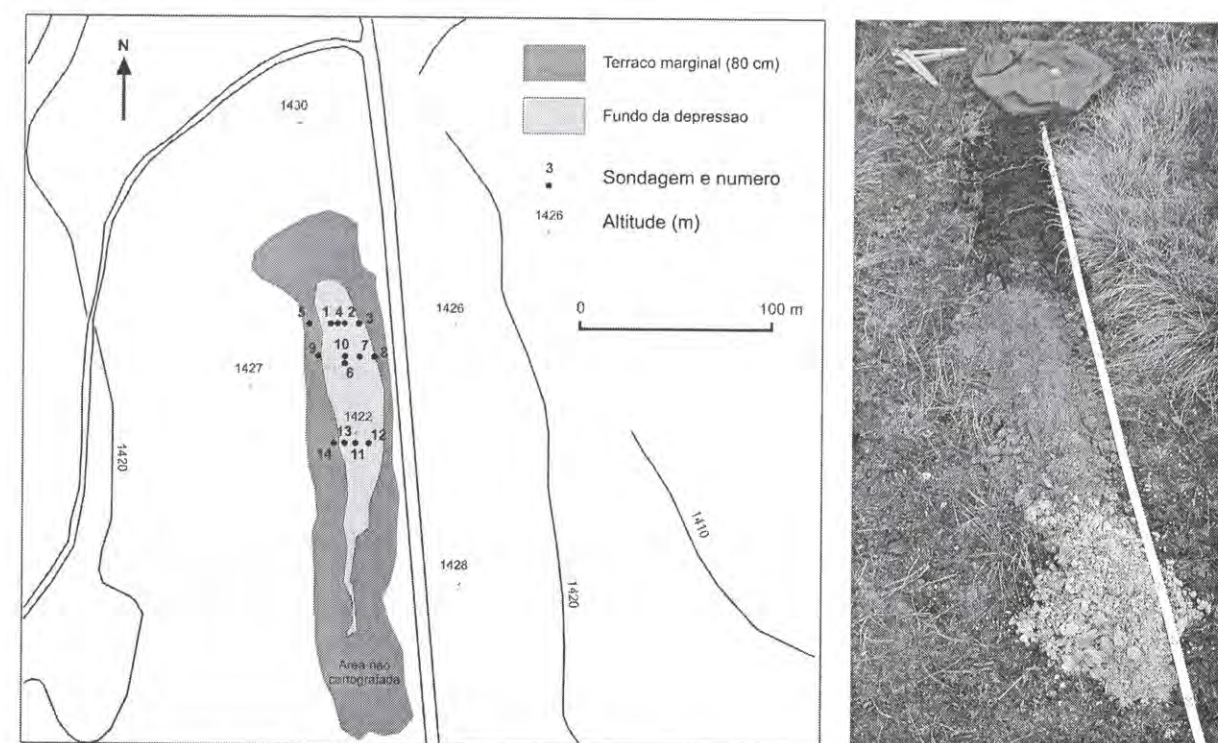


Figura 3.61 – Localização das sondagens efectuadas na Lagoa Seca e exemplo de sequência de sedimentação até 1,5 m de profundidade na sondagem nº 4.

altura, com uma superfície em *glacis*, inclinada do exterior para o interior da depressão. A largura do terraço varia entre cerca de 6 e 12 m, e a sua superfície apresenta frequentes calhaus e blocos, envolvidos numa matriz de areias grosseiras e saibro.

De forma a caracterizar o material que colmata a Lagoa Seca e a estudar a sua evolução, foram efectuadas 13 sondagens no fundo e no terraço, ao longo de três perfis transversais no sentido W-E (Fig. 3.61). Utilizou-se, para isso, uma sonda de solos manual Eijkelkamp, tendo-se atingido a profundidade máxima de 225 cm. Este tipo de sonda permite obter carotes de sedimento, mas não conserva a sua estrutura, pelo que as observações são apenas de cariz granulométrico, de sobreposição e da cor dos sedimentos. Os três perfis paralelos permitem obter uma imagem da disposição tridimensional dos corpos sedimentares, e assim, inferir acerca das condições de sedimentação. Os trabalhos foram efectuados em colaboração com a Profª. Barbara Woronko (Universidade de Varsóvia).

Os resultados das sondagens permitem reconhecer o preenchimento da depressão até uma profundidade de cerca de 2 m. Nos três perfis, essa foi a profundidade máxima atingida, correspondendo às sondagens mais internas²⁴, e como se pode verificar na figura 3.62, a sedimentação parece ter-se verificado preenchendo uma forma regularmente côncava. Os

²⁴ Na sondagem 4, apenas atingimos 170 cm de profundidade, pois não foi possível perfurar o nível de areia grosseira.

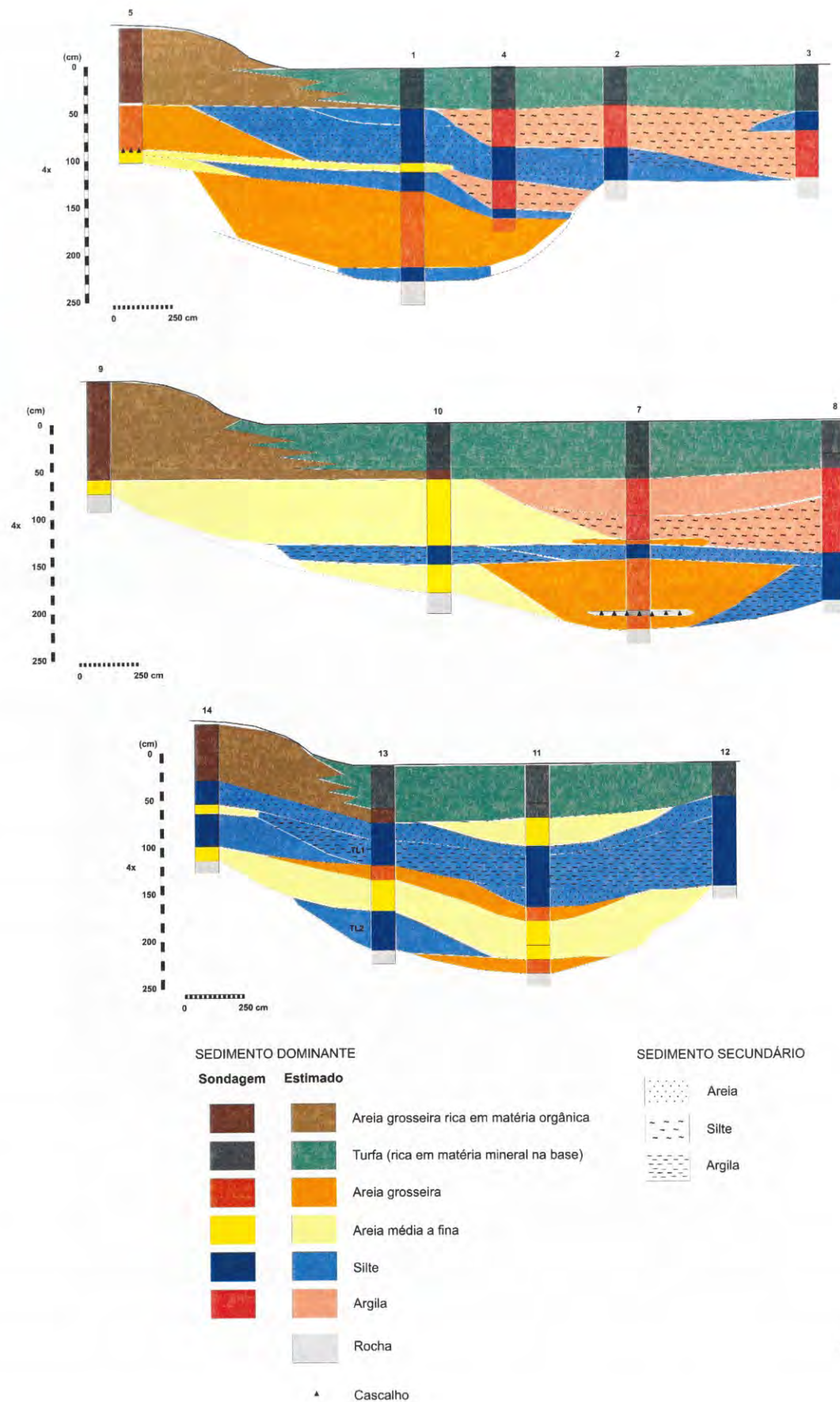


Figura 3.62 – Aspectos da litoestratigrafia da Lagoa Seca efectuada com base em sondagens manuais.

limiares máximos de profundidade correspondem à presença de rocha compacta, embora não seja ainda possível precisar se esta corresponde ao substrato ou a um nível com calhaus e blocos. É de notar que, apesar da posição intermorénica da depressão sugerir a existência de um nível morénico em profundidade, que se assemelhe aos blocos envolventes, a forma regular do nível mais resistente parece indicar tratar-se de uma bacia talhada no substrato.

As sondagens permitiram verificar que a sedimentação da Lagoa Seca é dominada por detritos de dimensão igual ou inferior às areias, geralmente homométricos, por vezes bem calibrados, ilustrando muitas variações na energia, tanto na vertical, como lateralmente (Fig. 3.62). É ainda notória uma diminuição geral da granulometria da base para o topo, especialmente nos dois perfis mais a norte, reflectindo uma redução da energia do sistema sedimentar. Trata-se de uma sedimentação em ambiente aquoso, que, como mostraremos, está relacionada, em larga medida, com a fusão glaciária. Todas as sondagens revelam um nível rico em matéria orgânica, de tipo turfeira, nos 50 cm superficiais.

A primeira fase de sedimentação registada nas sondagens corresponde a um fácies em que dominam as areias, geralmente grosseiras e mal calibradas. É notória a existência de um canal mais dinâmico na parte central dos perfis que reflecte um escoamento energético, e que apenas permitiu a sedimentação da fracção arenosa (Fig. 3.63). A presença de um nível cascalhento pouco espesso resulta de episódios erosivos, correspondendo a um depósito residual. Esses aumentos no caudal devem estar relacionados com um maior afluxo de água de fusão glaciária. A razão de se verificarem variações granulométricas laterais tão frequentes deve estar associada à mudança na posição das correntes e canais. Essas modificações na posição dos canais são iniciadas por um episódio erosivo, ao qual se segue a deposição de areias grosseiras mal calibradas, e depois, de material progressivamente mais fino, num

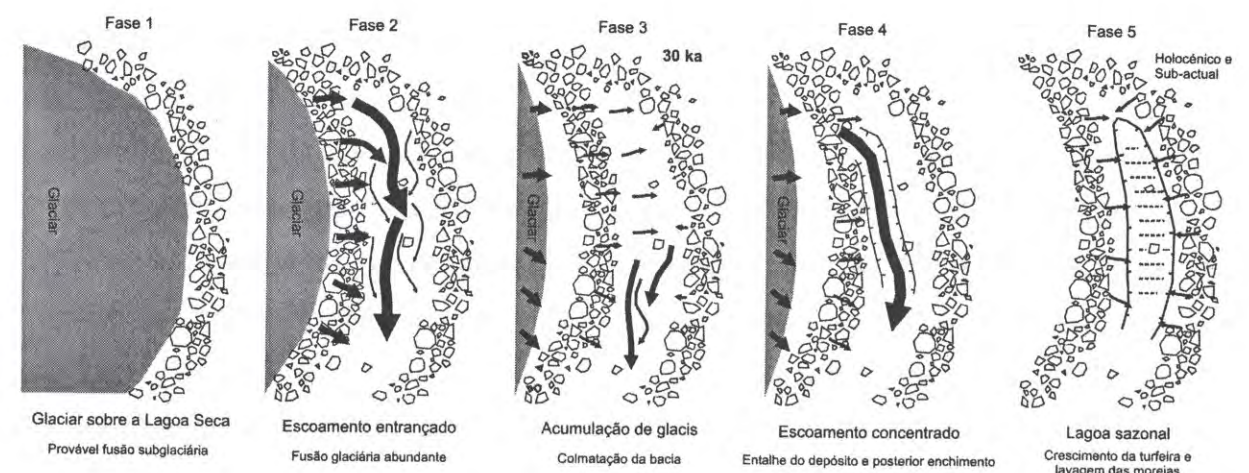


Figura 3.63 – Interpretação da evolução da depressão da Lagoa Seca desde o Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela.

regime hidrológico tipicamente glaciário, acompanhando o ritmo térmico diurno. Neste âmbito, identificam-se vários ciclos sedimentares, que são particularmente claros nos sedimentos da sondagem 11. Estas observações, aliadas à posição intermorénica da bacia, sugerem que esta fase inicial da sedimentação corresponderia a uma pequena planície de lavagem proglaciária com escoamento fluvioglaciário entrancado (Fig. 3.63-B).

A metade superior das sondagens revela condições de sedimentação distintas, em particular nos casos dos perfis 1 e 2. Nestes, é notória a diminuição granulométrica geral de oeste para leste, que se traduz num sistema similar a um leque aluvial, ou a um *glacis* de acumulação (Fig. 3.63-C). No perfil 1, nota-se a ocorrência de dois ciclos normais, separados por uma fase com maior capacidade de transporte, que originou um nível cascalhento no sector ocidental. Estes *glacis* devem estar associados à lavagem do material morénico pelas águas de fusão glaciária, e reflectem episódios com afluxo lento de água, interrompidos por um episódio de maior caudal, e com carácter erosivo. Este, poderá estar relacionado com a drenagem de uma massa de água localizada próximo da margem glaciária. O nível silto-arenoso com areão registado na sondagem 3, sugere a existência de um outro leque relacionado com a lavagem da moreia localizada a leste.

Mais a sul, o perfil 3 reflecte um comportamento idêntico, com vários ciclos de sedimentação, especialmente desenvolvidos na parte central da bacia. Este fácies sugere a manutenção de um sistema entrancado nessa parte da bacia até ao começo da sedimentação orgânica. A sedimentação mineral termina com a colmatação de uma estrutura de tipo canal por areias grosseiras, que deve estar associada à lavagem da moreia a oeste (Fig. 3.63-D). Esta sequência de colmatação da bacia pode ter demorado apenas alguns anos.

Após a retirada do glaciário, deixou de haver alimentação em água suficiente, e com a colmatação da bacia, esta tornou-se num ambiente com poucas condições para a sedimentação detrítica. Inicia-se então o desenvolvimento da turfeira associada às pobres condições de drenagem. É provável que o pequeno terraço marginal esteja já relacionado com uma evolução subactual, que se caracteriza pela formação de uma pequena lagoa de profundidade decimétrica na estação fria. Havendo coincidência entre a presença da lagoa, e os eventos de precipitação mais intensa, como efectivamente sucede, o material que continua a ser lavado da moreia vai migrar para a lagoa, mas não progride significativamente para o seu interior, formando o pequeno terraço (Fig. 3.63-E).

As características granulométricas das unidades siltosas, em especial estando associadas a um ambiente proglaciário com escassa espessura de água, tornam-nas muito favoráveis para serem datadas através de termoluminescência. Duas amostras recolhidas da sondagem 13

(perfil 3), forneceram idades de $30,0 \pm 4,5$ TL ka BP (150 cm de profundidade) e $29,7 \pm 4,5$ TL ka BP (180 cm). Embora a posição estratigráfica das amostras seja inversa às idades obtidas, consideramos que não se trata de um verdadeiro problema, pois são valores muito próximos e claramente sobrepostos ao considerarmos as margens de erro de 4,5 ka. Estas datações, casos estejam correctas²⁵ são particularmente importantes pois revelam um momento já posterior ao UMGSE, em que a recessão do glaciário do Zêzere já se iniciara.

g) Corte da Central Hidroeléctrica da Senhora do Desterro (Alva)

Este afloramento situa-se na estrada que liga São Romão ao Cocharil (Lagoa Comprida), próximo da Central Hidroeléctrica da Senhora do Desterro, na vertente esquerda do Vale do Alva, a uma altitude de cerca de 820 m (Fig. 3.44). O corte está alcandorado na vertente, cerca de 15 m acima do actual leito do Alva e apresenta três unidades principais (Fig. 3.64).

A unidade sedimentar inferior tem pelo menos 2 m de espessura, mas não é possível determinar a sua base abaixo do nível da estrada. É dominada por blocos e calhaus graníticos rolados e sub-rolados, com vários elementos com cerca de 50 cm de eixo maior. A matriz é composta por areias e cascalho, e a estrutura é predominantemente de suporte clástico. Em alguns sectores, o depósito é mais fino, e dominado por calhaus rolados, envoltos em abundante matriz de areia grosseira. É sempre uma unidade muito heterométrica, mas a imbricação dos calhaus e blocos é clara, características que traduzem uma dinâmica fluvial em ambiente de alta energia que interpretamos como de origem fluvioglaciária. Esta unidade é, aliás, muito semelhante aos cortes em depósitos fluvioglaciários da área de Manteigas. Especialmente interessante, é a distância relativamente grande a que o depósito se encontra em relação à margem glaciária, da qual dista cerca de 4 km. Este facto pode-se entender graças ao perfil transversal muito encaixado do vale do Alva, que limita o volume da sedimentação, e também ao elevado declive do perfil longitudinal, que origina condições de elevada energia de transporte.

Acima da unidade inferior surge uma outra unidade com cerca de 1 m de espessura, predominantemente silto-arenosa, maciça, com alguns leitos incipientes de areão e cascalho. É, para já, difícil dizer com segurança, mas é provável que esta unidade com litofácies distinto do da anterior, corresponda à sedimentação de areias finas no leito de cheia desenvolvido sobre os terraços fluvioglaciários, podendo corresponder à mesma fase da unidade inferior. A datação de um nível areno-siltoso nesta unidade, por termoluminescência, forneceu uma idade

²⁵ Ver limitações das datações por termoluminescência no capítulo 7.4.2.



Figura 3.64 – Corte da Senhora do Desterro (Vale do Alva). Notar o contraste entre o terraço fluvioglaciário em posição inferior (notar a imbricação), e o material areno-siltoso com leitos ricos em cascalho. A seta indica a localização da amostra datada por termoluminescência.

de $33,1 \pm 5,0$ TL ka BP, o que está de acordo com as idades obtidas para o final do UMGSE na Lagoa Seca.

Finalmente, na parte superior do corte, surge uma acumulação com cerca de 1,5 m de espessura, arenosa e com vários níveis sub-horizontais de areão e cascalho, com muitos elementos achatados, com estrutura, por vezes, em forma de lente, denunciando o preenchimento de canais. Em alguns locais encontram-se abarrancamentos preenchidos por *diamictons* maciços e muito heterométricos, com blocos rolados a angulosos, que devem representar escoadas de detritos recentes. Esta unidade parece ligada à alimentação proveniente do valeiro do Cabeço do Chão das Eiras, que é um tributário do Vale do Alva.

3.5. O SIGNIFICADO DOS TERRAÇOS DE OBTURAÇÃO LATERAL

Suzanne Daveau (1971) identificou e cartografou, pela primeira vez, os principais terraços de obturação lateral da Serra da Estrela, tendo-os designado então, por terraços de *kame*, denominação que rectificou mais tarde (Daveau, 1985). Tratam-se de formas de acumulação de pequena dimensão, que não ultrapassam algumas dezenas de metros de comprimento máximo, em geral triangulares, raramente entalhadas pelo escoamento, que se localizam a meia-vertente, no contacto entre os valeiros supraglaciários e as línguas glaciárias de vale (Fig. 3.65)²⁶. Estas características fazem com que sejam formas relativamente fáceis de identificar, tanto nos mapas topográficos na escala 1:25.000, como nas fotografias aéreas.

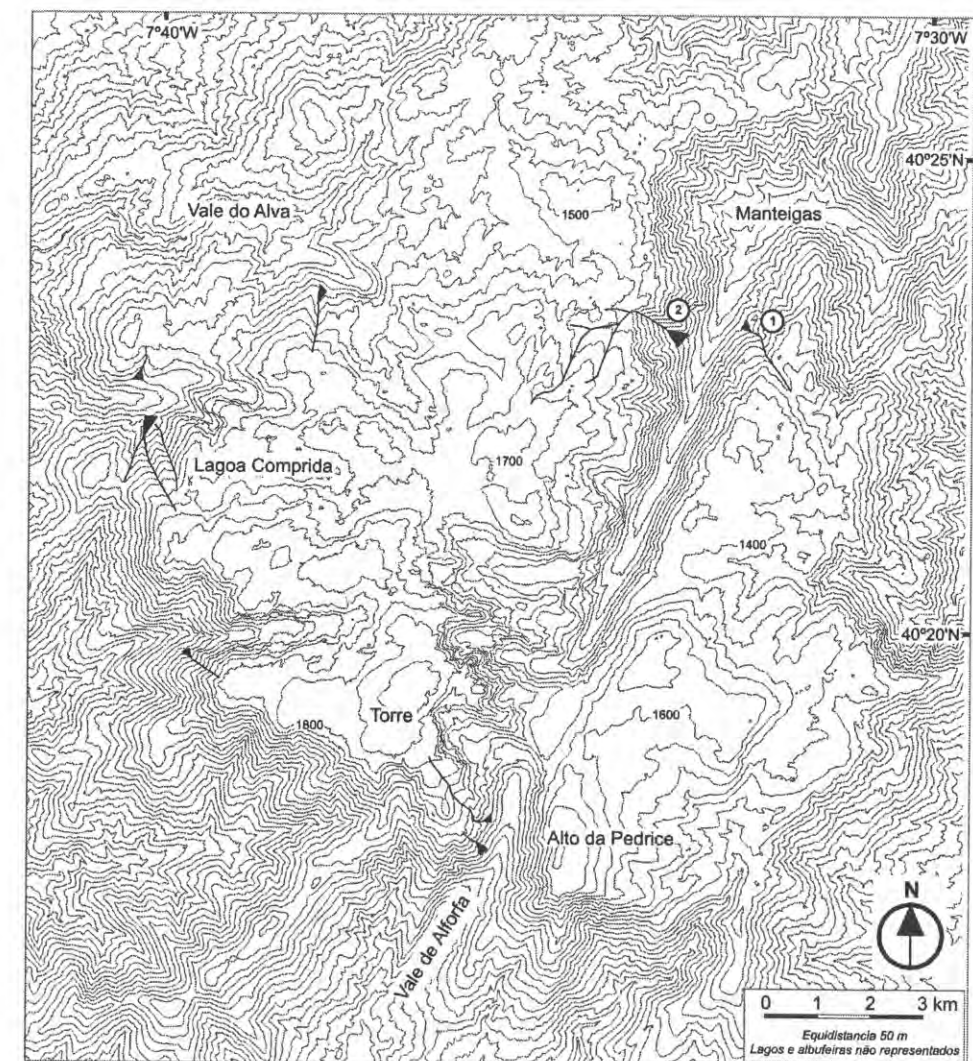


Figura 3.65 – Localização dos principais terraços de obturação lateral da Serra da Estrela e respectivos canais de alimentação. 1 – Terraço do Vale de Buraco; 2 – Terraço de Covais.

²⁶ Formas semelhantes ocorrem na Serra de Gredos, onde lhes é atribuída a designação local de *barquillos* (Martínez de Pisón e Palácios, 1997).



Figura 3.66 – Esquema interpretativo das unidades sedimentares de um terraço de obturação lateral.

A posição alcandorada deve-se ao efeito de barreira causado pelas moreias laterais (Fig. 3.66), não sendo clara a existência de casos em que a acumulação se tenha dado directamente de encontro à superfície do glaciar, como sugerido por Daveau (1971, 1985); ou seja, em qualquer um dos terraços de obturação lateral identificados, se encontram vestígios da existência de uma moreia lateral, apesar desta poder estar já muito degradada. Esta questão tem implicações importantes, pois a génese dos terraços de obturação lateral não tem que ser, necessariamente, contemporânea da glaciação, podendo estes ter evoluído já no Tardiglaciário e Holocénico, desde que as moreias causassem o referido efeito de obstrução ao escoamento.

Um depósito que Daveau (1971) considerou especialmente importante, observava-se ainda na década passada, num afloramento próximo do campo de futebol de Manteigas. Segundo a autora, esse depósito testemunhava a fase de máxima extensão do glaciar do Vale do Zêzere, num momento em que este se prolongava até São Gabriel, a jusante de Manteigas. Em nosso entender, o depósito do campo de futebol não é um terraço de obturação lateral, mas sim um leque aluvial alcandorado, sem relação com a língua glaciária²⁷. Aliás, não se encontraram ainda quaisquer vestígios glaciários na bacia de Manteigas a jusante da área da Senhora dos Verdes, o que aponta para que o glaciar do Zêzere não tenha ultrapassado esse local.

A figura 3.65 representa a localização dos terraços de obturação lateral da Serra da Estrela, e como se pode observar, com excepção do terraço de Manteigas, não é significativamente

²⁷ O depósito do campo de futebol de Manteigas é analisado no Capítulo 6.3.6.

distinta do de Daveau (1971). As observações da autora continuam por isso válidas, e na ausência de cortes que permitam observar a estrutura dos depósitos, pouco há a acrescentar. É de notar que, pelas características superficiais dos terraços, parecem tratar-se essencialmente de depósitos grosseiros, associados à torrencialidade dos valeiros que os originaram. Embora Daveau refira que o estudo sedimentológico poderia dar a conhecer novos aspectos da dinâmica periglaciária no UMGSE, pensamos que fundamentalmente forneceria indicações acerca da dinâmica fluvioglaciária e torrencial, com prováveis testemunhos de sedimentação lacustre, que seriam particularmente interessantes de analisar. Deste modo, dever-se-á investir futuramente num estudo mais detalhado dos terraços de obturação lateral da Estrela, em particular usando técnicas de prospecção geofísica para verificar a possibilidade de efectuar sondagens.

Importa ainda focar a importância do terraço de obturação lateral do Vale de Buraco para a definição da extensão máxima do Glaciar do Zêzere (Fig. 3.67). Este terraço é facilmente identificável no mapa topográfico 1:25.000, e foi a partir dele, que reconhecemos, primeiro por fotointerpretação, e depois, no campo, a moreia lateral da Fonte Santa, que se prolonga para montante partindo do terraço (Cap. 4.9.).



Figura 3.67 – Vale do Zêzere na área de Manteigas visto para sudeste. A seta indica a posição do terraço de obturação lateral de Vale de Buraco, e o tracejado, indica a posição da moreia da Fonte Santa, e consequentemente, o término do Glaciar do Zêzere.

3.6. AS ACUMULAÇÕES ARENO-CASCALHENTAS DO VALE DO ZÊZERE

No Vale do Zêzere, no troço médio e inferior das vertentes, especialmente na área entre Albarcãs e Lameiras, é bem visível a ocorrência de depósitos compostos por areias, areão e cascalho de cor clara. Na maior parte dos locais, esse material está misturado com blocos típicos dos taludes de detritos (Cap. 6.2.), e é difícil estabelecer uma distinção entre os dois tipos, mas em alguns sectores, o depósito individualiza-se de forma clara. Essas áreas estão cartografadas na figura 3.68.

Os cortes mais importantes localizam-se entre o Covão da Caldeira e o Lameiro do Grilo, em particular, a jusante da Barroca de Água, e expõem a estrutura interna de várias cristas areno-cascalhentas perpendiculares ao vale (Fig. 3.69). As cristas têm diferente desenvolvimento e grau de conservação, subindo cerca de 70 m na vertente, e apresentando uma largura até cerca de 30 m, e espessuras superiores a 8 m, como é o caso da acumulação principal da Barroca de Água (Fig. 3.69-A). Estes depósitos foram pela primeira vez

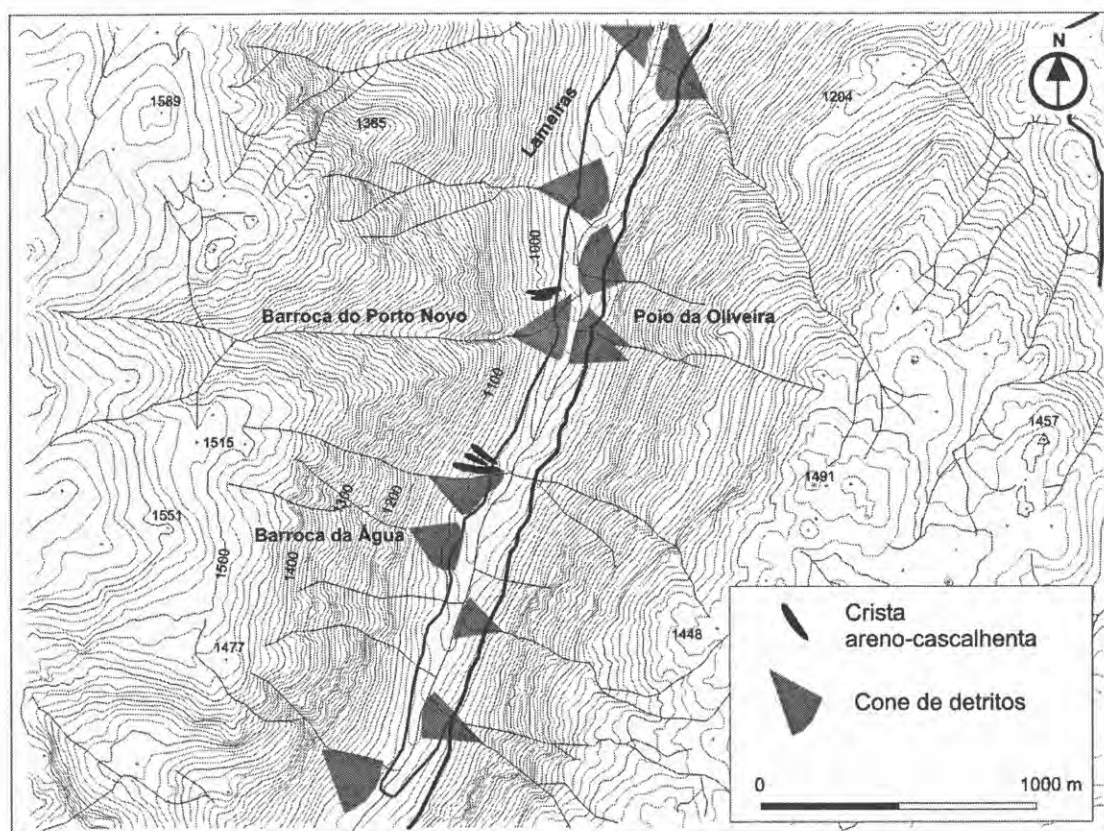


Figura 3.68 – Localização das cristas areno-cascalhentas do Vale do Zêzere.

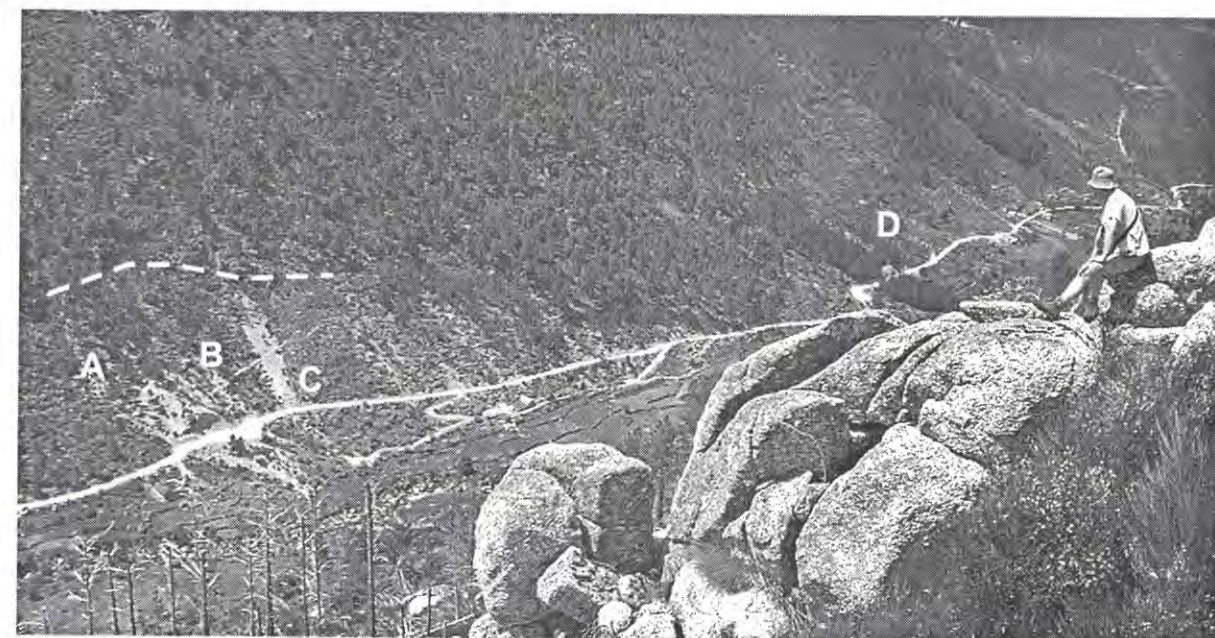


Figura 3.69 – Acumulações areno-cascalhentas da vertente esquerda do vale do Zêzere, entre a Barroca de Água e o Lameiro do Grilo, vistas do sítio do Fojo. A linha a tracejado marca o limite superior das acumulações. A – Acumulação principal; B e C – Acumulações de menor dimensão; D – Cortes da área do Lameiro do Grilo.

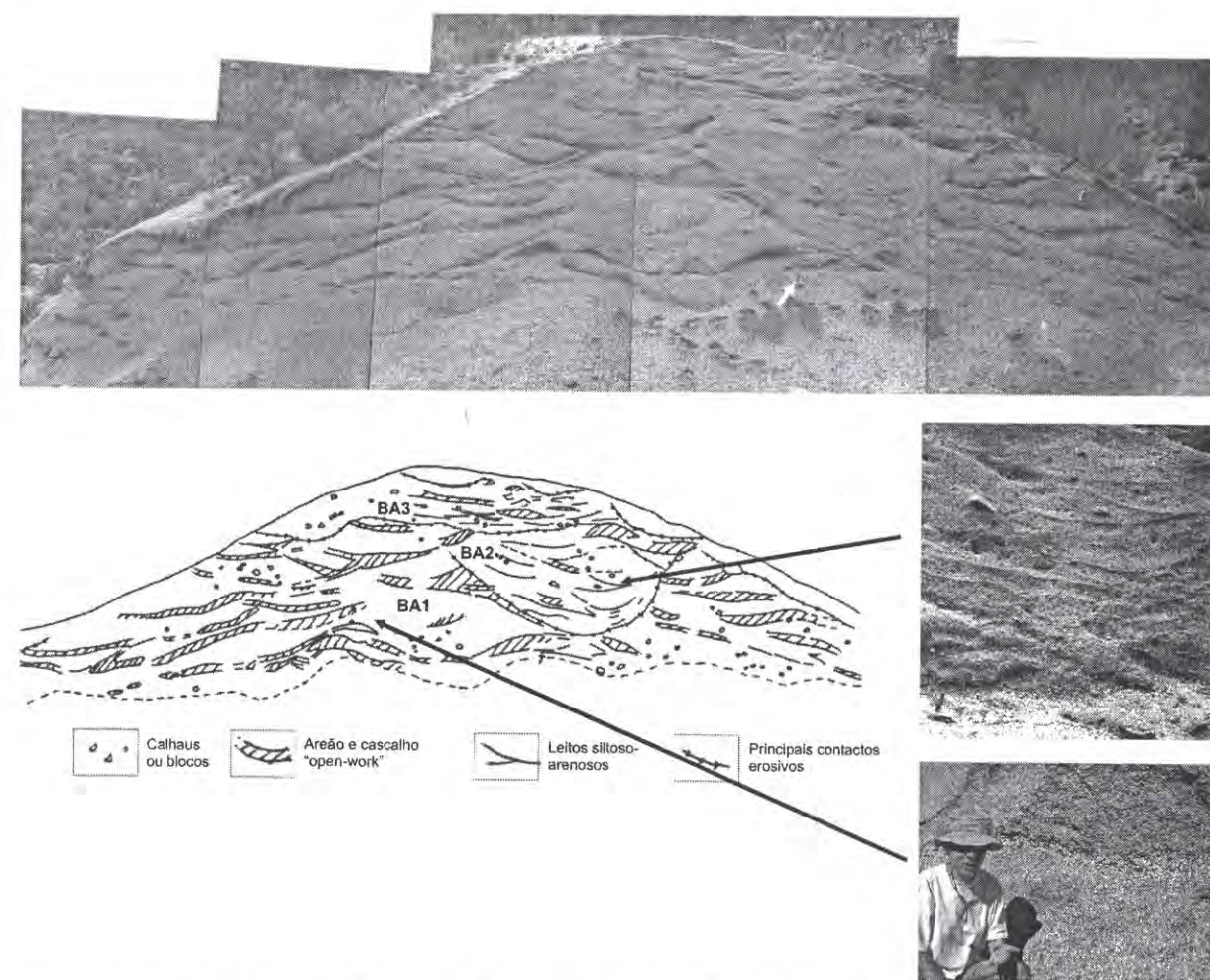


Figura 3.70 – Corte principal da Barroca de Água e esquema da estrutura sedimentar, com indicação dos três corpos principais. A seta branca na fotografia superior, indica a posição de um martelo que serve de escala.

descritos por Bezembinder e Niessen (1989), tendo sido interpretados como cristas de *kame*²⁸.

Como referimos, o corte principal, com maior dimensão e riqueza sedimentológica, é o que se localiza a jusante da Barroca de Água²⁹ (Fig. 3.70). As suas características são representativas dos outros afloramentos menores, embora nesses, as estruturas sedimentares estejam menos desenvolvidas. O corte da Barroca de Água engloba-se num conjunto de três cristas arenosas, que se iniciam a cerca de 85 m de altura na vertente, e se prolongam no sentido do declive, até à planície aluvial actual (Fig. 3.69). A crista tem um perfil transversal convexo, formando uma colina alongada (Daveau *et al.*, 1997), com cerca de 8 m de altura e aproximadamente 25 m de largura máxima. O declive da superfície é de 20° no terço inferior, 30° no terço intermédio, e 32° no terço superior. À superfície encontram-se blocos métricos de granito de Seia, que devem corresponder a desabamentos da vertente ou a restos de moreia. As características sedimentares do depósito são relativamente homogéneas, mas é possível

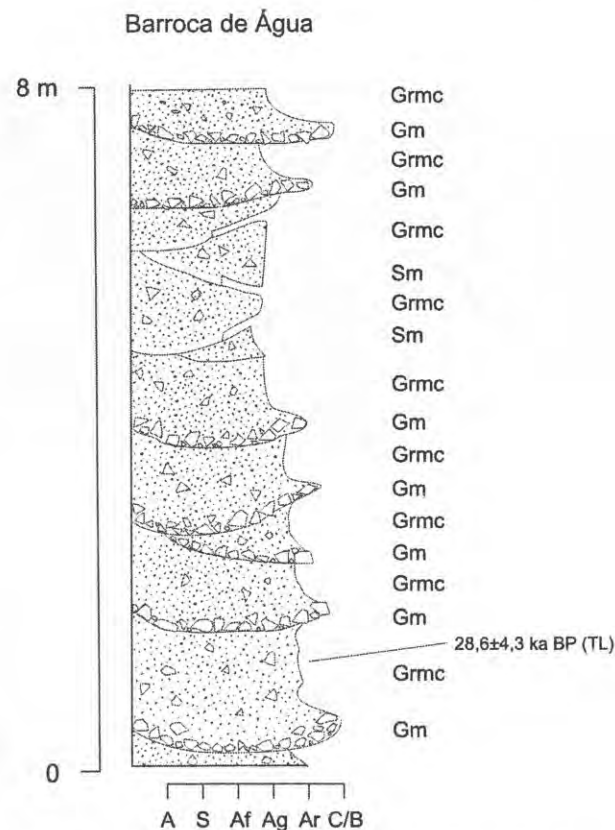


Figura 3.71 – Estratigrafia e litofácies do depósito principal da Barroca de Água. Litofácies seguindo Benn e Evans (1998, p. 382 – adaptado de Miall, 1978 e Eyles *et al.*, 1983): Gm – Cascalho de suporte clástico, maciço; Grmc – Grânulos maciços com clastos isolados; Sm – Areias maciças. Escala granulométrica: A – Argila; S – Silte; Af – Areia fina; Ag – Areia grosseira; Ar – Areão/grânulos; C/B – Cascalho ou blocos.

²⁸ *Kames ridges* no original.

²⁹ Este corte está a ser estudado em colaboração com a Prof^a. Barbara Woronko (Universidade de Varsóvia).

identificar 3 corpos sedimentares delimitados por contactos erosivos (Vieira, 1998) (Figs. 3.70 e 3.71).

O corpo sedimentar inferior (BA1) apresenta uma estrutura entrecruzada em ventre, sem laminação (Daveau *et al.*, 1997). Os leitos mais grosseiros são compostos por cascalho anguloso e areão de granito de Seia, sendo os elementos, policristalinos e angulosos. Esses leitos têm uma espessura centimétrica e constituem a parte inferior de canais de profundidade decimétrica, que, por sua vez, são preenchidos por areias mal calibradas e silte, maciços, onde “flutuam” alguns calhaus angulosos a subangulosos (Daveau *et al.*, 1997).

Abaixo do estradão, e na parte lateral do afloramento, é possível observar em corte longitudinal o depósito, e é visível a inclinação dos leitos, de cerca de 30° em direcção à base da vertente. A figura 3.72 mostra os resultados de medições da inclinação dos leitos efectuadas nas três colinas adjacentes. Foram encontradas duas tendências diferentes: no afloramento principal e no central, os valores medidos variaram entre 10 e 38° de inclinação para SE, o que mostra um fluxo proveniente da vertente; por outro lado, no afloramento mais setentrional, a inclinação dos leitos faz-se em direcção à vertente, com um ângulo de mergulho de 23 e 30°. O significado destes últimos valores ainda não é claro, podendo representar um fluxo direccionado do glaciário para a vertente, ou então, estruturas de tipo anti-duna, que ocorrem em situações de elevada energia de escoamento.

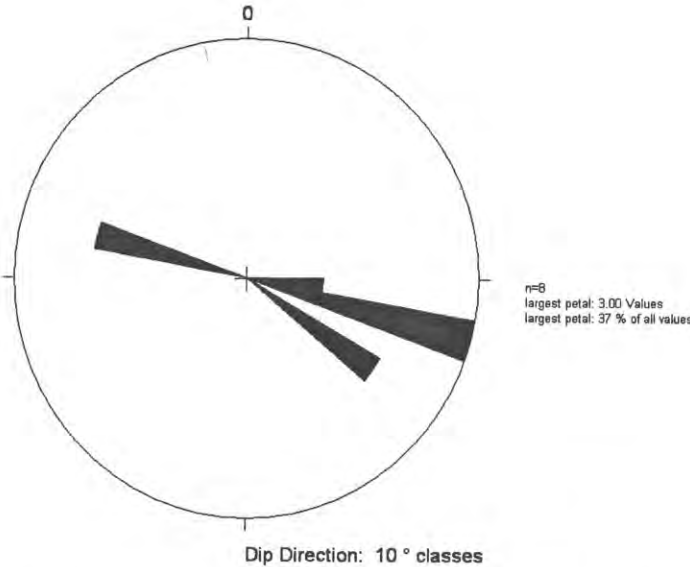


Figura 3.72 – Inclinação dos leitos das acumulações de areia e cascalho da área da Barroca de Água. Nota: o número de medições é de apenas 8.

O corpo sedimentar intermédio (BA2) contacta com o inferior por superfície erosiva, correspondendo ao preenchimento de um canal, regularmente côncavo, com cerca de 2 m de largura máxima. A litologia é idêntica à de BA1, mas predomina o material areno-siltoso, maciço e com raros calhaus angulosos. A estratificação entrecruzada em ventre está presente, mas não é tão clara como no material inferior. É interessante notar, que o fundo dos canais é composto por um sedimento silto-arenoso de cor acinzentada, com espessura de cerca de 1 cm (Vieira, 1998). Este tipo de preenchimento de canal é portanto oposto ao que sucede em BA1.

O corpo sedimentar superior (BA3) foi observado com dificuldade, pois encontra-se na parte alta do corte, mas individualiza-se claramente dos anteriores. Ele corta BA1 e BA2, e corresponde ao preenchimento de um canal amplo e pouco profundo, sendo visíveis vários canais de pequena dimensão e profundidade no seu interior. As características granulométricas parecem semelhantes a BA1, mas a estratificação entrecruzada em ventre não está presente, ocorrendo leitos irregulares e sub-horizontais de material areno-siltoso maciço, e de cascalho, aparentemente em *open-work*. É de notar que no topo do corte as estruturas sedimentares revelam que a forma convexa da crista é, pelo menos em parte, de natureza erosiva.

A interpretação das acumulações arenosas do Vale do Zêzere, em particular no que se refere ao corte da Barroca de Água, tem gerado alguma controvérsia. Bezembinder e Niessen (1989) interpretaram estes depósitos como cristas de *kame* (*kame ridges*) depositadas no contacto da vertente com o glaciar do Zêzere, provavelmente já numa fase de gelo-morto³⁰. Estes autores referem também a origem hídrica da estratificação entrecruzada. Daveau *et al.* (1997) e Vieira (1998), apesar de apresentarem muitas dúvidas quanto à interpretação do depósito (referindo mesmo a possibilidade de ligação com a dinâmica da língua glaciária), baseiam-se nos trabalhos de Bertran *et al.* (1995a) e de Van Steijn *et al.* (1995), para o considerarem como uma “*grèze* com estratificação irregular”, com transporte de tipo escoada de detritos, talvez com solifluxão assistida pela neve e pelo gelo intersticial (Daveau *et al.*, 1997, p. 46).

No que se refere à origem do sedimento, citamos as observações de Daveau *et al.* (1997, p. 46): “O carácter anguloso e policristalino dos elementos arenosos grosseiros mostra que o material é de origem local e resultou da fragmentação, muito provavelmente crioclástica, do granito porfiróide. Em todo o caso, é de eliminar a arenização por alteração química,

³⁰ Agradecemos a Jan Jansen a tradução do documento original.

atendendo ao carácter policristalino dos grãos, e um transporte prolongado pela água que teria como resultado um afeiçoamento das arestas dos elementos feldespáticos...”.

Já no que se refere aos processos de transporte e à deposição, a estratificação entrecruzada em ventre, revela escoamento hídrico num ambiente muito dinâmico, marcado por múltiplos episódios de erosão e acumulação em canais. A graduação presente nos canais em BA1 é particularmente interessante, pois ilustra episódios de escoamento com elevada capacidade de transporte, que se reflectem na sedimentação de cascalho em *open-work*, sem condições para a deposição de finos, seguindo-se bruscas reduções no caudal, que levam à acumulação dos leitos areno-siltosos maciços, que traduzem condições de escoamento hiperconcentrado. A unidade BA2 reflecte condições opostas, primeiro com um escoamento de baixa capacidade de transporte, seguindo-se um episódio de escoamento hiperconcentrado que origina o sedimento maciço. A unidade superior deve reflectir uma dinâmica semelhante à primeira, embora o escoamento se dê em canais mais abertos. Os três corpos sedimentares encontrados, traduzem portanto mecanismos de transporte e deposição similares, e as diferenças sedimentológicas devem estar relacionadas com factores locais. Um outro aspecto que nos parece ser significativo, é a escassez de blocos, em particular se considerarmos as características das vertentes do Vale do Zêzere, marcadas pelos taludes detríticos com grandes blocos graníticos.

É de notar a presença de material com características granulométricas idênticas na vertente direita do Vale do Zêzere (Poio da Oliveira), embora sem que sejam visíveis estruturas sedimentares, sugerindo que uma dinâmica semelhante tenha ocorrido nas duas vertentes.

Quanto à forma das cristas, esta parece ser essencialmente o resultado da erosão hídrica pós-glaciária, pois os canais marginais estão claramente cortados e o depósito deveria ter maior continuidade lateral, estando provavelmente ligado às outras cristas arenosas que existem no vale. Aliás, é difícil compreender, mesmo considerando a elevada permeabilidade do depósito, como é que as cristas, caso fossem formas próximas das originais, se teriam conservado durante o Holocénico, em particular numa área tão marcada pela acção antrópica (pastoreio intensivo, agricultura, incêndios, etc.). Um outro indício que salienta o carácter erosivo das cristas é a acumulação de blocos que se encontra na depressão entre as duas cristas mais degradadas presentes na área do Lameiro do Grilo. Esses blocos sugerem que a depressão resulta de uma incisão linear, e não da acumulação de duas cristas adjacentes, correspondendo os blocos a um depósito residual.

Tendo em conta o que foi exposto, as estruturas sedimentares presentes no corte da Barroca de Água devem-se essencialmente à ocorrência de escoadas de detritos, e essa génese

pode-se aplicar tanto à hipótese subglaciária, como à subaérea. É portanto necessário recorrer a uma análise das condições geomorfológicas no entorno do afloramento, para tentar aferir qual a génese mais provável. Assim, talvez o facto que introduz mais limitações à génese subaérea, seja a ausência de entalhes na vertente onde a água se pudesse concentrar, de modo a originar as inúmeras e repetidas escoadas de detritos que o corte testemunha. Por outro lado, condições hidrológicas desse tipo, podiam estar associadas a um glaciar em recessão, com acumulações de água supra, intra ou justaglaciárias, que seriam libertadas em episódios de elevado caudal originando as escoadas de detritos. Um outro indício que merece ser considerado é a presença de lâminas silto-arenosas acinzentadas, material que na Estrela, apenas foi encontrado em depósitos glaciários e fluvioglaciários. Estas observações são ainda insuficientes para uma interpretação definitiva, mas sugerem que as acumulações areno-cascalhentas da Barroca de Água poderão corresponder a depósitos fluvioglaciários com uma génese no contacto entre o glaciar e a vertente. Poder-se-iam assim, tratar de resíduos de um terraço de *kame*³¹ original, interpretação próxima da de Bezembinder e Niessen (1989).

A ausência de estruturas de deformação pós-sedimentares indica que, caso a hipótese glaciária seja a correcta, o gelo não teria movimento basal, verificando-se uma situação de gelo-morto. É de notar que uma massa tão espessa de gelo-morto (pelo menos atingiria o topo dos depósitos, a 85 m de altura), estava certamente ligada a uma deglaciação areolar nesta parte do vale. A grande sensibilidade do glaciar do Zêzere, mesmo a pequenas variações na ALE, é discutida no capítulo 5.3. e está de acordo com estas observações.

De referir, finalmente, que um nível maciço silto-arenoso da unidade BA1 forneceu, por termoluminescência, a idade de $28,6 \pm 4,3$ TL ka BP. Esta idade está, *grosso modo*, de acordo com outras obtidas para o início da deglaciação (por ex.: Lagoa Seca e Sra. do Desterro).

³¹ *Kame* é um termo de origem gaélica (*cam* ou *kaim*), usado originalmente para descrever cristas onduladas ou colinas de vertentes abruptas, e engloba, por isso, além dos *kame* no sentido geomorfológico do termo, também os *eskers* (Embleton e King, 1968; Benn e Evans, 1998). Do ponto de vista geomorfológico, segundo Ehlers (1996, p. 101), consideram-se como *kame* as formas constituídas por depósitos fluvioglaciários acumulados no glaciar, ou na margem glaciária, tendo o gelo apenas um papel passivo, em que constitui uma ou mais barreiras para a sedimentação. Esta é, por isso, uma definição abrangente. Já no caso do termo terraço de *kame*, a generalidade dos autores considera que se tratam de terraços com declive suave alcandorados nas vertentes dos vales, constituídos por sedimentos depositados por cursos de água de fusão, que escoavam no contacto entre o glaciar e a vertente (Benn e Evans, 1998, p. 490), pelo que as formas do Vale do Zêzere, apenas poderão constituir resíduos dos terraços originais. Cabe ainda referir, que para Brodzikowski e Van Loon (1991), a utilização do termo *kame*, do ponto de vista sedimentológico, não faz sentido, pois corresponde a uma grande diversidade de depósitos. Porém, os mesmos autores advogam o seu uso como definição de cariz geomorfológico. Os terraços de *kame* são característicos de condições de recessão glaciária (Brodzikowski e Van Loon, 1991; Ehlers, 1996).

3.7. LAGOA SECA. ARCOS MORÉNICOS DE RECESSÃO E DIFLUÊNCIA GLACIÁRIA

3.7.1. Características gerais

A área da Lagoa Seca corresponde à portela ampla situada na cabeceira do Vale de Beijames, que faz a ligação entre os planaltos do Curral da Nave e dos Poios Brancos (Fig. 3.73). A portela tem cerca de 1100 m de comprimento ao longo do interflúvio, e 300 m de largura, variando entre 1410 e 1440 m de altitude, com declives geralmente inferiores a 5°. A vertente do vale do Zêzere encontra-se a oeste, e tem um comando de 300 m e declives superiores a 20° que, em alguns sectores, ultrapassam 40°. A este situa-se o Vale de Beijames, que neste sector apresenta um fundo aberto e de declive suave (<10°). A nordeste, através de uma vertente de declive suave (<10°), faz-se o contacto com o Planalto da Malhada Alta (1461 m), e a sul, por intermédio de uma vertente com declive entre 10 e 30°, atinge-se o Planalto dos Poios Brancos – Curral do Vento (ca. 1700 m).

No que se refere à litologia do substrato, no sector norte aflora o granito de duas micas porfiróide de grão grosseiro de Seia, e na parte sul, o granito de duas micas porfiróide de grão médio da Covilhã (Fig. 1.6). Na portela, o substrato encontra-se coberto por material morénico, que forma vários arcos, descritos por Daveau (1971) (Figs. 3.73 e 3.74-B). Os arcos morénicos testemunham a difluência do glaciar do Zêzere, e uma espessura de gelo no vale, de cerca de 300 m. Entre os arcos morénicos encontra-se uma área deprimida que fica

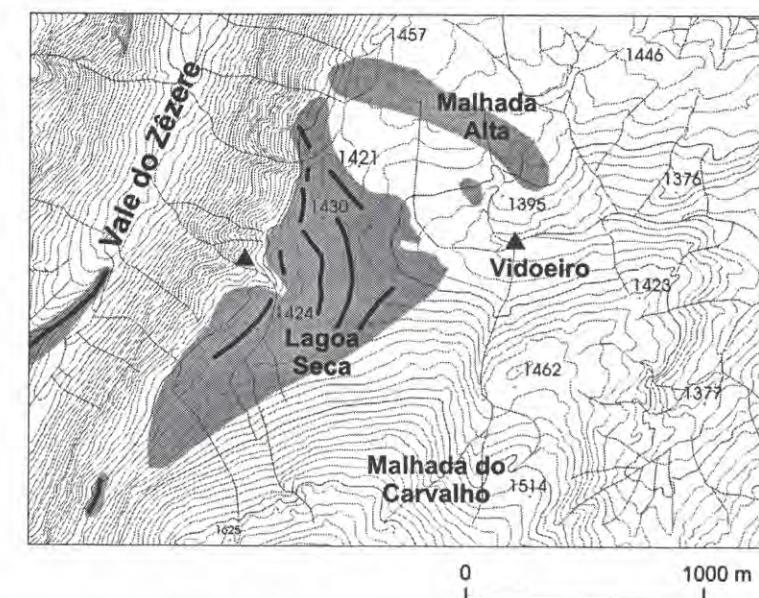


Figura 3.73 – Topografia e moreias da área da Lagoa Seca. A cinzento representa-se a cobertura de blocos morénicos, a preto as cristas morénicas, e os triângulos representam cortes em till subglaciário.

inundada no Inverno, designada por Lagoa Seca, e classificada por Daveau no mapa geomorfológico como “antigo lago” (ob. cit., p. 14).

É interessante notar a semelhança altitudinal entre o fundo do Vale da Candeeira e a portela da Lagoa Seca, aspecto que associado à posição alinhada dos dois, levou Daveau (1969) a interpretá-los como formas relacionadas com uma antiga direcção de drenagem.

3.7.2. Moreias

Os arcos morénicos presentes na área da Lagoa Seca testemunham a elevada espessura de gelo no vale do Zêzere, numa fase geralmente apontada como correlativa da máxima extensão glaciária. Existem 4 arcos morénicos bem definidos, marcando momentos de estabilidade (ou avanço) e pequenos retrocessos no glaciar do Zêzere. O arco mais externo, já bastante degradado, apresenta-se mais alongado, traduzindo uma canalização do fluxo do gelo na cabeceira do Vale de Beijames (Fig. 3.74-B).

Os arcos morénicos são compostos essencialmente por blocos graníticos sub-rolados, de dimensão métrica e sem matriz à superfície, encontrando-se assentes em calhaus e areias, que constituem o resíduo já muito lavado da moreia original. É interessante notar que a acumulação ocorre principalmente no sector meridional da portela, originando uma diferença altitudinal em relação ao sector setentrional de cerca de 10 m (Fig. 3.73). A maior espessura da acumulação a sul deve-se ao fluxo do glaciar do Zêzere, e a ser esse o sector onde com mais intensidade se deu a difluência.

No caso de o alinhamento entre as duas cristas mais externas ser o mesmo arco morénico, uma reconstituição visual do troço em falta, representa uma distância de cerca de 160 m em relação ao segundo arco; este dista cerca de 120 m do terceiro; e este último, cerca de 135 m do arco mais interno. Cumulativamente, tratam-se de cerca de 400 m de retrocesso marcado por fases de estabilização ou reavanço intermédias.

A reconstituição da superfície do glaciar do Zêzere, revela que os arcos morénicos da Lagoa Seca são correlativos da moreia do Poio do Judeu, localizada 1500 m a montante, na Nave de Santo António (ver Cap. 3.8.). Aliás, o troço de vertente que separa as duas acumulações apresenta em torno de 1500 a 1430 m, uma cobertura, nem sempre contínua de calhaus e blocos morénicos (alguns com um diâmetro superior a 6 m), sendo em vários cortes, possível observar afloramentos de *till*.

Daveau (1971) referiu a existência de uma cobertura de material morénico a cerca de 1430 m de altitude na vertente a norte da portela da Lagoa Seca. Esta acumulação localiza-se

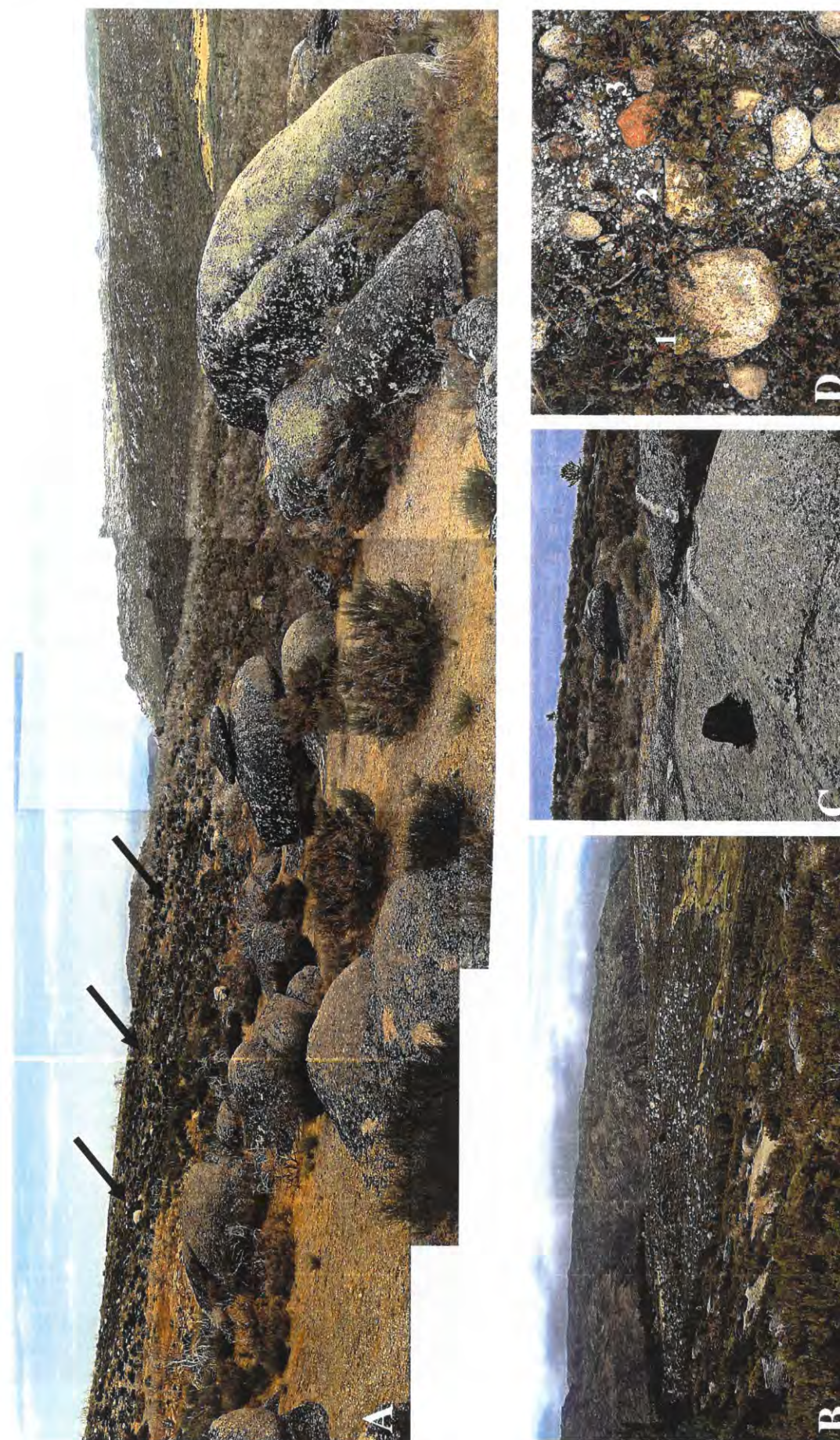


Figura 3.74 – Aspectos da acumulação de blocos morénicos antigos da Lagoa Seca. A – Cabeceira do Vale de Beijames vista para ESE, sendo de notar os blocos de granito grosseiro porfiróide *in situ* (1º plano), e a jusante, a vertente onde se encontra o campo de calhaus e blocos morénicos mais antigos (setas); B – Panorama da portela da Lagoa Seca visto para NW, sendo de notar os arcos de blocos morénicos, C – Filonete de quartzo polido e com a superfície sobrelevada em relação à rocha encaixante; D – Detalhe da acumulação morénica antiga, com granito moscovítico de grão médio alóctone (1), granito de grão grosseiro porfiróide de duas micas semelhante ao substrato (2) e granito róseo de grão médio por epissienitização, alóctone (3).

poucos metros a jusante de um pequeno *tor*, afastada cerca de 300 m do arco morénico externo, e é composta por blocos decimétricos envoltos em calhaus e areias, e cobre a vertente, embora pareça ser pouco espessa (Fig. 3.74-A). A posição da acumulação a jusante do *tor*, e além dos arcos morénicos, levou Daveau a deixar em aberto a possibilidade de se ter verificado uma glaciação mais antiga na Serra da Estrela, problema que discutimos no Capítulo 7.2. As nossas observações mostram que a acumulação de blocos é de facto de origem alóctone, pois a maior parte dos calhaus e blocos são de granito moscovítico da Estrela, que apenas existe no Planalto da Torre, o que testemunha um transporte pelo glaciar superior a 5 km (Fig. 3.74-D). Além disso, a acumulação é ainda mais extensa do que o indicado por Daveau, prolongando-se até cerca de 1390 m, próximo do sítio do Vidoeiro, o que denota uma difluência do Glaciar do Zêzere de cerca de 1 km e uma espessura de pelo menos 50 m de gelo na cabeceira do Vale de Beijames (Fig. 3.73). A cobertura de blocos morénicos tem um carácter pelicular, e encontra-se depositada sobre um substrato de granito porfiróide grosseiro, muito alterado. Acima do estradão, na vertente da Malhada Alta, encontram-se também filonetes de quartzo de aspecto polido e com a superfície levantada cerca de 8 a 10 cm em relação à rocha encaixante (Fig. 3.74-C).

É finalmente de referir a cobertura morénica existente na vertente do vale do Zêzere, sobre o umbral glaciário, a norte da Lagoa Seca, a 1430 m de altitude, num sector que testemunha também uma extensão do glaciar superior à delimitada pelos arcos morénicos acima referidos (Fig. 3.73). É uma acumulação de blocos métricos e decimétricos, calhaus e areias. Dominam os blocos de granito da Estrela, identificando-se também casos de granito de Seia e da Covilhã.

3.8. AS ACUMULAÇÕES DE BLOCOS DA NAVE DE SANTO ANTÓNIO

3.8.1. Características geomorfológicas da Nave de Santo António

A Nave de Santo António é uma ampla portela de forma trapezoidal, com cerca de 1500 m de comprimento e 750 m de largura, que separa os vales do Zêzere e de Alforfa a uma altitude de cerca de 1540 m, e também os planaltos da Torre e do Alto da Pedrice – Poios Brancos (Figs. 3.75 e 3.76). O topo do Cântaro Raso (1916 m) encontra-se a oeste, o alto do Cascalvo (1682 m) a leste, a vertente do vale de Alforfa, a sul, e a norte, a vertente do vale do Zêzere (Fig. 3.76). O mapa geológico não fornece indicações precisas acerca da litologia do substrato, pois segundo as indicações disponibilizadas, a Nave de Santo António encontra-se coberta por “depósitos glaciários e fluvioglaciários”. Contudo, a observação da litologia das áreas envolventes, mostra que deverá tratar-se de uma área de contacto entre os granitos da Estrela (moscovítico de grão médio a grosseiro), Covilhã (duas micas, porfiróide de grão médio) e Curral do Vento (duas micas porfiróide de grão médio).

Os limites norte e sul da Nave de Santo António são marcados pela presença de acumulações lineares de blocos heterométricos, envoltos em matriz areno-siltosa, que constituem moreias dos glaciares do Zêzere (moreia do Poio do Judeu) e de Alforfa (Fig. 3.75).



Figura 3.75 – Panorama geral da Nave de Santo António desde SW. MA – Moreia do Vale de Alforfa; MPJ – Moreia do Poio do Judeu; MT – Moreia do Teleférico; A, B e C – Cristas morénicas.

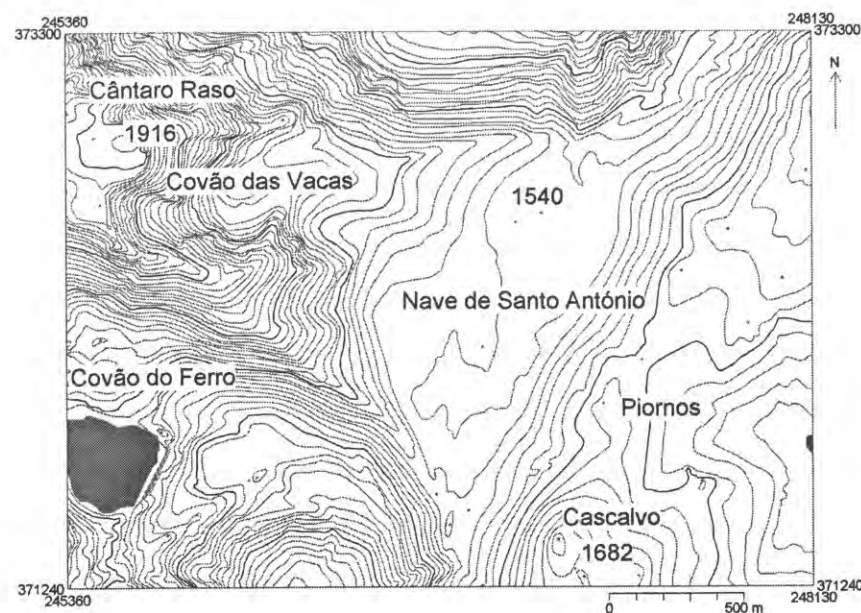


Figura 3.76 – Topografia da área da Nave de Santo António (Equidistância das curvas de nível = 10 m, elaborado com base na Carta Militar de Portugal 1:25.000 – digital).



Figura 3.77 – Aspecto geral da Nave de Santo António e da cabeceira do vale do Zêzere, vistos de WNW. Notar a posição da moreia do Poio do Judeu, no limite entre a portela da Nave de Santo António e o vale do Zêzere.

Estas moreias são aproximadamente simétricas e encontram-se a altitudes da ordem dos 1600 a 1530 m, fechando quase totalmente a Nave de Santo António, que apresenta por isso uma forma deprimida em relação aos rebordos sobrelevados e é drenada de modo deficiente (mapa geomorfológico em anexo). O escoamento faz-se para nordeste, através de um barranco do vale do Zêzere que erode a moreia do Poio do Judeu.

No interior da portela, em particular no sector mais setentrional, encontra-se uma ampla acumulação de blocos métricos, na maior parte sub-redondos, que se estende cobrindo cerca de 3/5 da portela (Figs. 3.75 e 3.77). A acumulação contacta a norte com a moreia do Poio do Judeu, sendo possível identificar no seu seio, duas cristas já bastante degradadas, de direcção



Figura 3.78 – Vertente este da Nave de Santo António. A acumulação de blocos abaixo da estrada constitui a moreia do teleférico.

aproximada NW-SE (crista A) e NNW-SSE (crista B). Na parte ocidental da acumulação de blocos, encontram-se também sectores mais elevados com disposição linear, neste caso, segundo uma direcção SSW-NNE (crista C). Tratam-se de formas muito degradadas, mas que se identificam com o auxílio da fotografia aérea. A crista C é composta no sector sul, predominantemente por granito da Estrela e do Curral do Vento, mas mais próximo do Vale do Zêzere é composta por granito da Covilhã.

A vertente oriental alberga os depósitos que têm posto mais dúvidas, aspecto aliás já focado por Daveau (1971). Esse sector apresenta uma cobertura de blocos métricos, alguns com mais de 5 m de diâmetro, localizados no troço inferior da vertente abaixo de 1570 m de altitude (Figs. 3.76 e 3.78). Os grandes blocos são na maior parte constituídos por granito de duas micas porfiróide de grão médio da Covilhã. Na E.N. 338 (Piornos – Manteigas) acima do desvio para a Lagoa Seca, num pequeno barranco do lado superior da estrada, é possível observar num pequeno corte, que interpretámos como sendo um *till* subglaciário (Cap. 3.3.2.), o que confirma a origem glaciária para os blocos. Designaremos assim, a acumulação referida como moreia do teleférico. Na base da vertente da moreia do teleférico, encontra-se um glaciis arenoso, que deve ser o resultado da lavagem da matriz dessa moreia.

Acima da moreia do teleférico, a vertente é talhada directamente no substrato: a norte, no granito de duas micas porfiróide de grão médio do Curral do Vento; a sul, no granito moscovítico de grão médio a grosseiro da Estrela; e entre estes dois afloramentos, no granito de duas micas, porfiróide de grão médio, da Covilhã. No sector mais meridional da vertente,

existem antigas saibreiras que testemunham a alteração profunda do substrato no local, provavelmente associada a uma caixa de falha no alinhamento Unhais da Serra - Manteigas (Ferreira e Vieira, 1999). A forma da vertente é rectilínea, ocorrendo formas de tipo *tor* pouco desenvolvidas junto ao topo, 200 m a norte do Centro de Limpeza de Neve, e no Alto de Cascalvo. A vertente tem uma origem erosiva poligénica, sem indícios claros de um domínio morfogenético principal. No sector mais a norte, acima da moreia do teleférico, a vertente encontra-se coberta por blocos angulosos e subangulosos achatados, provavelmente associados à macrogelifracção do substrato. Acima deles, surgem afloramentos de tipo *tor* de vertente, muito fracturados e de carácter residual. É um modelado característico do Granito do Curral do Vento, que parece particularmente sensível à acção da gelifracção (ver Cap. 6.4.4.).

A parte mais baixa da Nave de Santo António é caracterizada por uma superfície arenosa aplanada, com forma de “J” em plano, com afloramentos de blocos graníticos, e colonizada por cervunal (Fig. 3.75). Lautensach (1929, 1932) e Daveau (1971) interpretaram esta área como uma antiga lagoa colmatada.

3.8.2. Discussão

A interpretação das formas de acumulação da Nave de Santo António não é simples. Lautensach (1929, 1932) interpretou a moreia do teleférico, como correspondendo a uma acumulação marginal de um glaciar que se desenvolvia nos Planaltos do Alto da Pedrice e Poios Brancos – Curral do Vento. Daveau (1971), por outro lado, refere que nessa área, não se encontram vestígios claros da presença de um glaciar, mas antes amplas superfícies graníticas, e manifestações de periglacialismo. Assim, segundo a interpretação de Daveau, a moreia do teleférico corresponderia aos restos de um complexo morénico marginal, numa fase em que toda a Nave de Santo António se encontrava coberta de gelo, encontrando-se os glaciares do Zêzere e Alforfa espacialmente ligados.

No momento em que terminamos este trabalho, ainda não temos resposta para o problema da Nave de Santo António. A geometria das formas e depósitos, bem como da superfície glaciária no UMGSE, apontam para a hipótese de Daveau. Porém, recentemente encontrámos um corte nas Penhas da Saúde expondo um *diamicton* que é provavelmente um *till* (ver capítulo 3.3.2.), o que sugere a glaciação do Planalto do Curral do Vento, embora a escassez de formas e depósitos glaciários ali presentes, dificulte a delimitação dos limites glaciários, sugerindo uma glaciação anterior ao UMGSE.

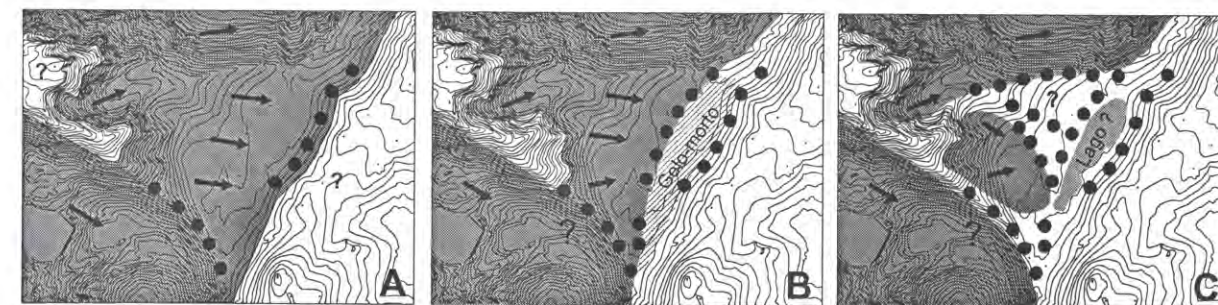


Figura 3.79 – Evolução hipotética do glaciar na Nave de Santo António e formação de alinhamentos morénicos - ver explicação no texto (A cinzento representa-se o gelo glaciário; Equidistância das curvas de nível = 10 m; Base topográfica: Carta Militar de Portugal 1:25.000 – digital).

Uma outra questão que merece um estudo mais aprofundado, são as diferenças petrográficas nos granitos que compõem a crista C da Nave de Santo António, traduzindo diferentes fontes de sedimento. A sul, o fluxo transportou blocos vindos, ou do Planalto da Torre, ou da vertente do Cascalvo (hipóteses opostas); enquanto a norte, parece ter dominado o fluxo desde o Alto Vale do Zêzere.

Na figura 3.79 apresentamos um esquema que ilustra a evolução hipotética das várias acumulações da Nave de Santo António, considerando a hipótese de Daveau, e usando as cristas morénicas para definir os momentos da deglaciação da Nave. A hipótese foi desenhada com base na geometria das acumulações morénicas.

Quanto à bacia arenosa presente no fundo da portela, a morfologia parece apontar para se tratar de uma lagoa de barragem morénica colmatada, especialmente na parte oriental, que é mais plana (Figs. 3.75 e 3.79). Caso se confirme a hipótese da permanência de um glaciar durante mais tempo de encontro à vertente ocidental, esse sector da Nave poderá ter albergado a lagoa, ao mesmo tempo que o sector ocidental se encontrava glaciado. Note-se, aliás, que a superfície da parte ocidental da Nave, a sul das acumulações morénicas, está ligeiramente inclinada para leste e é mais bem drenada que o sector oriental, o que limita a hipótese de existência de uma lagoa nesse sector. Um estudo detalhado da bacia arenosa através de sondagens e da elaboração de perfis geoelectricos, deverá trazer um importante contributo para o problema da Nave de Santo António, que consideramos encontrar-se ainda em aberto.

CAPÍTULO 4

PROBLEMAS DA GLACIAÇÃO DA MARGEM ORIENTAL DOS PLANALTOS

4.1. INTRODUÇÃO

Como tivemos oportunidade de referir na introdução do trabalho, concentrámos a parte principal das nossas investigações de campo na bacia do Zêzere, e talvez também por isso, tenha sido na margem oriental do Planalto Ocidental que identificámos vários sectores que merecem uma discussão mais aprofundada. A razão da sua separação num capítulo está ligada, por um lado, à distribuição espacial relativamente homogénea das áreas estudadas, e por outro, ao tipo de observações efectuadas. Tratam-se de áreas com escassos, ou mesmo nenhuns cortes que exponham depósitos, o que limita significativamente as interpretações, e onde apenas é possível apelar aos testemunhos de natureza geomorfológica como auxiliar de estudo da glaciação. As observações apresentadas baseiam-se num reconhecimento de campo detalhado, apoiado pela interpretação de fotografias aéreas na escala aproximada 1:15.000 e de ortofotografias digitais com resolução espacial de 1 m, observações sistematizadas no mapa geomorfológico na escala 1:50.000 apresentado em anexo, e que deve acompanhar a leitura deste capítulo. Tentou-se assim integrar a distribuição espacial das formas de erosão e de acumulação, bem como das relações entre elas, de modo a extrair as ilações possíveis no que respeita à morfogénese. Como se verá, algumas das áreas estudadas são especialmente importantes, pois os indícios geomorfológicos sugerem a existência de uma fase glaciária anterior ao UMGSE, episódio com maior extensão dos glaciares.

4.2. CÂNTARO RASO E COVÃO DO BOI. GLACIAÇÃO *VERSUS* MODELADO GRANÍTICO DE ALTERAÇÃO

4.2.1. Características geomorfológicas

A área do Cântaro Raso e do Covão do Boi localiza-se no rebordo oriental do Planalto da Torre, entre o Covão da Ametade (Vale do Zêzere) e Covão do Ferro (Vale de Alforfa) (Fig. 4.1). O Cântaro Raso é um topo isolado com cerca de 430 m de comprimento na direcção N-S, e 230 m na direcção E-W, aplanado, mas inclinado (geralmente menos de 10°) para ocidente, culminando a 1916 m de altitude (ver mapa geomorfológico em anexo). Entre o Cântaro Raso e o Planalto da Torre, a 1850-1870 m, encontra-se uma portela ampla e de direcção meridiana, designada por Covão do Boi¹. Estas duas unidades, pela sua localização marginal em relação ao Planalto da Torre, e ao campo de gelo culminante, são de grande interesse para o estudo da dinâmica glaciária. Segundo o mapa geológico, a área encontra-se no granito de duas micas porfiróide de grão médio da Covilhã, porém as observações de campo, mostram que existem frequentes variações texturais que dificultam a identificação de blocos alóctones.

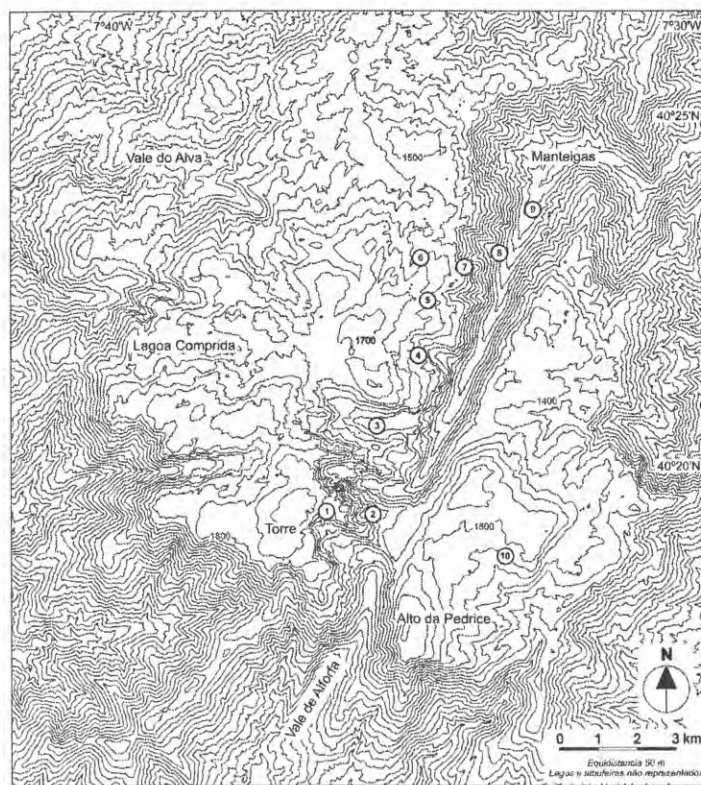


Figura 4.1 – Áreas de estudo no presente capítulo: 1 – Cântaro Raso e Covão do Boi; 2 – Covão das Vacas; 3 – Vale da Candeeira; 4 – Bacia-vertente do Rib^o da Porta (Covões); 5 – Alta Barroca de Porto Novo; 6 – Alta Barroca das Lameiras; 7 – Barroca de Covais; 8 – Baixa Barroca das Lameiras; 9 – Caldas de Manteigas; 10 – Penhas da Saúde.

¹ ou Senhora da Boa Estrela.



Figura 4.2 – Topo do Cântaro Raso visto de sudoeste, sendo notório o arrasamento do relevo.

O Cântaro Raso apresenta uma superfície de aspecto arrasado, com amplos afloramentos de substrato (Fig. 4.2), intercalados por superfícies com cobertura pelicular de areias graníticas. Em alguns locais, no substrato é possível observar pias de dimensão decimétrica e com alguns centímetros de profundidade. Domina, em particular junto ao topo, a pseudo-estratificação dos afloramentos graníticos. Dispersos na superfície culminante, surgem blocos de dimensão métrica, cuja relação com o substrato nem sempre é clara. Alguns parecem *in situ*, apresentando um diaclasamento semelhante ao do substrato, porém outros são mais homogêneos e parecem ter uma estrutura diferente. No alto da vertente ocidental, a cerca de 1905 m de altitude, encontram-se vários blocos métricos, de granito de grão médio moscovítico da Estrela, sub-redondos, e sem qualquer matriz, dispostos de modo alinhado (Fig. 4.3). Alguns deles apresentam pias com 20 a 40 cm de largura e cerca de 10 a 15 cm de profundidade. Nesse sector, mas também em outros pontos, especialmente na vertente ocidental, a superfície apresenta uma cobertura de calhaus sub-rolados, bastante alterados envolvidos numa matriz de areia e saibro.

A superfície aplanada da portela do Covão do Boi apresenta um prado e nos sectores mais encharcados, vegetação de turfeira. Na área interna, os afloramentos de rocha-sã são escassos, e sobrelevam-se geralmente menos de 1 m em relação à superfície com vegetação (Fig. 4.4-A). Os limites norte e sul da portela são drenados por barrancos que expõem o substrato. Como referiu Fleury (1919), nesses locais surgem curiosas colunas graníticas, controladas pela rede de diaclases verticais e horizontais² (Fig. 4.4-B). Segundo o mapa geológico, existe

² Este facto leva a que se designem localmente por queijeiras, pois fazem lembrar queijos empilhados.



Figura 4.3 – Acumulação de blocos no topo da vertente oeste do Cântaro Raso.

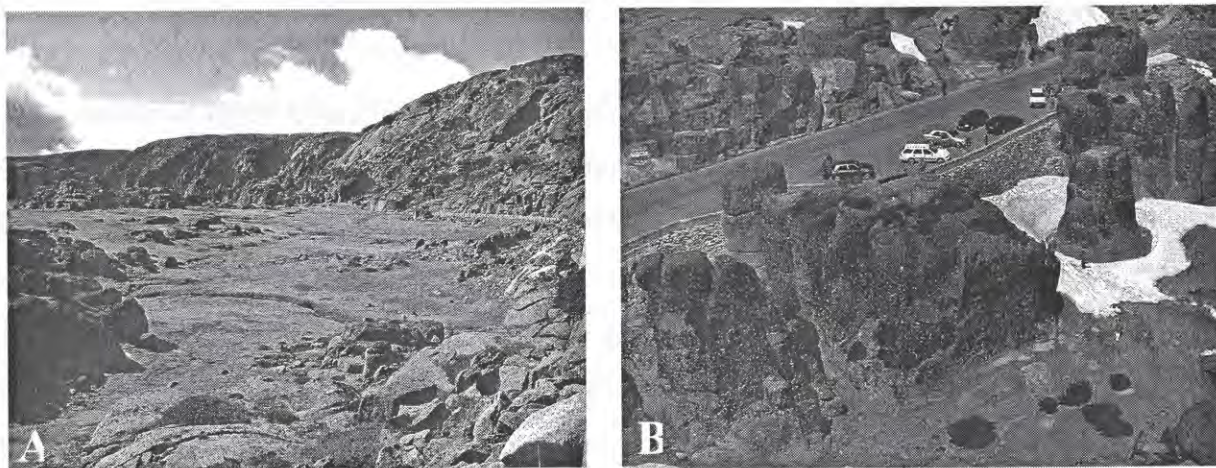


Figura 4.4 – Covão do Boi. A – Fundo visto de norte; B - Colunas graníticas no sector meridional.

uma falha de direcção SSW-NNE que atravessa o Covão do Boi, devendo aliás a maior densidade de fracturação que controla o desenvolvimento das colunas, estar a ela associada. No sector norte, o topo dos afloramentos graníticos é alguns metros mais alto do que a sul. Um aspecto interessante, é a altitude aproximadamente idêntica do topo das colunas graníticas, e o modo como se consegue reconstituir uma paleosuperfície relativamente regular, entre o topo das colunas e as vertentes envolventes. Já fora da portela, a sul, junto à estrada, é possível observar cortes recentes no substrato, que mostram o carácter bastante alterado do granito.

4.2.2. Discussão

Na área em análise, levantam-se dois problemas geomorfológicos principais: os blocos no Cântaro Raso que levantam a dúvida de saber se este foi ou não glaciado; e o significado das colunas graníticas do Covão do Boi, e a sua sobrevivência sob um glaciar.

No que se refere às acumulações de blocos do Cântaro Raso, Daveau (1971, p. 16) referira já a sua existência, interpretando-os como de origem morénica; quanto ao extremo oriental do Cântaro Raso, este teria constituído um pequeno *nunatak*. Porém, a localização dos blocos em posição de interflúvio é difícil de explicar. O local de desalojamento deve ter sido o rebordo oriental do Planalto da Torre, localizado cerca de 500 m a oeste, o que implica que estes teriam sido transportados, ultrapassando a portela do Covão do Boi e subindo a vertente oeste do Cântaro Raso. Este facto parece-nos improvável, especialmente se considerarmos a posição isolada do Cântaro Raso, entre o Covão do Ferro (com uma parede de circo de cerca de 200 m de comando) e o Covão da Ametade (com uma vertente abrupta de 450 m). Essas duas áreas apresentam uma enorme capacidade de drenagem do gelo, que condicionaria o fluxo, transportando os blocos desalojados, e impediria a deposição na vertente oposta. Porém, uma topografia diferente da actual ajudaria a explicar a génese das acumulações morénicas em questão.

Mas existirão de facto indícios que permitam apelar a uma hipótese que implique condições topográficas distintas? Para além das considerações apontadas, as colunas graníticas do Covão do Boi podem contribuir para esta hipótese, pois estas, com a sua forma actual, certamente não resistiriam à erosão glaciária. Aliás, Ribeiro (1954) refere tratarem-se de formas pós-glaciárias.

Apesar de serem conhecidos vários exemplos de formas de tipo *tor* que resistiram a glaciações em ambiente subglaciário (Rapp, com. pessoal), tratam-se de exemplos de latitudes mais elevadas, em glaciares de base fria. Se considerarmos a posição geográfica e as formas de erosão presentes na serra (ver Cap. 2), os glaciares da Estrela, pelo menos na sua maior parte, seriam glaciares temperados e muito erosivos, pelo que só muito dificilmente as colunas graníticas poderiam ter-lhes resistido. Devem ser, por isso, formas mais antigas já delineadas no saprólito durante a Última Glaciação, mas que foram protegidas da erosão glaciária pelo manto de alteração³. A altitude regular dos topos das colunas parece indicar que numa fase tardia, a erosão glaciária do manto de alteração, terá atingido a parte superior do saprólito, cortando-as a um mesmo nível.

Indícios importantes que apontam para a antiguidade da moreia, são as pias bem desenvolvidas em alguns blocos, e as características extremamente degradadas do alinhamento, já sem qualquer matriz. Essa antiguidade, pode também favorecer a possibilidade de ter existido uma topografia substancialmente diferente da actual, com uma

³ Como referimos acima, é possível observar afloramentos de granito alterado junto à portela.

espessura maior de manto de alteração (e de rocha sã nas vertentes), no momento da deposição dos blocos. As condições mais propícias para a acumulação do material morénico, seriam a ausência de uma portela bem desenvolvida, constituindo o Cântaro Raso um prolongamento do Planalto da Torre. A moreia pode mesmo ter-se formado numa fase inicial de glaciação, com uma Altitude da Linha de Equilíbrio elevada, que proporcionasse a acumulação de blocos a uma altitude de 1900 m⁴. Naturalmente, avançamos esta interpretação, salientando que se trata apenas de uma hipótese, apoiada em vários indícios, mas que novos dados poderão, ou não, confirmar.

Voltando à questão do Covão do Boi, já depois da formação da portela, esta constituiu necessariamente um local de difluência glaciária (Daveau, 1971). A geometria do planalto a oeste, mostra que a maior parte do gelo deve ter sido canalizado para o Covão do Ferro, o que estaria também de acordo com a diminuição geral de altitude dos afloramentos de rocha-sã no Covão do Boi, de norte para sul.

Suzanne Daveau (1971) no mapa geomorfológico da Serra da Estrela, interpreta a acumulação turfosa do Covão do Boi, como testemunho de uma antiga lagoa colmatada. Em nosso entender, o facto da portela ser aberta a norte e a sul, limita essa interpretação, pois uma lagoa só se poderia desenvolver no caso da topografia ser substancialmente diferente da actual, ou no caso de terem existido obstáculos de um e de outro lado da portela.

Em síntese, as características geomorfológicas da área do Cântaro Raso e Covão do Boi, apontam para um momento antigo de glaciação, em que se deu a deposição dos blocos morénicos do Cântaro Raso (Fig. 4.5-A). Esse momento parece associado a um relevo diferente do actual, sem uma portela bem desenvolvida entre o Planalto da Torre e o Cântaro Raso, pois caso contrário, a deposição dos blocos naquele local não seria fisicamente possível. Por um lado, não poderia ocorrer acima da ALE num momento em que ela fosse mais baixa; e por outro, mesmo com uma ALE mais alta, considerando o relevo actual, dificilmente um glaciar se estenderia até àquele nível, pois trata-se de uma situação topográfica muito exposta ao vento e com forte canalização do fluxo para o Covão do Ferro e Vale do Zêzere. Num momento posterior à deposição dos blocos morénicos no Cântaro Raso, o fluxo glaciário canalizado ao longo do Covão do Boi, foi erodindo o seu fundo, até aproximadamente ao nível superior das colunas graníticas (Fig. 4.5-B). Finalmente, após a deglaciação do Covão

⁴ Observámos na Ilha Livingston (Shetlands do Sul, Antárctida), que em portelas com difluência glaciária, localizadas acima da altitude da linha de equilíbrio, não se verifica qualquer acumulação de material morénico, pois com um balanço glacionival de acumulação-ablação positivo, só dificilmente se poderia acumular material nesse local.

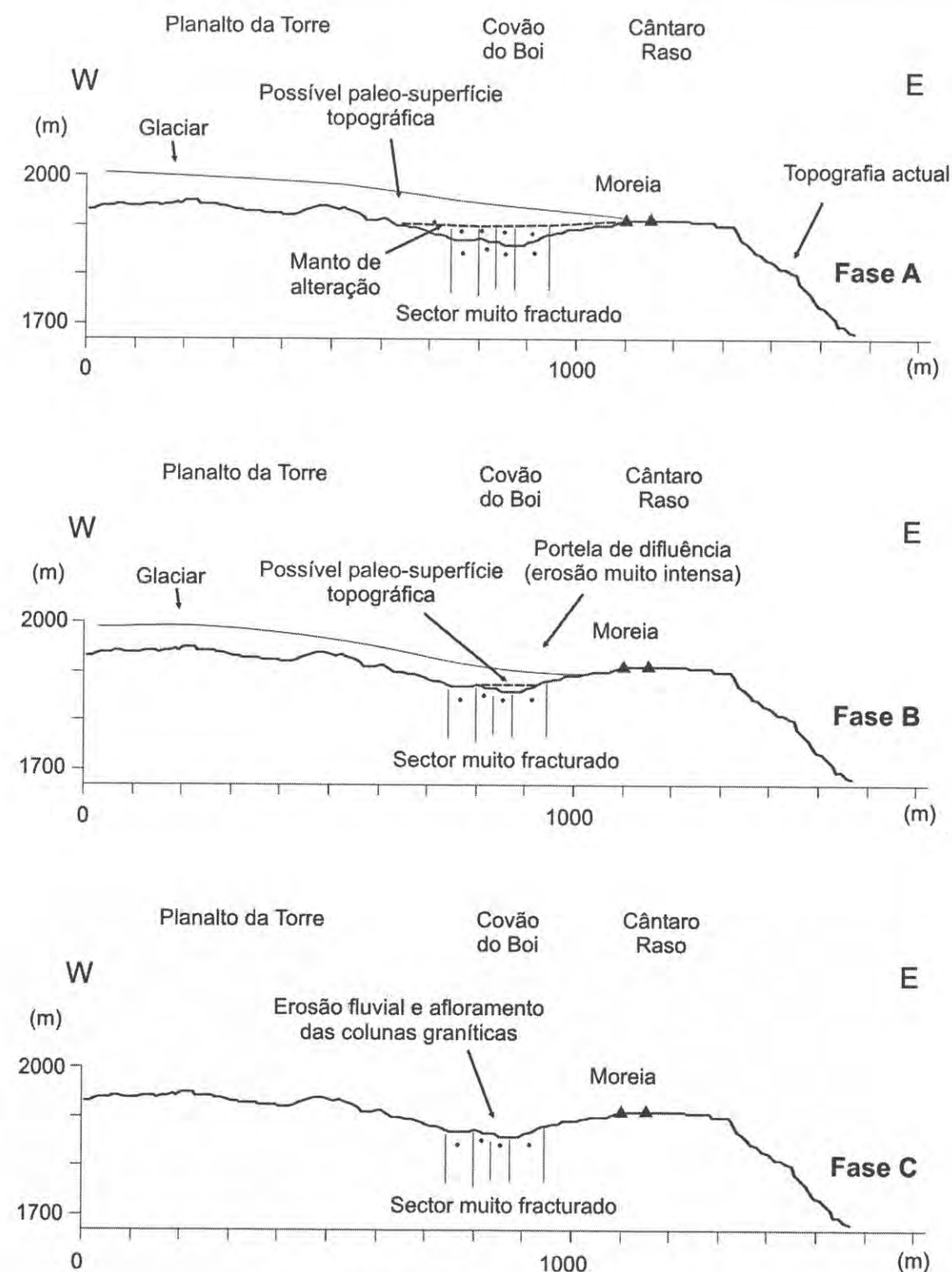


Figura 4.5 – Perfis topográficos esquemáticos da superfície do glaciar, e evolução geral provável da área do Cântaro Raso e Covão do Boi.

do Boi, predominou um regime erosivo que lavou o rególito, deixando as colunas graníticas em evidência (Fig. 4.5-C).

4.3. O CIRCO GLACIÁRIO DO COVÃO DAS VACAS. TALUDES E CRISTAS DE BLOCOS NUM PEQUENO CIRCO DE ALTITUDE

4.3.1. Características geomorfológicas

O circo do Covão das Vacas (Figs. 4.1 e 4.6) está orientado a ENE e localiza-se na vertente oriental do Cântaro Raso, e tem 823 m de comprimento, 590 m de largura, e o fundo localiza-se a 1630 m. A altitude máxima da parede é de 1910 m, valor encontrado no Cântaro Raso. O comando da parede é de 270 m e o declive máximo no MNT é de 68°. O fundo do circo tem cerca de 465 m de comprimento por 170 m de largura, alongando-se na direcção SW-NE. Nele, encontram-se três pequenas bacias colmatadas em escadaria (1655 m, 1635 e 1625 m), separadas por afloramentos rochosos (Fig. 4.6).

A maior parte do circo do Curral das Vacas é talhada no granito de duas micas porfiróide de grão médio da Covilhã, ocorrendo também um afloramento alongado no sentido W-E de granito de duas micas, porfiróide de grão médio do Curral do Vento (Fig. 1.6). De acordo com o mapa geológico, este afloramento coincide com o sector menos declivoso e mais erodido da parede, que pode também estar associado a processos de erosão diferencial ao longo de uma caixa de falha, que se identifica numa pequena portela a 1867 m de altitude. Imediatamente abaixo da portela, existe mesmo um sector sem vegetação contínua, com material



Figura 4.6 – Circo glaciário do Covão das Vacas visto de norte. É visível a depressão colmatada intermédia em primeiro plano. O sector acima dela, de tom mais claro, é a depressão superior. Observam-se os dois taludes detriticos: ao centro o da vertente sul (A), e à direita o da vertente oeste (B). Os alinhamentos de blocos morénicos encontram-se do lado esquerdo (setas).



Figura 4.7 – Aspecto do circo glaciário do Covão das Vacas visto do Cântaro Raso, com a depressão colmatada superior, e os quatro alinhamentos de blocos (setas), que interpretamos como moreias de um pequeno glaciar ou nevado que estaria presente na vertente do lado direito da imagem.

areno-siltoso de cor alaranjada, que revela uma dinâmica geomorfológica actual mais activa do que noutros sectores do circo.

No que se refere aos depósitos, cobrindo a metade inferior da vertente sul, o Covão das Vacas apresenta um talude associado à coalescência de dois pequenos cones de detritos (Fig. 4.6). A génese deste talude parece essencialmente associada a desabamentos a partir das paredes do circo, em particular ao longo dos dois corredores incipientes que se encontram na parte alta das vertentes. Na vertente exposta a leste, encontra-se um talude mais extenso, que se inicia a cerca de 1800 m de altitude e se prolonga até 1640 m. O substrato coberto pelo talude parece ter forma irregular, pois em alguns locais observam-se afloramentos salientes, e noutros o depósito parece ser relativamente espesso. O talude é constituído essencialmente por blocos angulosos, apresentando à superfície, uma estrutura em *open-work*, pelo menos em alguns locais. Próximo do alto da parede, os blocos e calhaus encontram-se envoltos em abundante matriz arenosa, com algum silte e muitos grânulos. Porém, não é possível observar a maior parte do talude, pois encontra-se coberto por um mato denso.

No sector oriental do circo, entre a bacia mais elevada e a intermédia, observam-se 4 alinhamentos de blocos angulosos (Figs. 4.6 e 4.7), sem matriz à superfície, que interpretamos como arcos morénicos associados a um pequeno glaciar, ou então como *protalus ramparts* ligados a um neveiro, que terá permanecido durante mais tempo naquele sector do circo. Daveau (1971) refere que a moreia do Poio do Judeu se prolonga para o interior do Covão das

Vacas, mas não faz referência aos 4 alinhamentos. Em nosso entender, o conjunto de arcos tem uma idade mais recente do que a moreia do Poio do Judeu.

4.3.2. Discussão

Ambos os taludes detríticos referidos acima deverão ser pós-glaciários, aspecto particularmente interessante, dado o volume de material envolvido, especialmente se considerarmos a exposição e altitude do circo, bastante favoráveis à manutenção do gelo. Provavelmente terá sido a inexistência de uma ampla área de alimentação a montante do alto da parede que terá mitigado a acumulação de neve. Além disso, o amplo circo do Covão do Ferro e a portela da Senhora da Boa Estrela, terão captado a maior parte da neve transportada pelo vento proveniente do Planalto da Torre.

O conhecimento actual acerca das formas e depósitos do pequeno circo do Covão das Vacas, e a sua relação com as acumulações da Nave de Santo António, permitem-nos apontar para quatro episódios distintos: uma fase em que o circo se encontrava praticamente preenchido por gelo, e que corresponde ao máximo glaciário da Nave de Santo António; uma outra fase em que o glaciar no circo seria menos espesso, fluindo claramente para o vale do Zêzere, e contribuindo para a formação da moreia do Poio do Judeu; uma terceira fase em que o circo seria ocupado por um pequeno glaciar, ou apenas por um nevado, que terá originado os 4 alinhamentos de blocos (é possível que o talude detrítico da vertente ocidental tenha começado a formar-se neste momento); e uma última fase, paraglaciária, marcada pela regularização das vertentes, que levou à formação dos taludes detríticos.

4.4. ASSOCIAÇÕES DE FORMAS E DEPÓSITOS NUM VALE GLACIÁRIO. O CASO DO VALE DA CANDEEIRA

4.4.1. Características geomorfológicas gerais

O vale da Candeeira é um tributário da margem esquerda do Zêzere, com o qual conflui através de uma vertente abrupta, estando suspenso cerca de 300 m em relação àquele (Fig. 4.1). O vale tem cerca de 3,7 km de comprimento e 1,9 km de largura máxima, constituindo, um entalhe amplo no planalto (Fig. 4.8). A altitude máxima da bacia-vertente é de 1928 m, atingidos a WSW do Cântaro Gordo, e a altitude mínima é de 1409 m na Nave de Baixo, a oeste do ferrolho que fecha o vale.

As vertentes do Vale da Candeeira são complexas, irregulares, e os sectores mais declivosos localizam-se no rebordo do Planalto da Torre, e na vertente norte, a sudeste do Piornal. Aí é frequente encontrar declives no MNT superiores a 30°, e que em alguns sectores superam 50°. O terço superior da vertente sul do Piornal tem declives mais suaves (<20°), o que contrasta fortemente com o sector mais declivoso acima referido. A cabeceira do vale

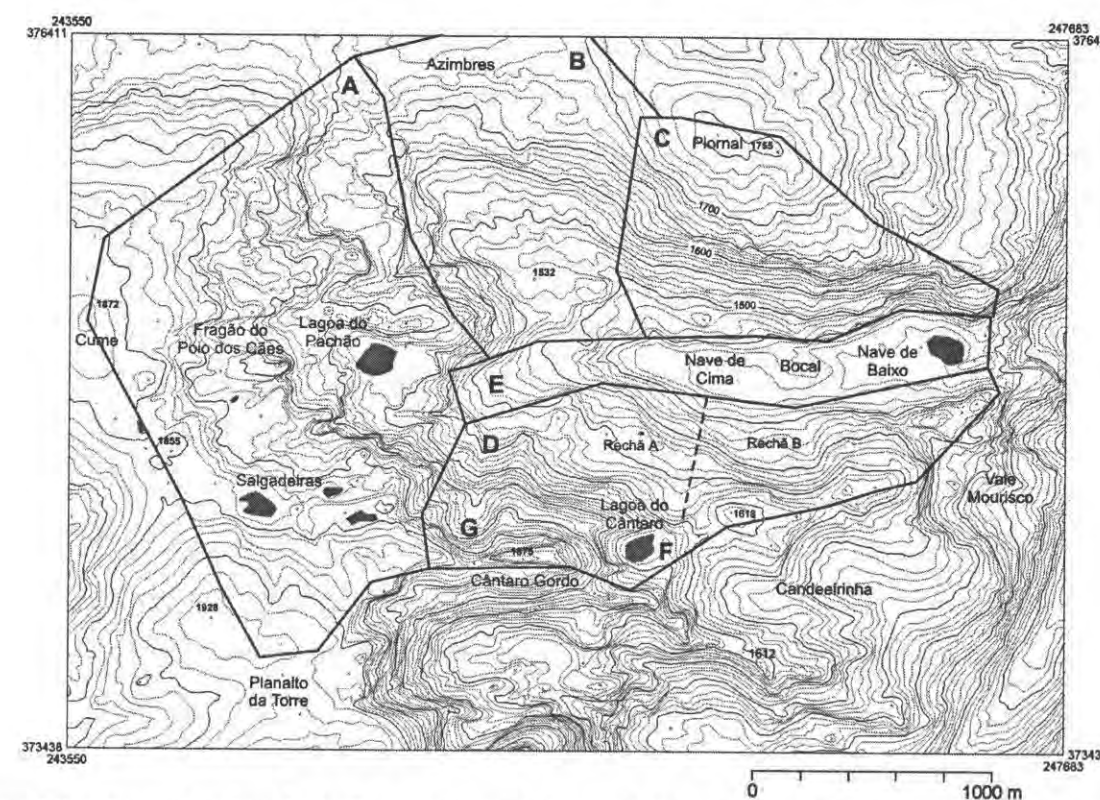


Figura 4.8 – Topografia do vale da Candeeira e topónimos referidos no texto. Os polígonos indicam as divisões espaciais segundo as quais é apresentada a análise geomorfológica: A - Área da Lagoa do Pachão; B - Vale do Forno; C - Vertente norte; D - Vertente sul; E - Fundo; F - Circo glaciário da Lagoa do Cântaro; G - Circo glaciário do Cântaro Gordo (Equidistância das curvas de nível = 10 m, fonte: Carta Militar de Portugal 1:25.000 – digital).

forma um amplo anfiteatro, e é caracterizada por uma sequência de áreas de declive suave ($<5^\circ$) separadas por escarpas ($>40^\circ$), formando uma escadaria. A parte inferior das vertentes, já próximo do fundo de vale, em particular no que respeita à vertente sul, apresenta declives moderados, geralmente inferiores a 20° .

O Vale da Candeeira pode-se separar em duas partes principais de características geomorfológicas distintas (Fig. 4.8 e mapa geomorfológico anexo):

- No sector oeste domina um amplo anfiteatro que constitui a cabeceira do vale. A metade norte drena para o Vale do Forno, e a metade sul está inserida na bacia da Lagoa do Pachão⁵. É uma área onde dominam os afloramentos de rocha nua e polida pela erosão glaciária, que surgem essencialmente acima de 1600 m de altitude. O relevo é caracterizado por uma escadaria de patamares de declive suave, por vezes formando mesmo contra-declives, separados por vertentes escarpadas. Alguns dos patamares têm drenagem deficiente e encontram-se ocupados por lagoas (por ex.: Lagoa do Pachão), algumas delas, actualmente colmatadas (por ex.: Salgadeiras), e charcos.
- No sector leste, mais amplo, as formas de erosão glaciária são mais escassas, estando geralmente cobertas por acumulações morénicas, ou surgindo sob a forma de circos no alto da vertente sul (Circo da Lagoa do Cântaro e do Cântaro Gordo). Dominam as acumulações morénicas, taludes de detritos e outros depósitos poligénicos. A parte mais a oeste deste sector está dividida em duas sub-bacias, a do vale do Forno e a da Lagoa do Pachão, que constituem áreas de transição para a parte praticamente plana que caracteriza o fundo de vale no sector oriental da Candeeira. Essa área divide-se em duas bacias colmatadas, a Nave de Cima, a oeste e a Nave de Baixo, a leste (Fig. 4.8). A altitude da primeira é de 1418 a 1425 m e a da segunda de 1409 a 1412 m. Separa-as uma convexidade rochosa coberta por material morénico, que origina um relevo com cerca de 15 m de altura em relação à Nave de Cima, e de 25 m em relação à Nave de Baixo. Esta última, encontra-se separada do vale do Zêzere por um ferrolho rochoso com 17 m de altura, fazendo-se o escoamento por um estreito canal do lado sul. A parte leste da Nave de Baixo apresenta-se inundada sazonalmente formando uma lagoa pouco profunda (Charco da Candeeira), local que é um marco nos estudos polínicos da Serra da Estrela (ver Cap. 1.6.2).

No que se refere à características dos granitos, aproximadamente a metade sul do Vale da Candeeira é constituída pelo granito moscovítico de grão médio da Estrela, e a metade norte, pelo granito de duas micas porfiróide de grão médio da Covilhã (Fig. 1.6).

⁵ Seguimos a forma toponímica indicada por Batista (1996), não Peixão como indicado na Carta Militar de Portugal.

Antes de passarmos à análise de pormenor das formas e depósitos do Vale da Candeeira, é de notar que este se trata de um dos vales mais isolados da Serra da Estrela, e que não existem cortes artificiais que permitam observar as características sedimentológicas dos depósitos. Grande parte do vale está coberta por uma densa cobertura arbustiva, em particular nas vertentes expostas a norte⁶ e ao longo dos talvegues, o que impede a progressão e muitas vezes, mesmo a observação em segurança (é frequente existirem grandes buracos cobertos por vegetação, entre os blocos, em acumulações de fundo de vale muito lavadas). A altura dos arbustos é frequentemente suficientemente alta para cobrir algumas formas que assim, são impossíveis de observar, mesmo com recurso à fotografia aérea. As margens dos ribeiros constituem locais onde se poderiam, teoricamente, observar cortes, porém na parte oeste da Candeeira, tal é virtualmente impossível, devido à densidade da vegetação. As observações que efectuámos, ao longo das margens de ribeiros, apenas permitiram observar acumulações já muito lavadas de blocos rolados, sem grande valor interpretativo.

4.4.2. A área da Lagoa do Pachão

A área da Lagoa do Pachão corresponde ao sector mais alto do Vale da Candeeira (Fig. 16), caracterizado por um amplo anfiteatro com cerca de 1050 m de raio. O ponto mais elevado tem 1928 m de altitude, e o limite inferior não é rígido, podendo-se no entanto, tomar como referência a curva de nível de 1600 m. O substrato é o granito moscovítico de grão médio a grosseiro da Estrela.

A hipsometria da área da Lagoa do Pachão revela múltiplas classes modais que são o reflexo do relevo em escadaria (Fig. 4.9). Identificam-se quatro patamares principais (Fig. 4.10):

- 1830-1860 m (A) – nível das Salgadeiras e da portela para o vale de Loriga.
- 1790-1800 m (B) – nível do Fragão do Poio dos Cães, em anel, alcandorado acima da Lagoa do Pachão;
- 1700-1730 m (C) – nível do interflúvio a norte da Lagoa do Pachão;
- 1660-1680 m (D) – nível da Lagoa do Pachão.

⁶ As vertentes expostas a sul são frequentemente queimadas por pastores, para assim facilitar a passagem e a alimentação do gado.

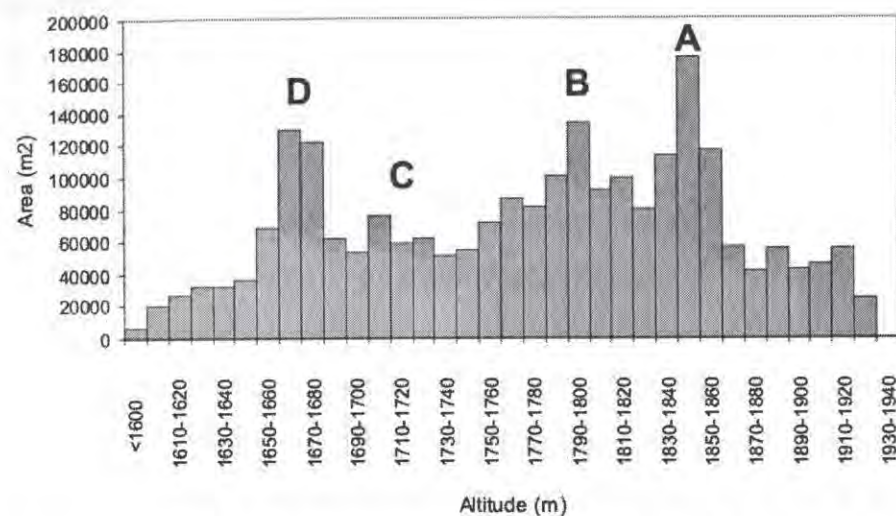


Figura 4.9 – Hipsometria da área da Lagoa do Pachão (acima de 1590 m de altitude). Esta curva foi obtida com base num MNT com pixel de 10x10m. As letras A a D indicam os 4 níveis de patamares sub-estruturais comentados no texto.

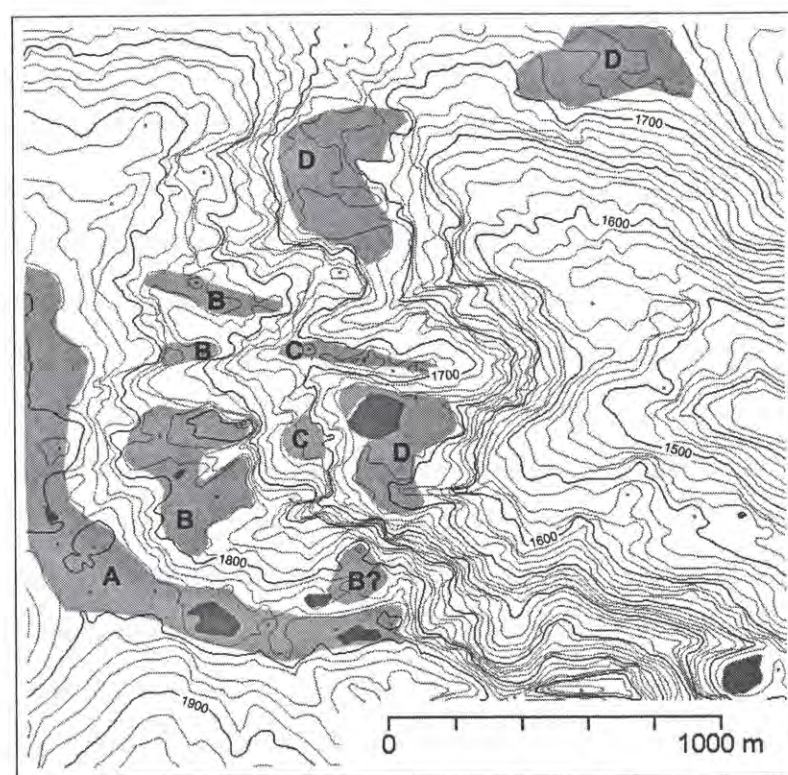


Figura 4.10 – Principais níveis de patamares da área da Lagoa do Pachão. A – Salgadeiras (1830-1860 m), B – Fragão do Poio dos Cães (1790-1800 m), C – 1700-1730 m, D – Lagoa do Pachão (1660-1680 m) (Equidistância das curvas de nível = 10 m, fonte: Carta Militar de Portugal 1:25.000 – digital).

Estes patamares são formas estruturais ou subestruturais e encontram-se claramente controlados pela rede de fracturas, em particular por grandes fracturas sub-horizontais, com ligeira inclinação para SW (Fig. 4.11). Existem outras direcções de fractura que controlam o



Figura 4.11 – Aspecto da superfície estrutural do Fragão do Poio dos Cães (1812 m).

desenvolvimento do relevo da área, mas apresentam maior inclinação. Esta complexa rede, isolou grandes blocos que foram facilmente removidos pelo desalojamento glaciário. Aliás, terá sido o desalojamento, o principal processo responsável pela formação dos contra-declives e pela escadaria que domina a área. Esse relevo não reflecte, por isso, o efeito da morfogénese fluvial, e é responsável pela formação de várias bacias mal drenadas, as quais apresentam espessa sedimentação, em particular de natureza orgânica, e estão a ser estudadas por uma equipa coordenada pelo Doutor José Mateus. Tratam-se de arquivos excepcionais para a reconstituição da evolução pós-glaciária da área. No final da glaciação, parte das bacias deviam apresentar lagoas em rosário.

A elevada densidade de superfícies de rocha nua é reveladora da importância da erosão glaciária (Fig. 4.12). Por outro lado, os sectores sem rocha nua à superfície têm 3 causas principais: proximidade de fracturas onde a presença de material não coerente proporciona o desenvolvimento de vegetação arbustiva (principalmente matos de *Juniperus alpina*); vertentes de blocos e taludes detríticos (discutidos adiante); e bacias colmatadas ou lagoas. Nos pontos mais altos do interflúvio, verifica-se uma diminuição na área com rocha nua, facto associado à menor capacidade erosiva do glaciário nos sectores de portela, com declive mais suave. Surgem aí mais frequentemente areias resultantes da meteorização do granito.

Além do desalojamento de blocos que referimos, e que é identificável pelas faces planas e sub-verticais dos afloramentos graníticos no seu sector jusante, observam-se na área da Lagoa do Pachão várias microformas que testemunham uma intensa abrasão subglaciária, que

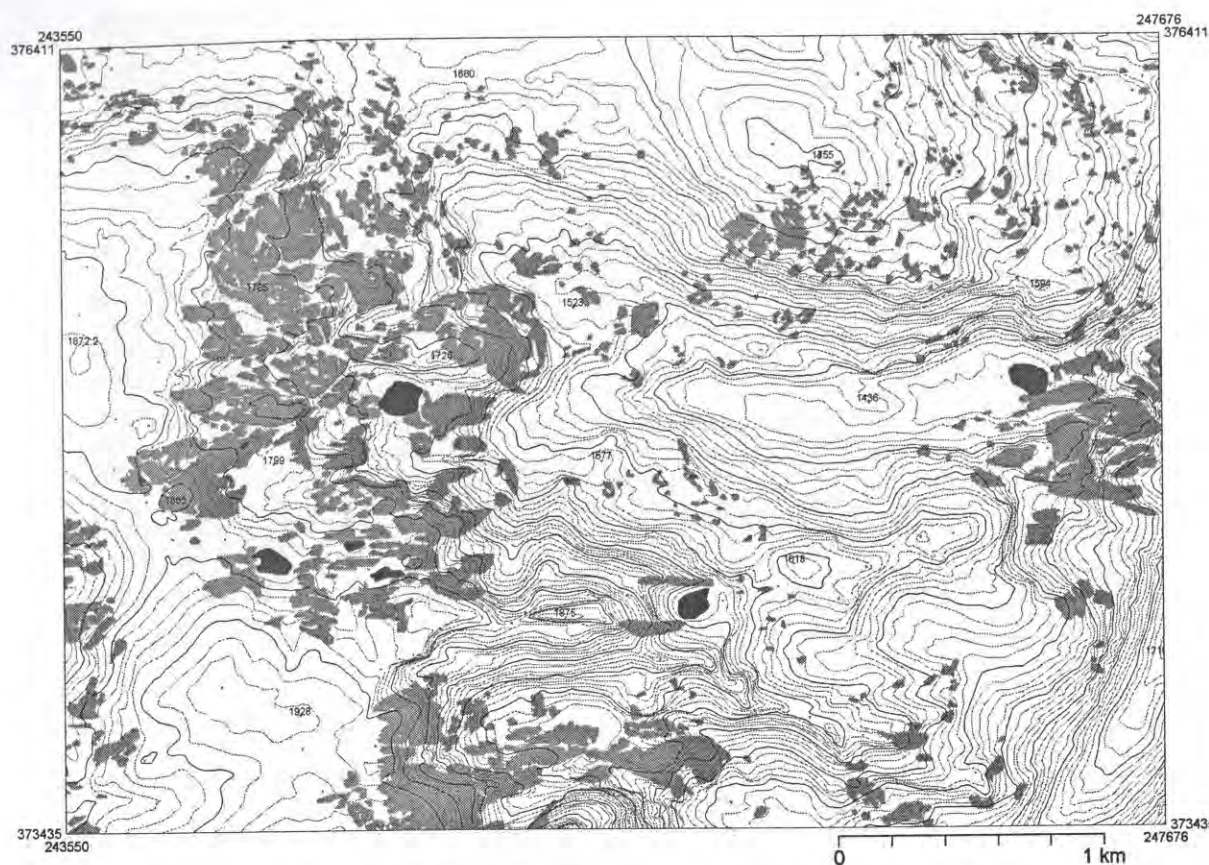


Figura 4.12 – Principais afloramentos de rocha nua do Vale da Candeeira (Equidistância das curvas de nível = 10 m, fonte: Carta Militar de Portugal 1:25.000 – digital).

discutimos no capítulo 2.6. As superfícies polidas e estriadas são as mais frequentes, indicando sempre um movimento do gelo controlado pelas características topográficas gerais do vale. As rochas aborregadas são também frequentes e indicam um fluxo de gelo no sentido do fundo de vale.

Um outro aspecto interessante de notar neste sector da cabeceira do Vale da Candeeira é a escassez de blocos sobre os afloramentos rochosos acima de 1800 m, em contraste com as vertentes, que estão quase sempre atapetadas por acumulações heterométricas de blocos angulosos a sub-angulosos, por vezes com as arestas suavizadas pela desagregação granular. Este problema é discutido no Cap. 7.2, e a nossa interpretação indica que isso se ficará a dever ao facto de, quando a área esteve ocupada por glaciares activos, a ALE se encontrar em posição mais baixa, limitando a acumulação; o que quer dizer que as acumulações nas vertentes, são essencialmente pós-glaciárias.

4.4.3. Vale do Forno

O Vale do Forno está situado a norte da Lagoa do Pachão, aproximadamente entre os vértices geodésicos do Cume e Piornal (Fig. 4.8). O ponto mais alto da bacia-vertente tem



Figura 4.13 – Cristas morénicas muito degradadas no Vale do Forno. Notar os blocos que cobrem quase totalmente a área, independentemente da posição topográfica.

1872 m de altitude e o substrato é constituído pelo granito de duas micas porfiróide da Covilhã. Esta área, que corresponde à metade setentrional da cabeceira da Candeeira, termina a noroeste, a 1680 m de altitude, numa portela ampla (Azimbres) e caracterizada por declives muito suaves, através da qual contacta com a cabeceira do Vale da Ribeira das Naves. O perfil longitudinal é marcado pela existência de duas bacias de sobreexcavação, a mais alta, a 1660 m de altitude (o mesmo nível da Lagoa do Pachão), e a mais baixa a 1530 m. A jusante desta última e do ferrolho que a fecha, o vale encontra-se suspenso sobre a Nave de Cima, com a qual contacta através de uma vertente irregular com 110 m de comando (Fig. 4.8).

A parte ocidental do vale, acima de 1600 m de altitude, é dominada por afloramentos de rocha nua, mas na parte oriental as vertentes são distintas, e não surge o modelado em escadaria típico dos sectores sujeitos a intensa erosão glaciária. As vertentes são convexo-côncavas, com 160 a 240 m de comando e com declives entre 10 e 20°. Tanto nas vertentes, como no fundo de vale, encontra-se uma cobertura heterométrica de blocos, aflorando pontualmente o substrato, por vezes formando rochas aborregadas indicadoras de um fluxo do gelo controlado pela topografia do vale. Em alguns sectores, os blocos têm origem em desabamentos, mas a maior parte deles são morénicos, já muito lavados e deslocados pela acção da gravidade. Esta interpretação apoia-se na distribuição espacial regular dos blocos, independentemente da topografia do substrato. Na vertente a sul da portela dos Azimbres, encontram-se alinhamentos de blocos, que devem ser moreias laterais muito degradadas (Figs. 4.13 e 4.14). Nessa portela encontram-se vários blocos métricos angulosos de granito de duas micas de grão médio porfiróide da Covilhã, assentes em abundante material arenoso (Fig. 4.15-A). Entre esses blocos encontrámos um errático de granito moscovítico de grão médio da

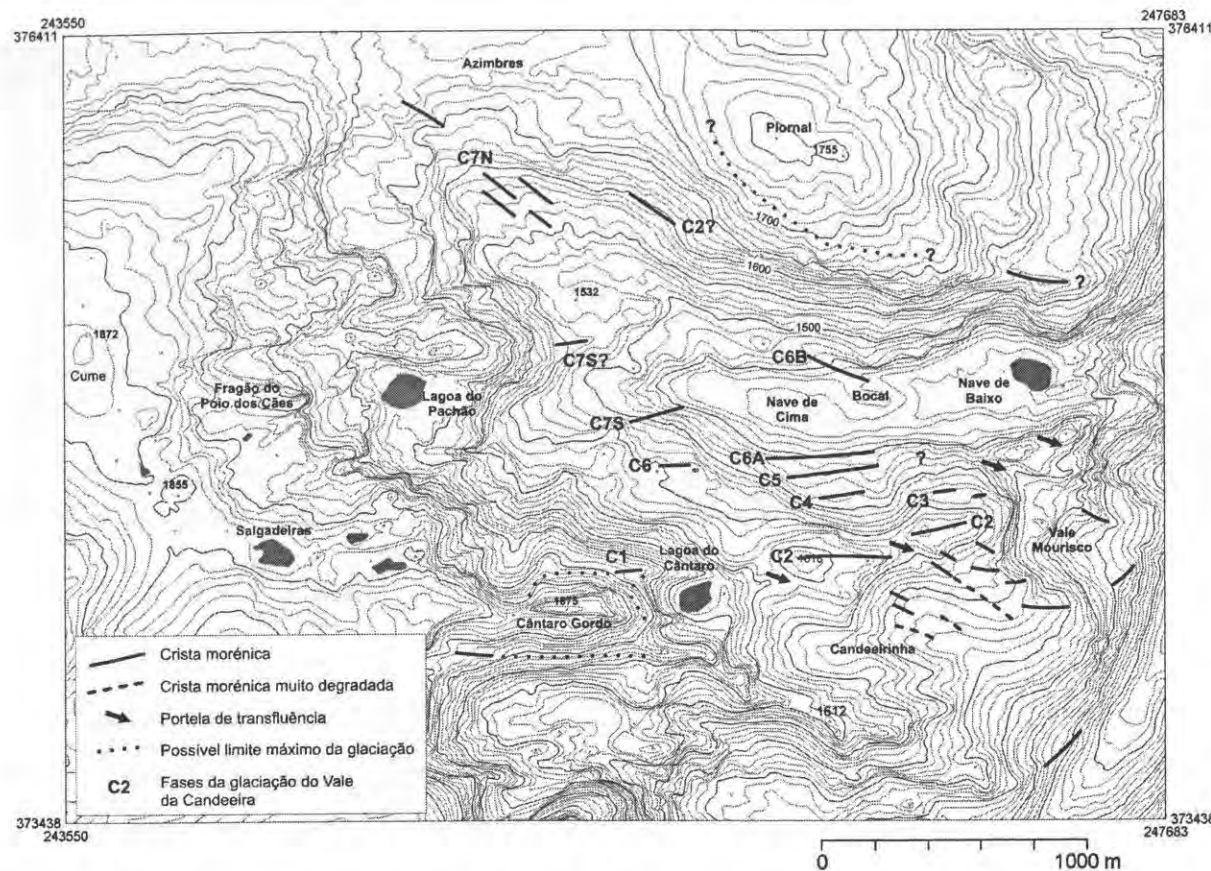


Figura 4.14 – Alinhamentos morénicos prováveis e hipótese de interpretação para as principais fases da glaciação dos vales da Candeeira.

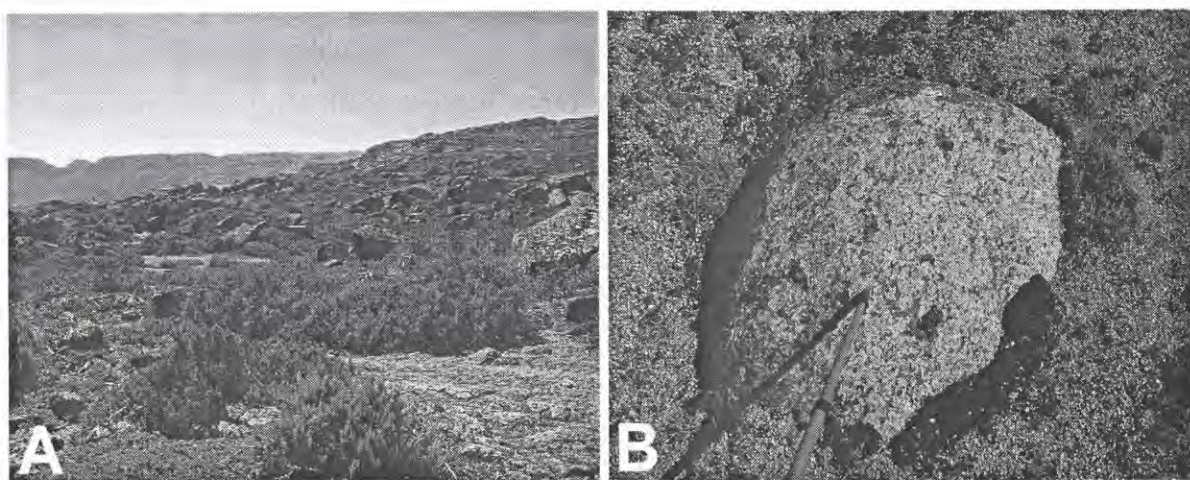


Figura 4.15 – Blocos morénicos na Portela dos Azimbres (Cabeceira da Candeeira, 1685 m).

Estrela muito bem rolado (Fig. 4.15-B), que confirma tratar-se de uma acumulação morénica. A matriz arenosa visível à superfície pode ser, em parte, o resultado da desagregação pós-glaciária dos blocos, ou ser um resíduo da matriz original.



Figura 4.16 – Portela dos Azimbres (cabeceira do Vale da Candeeira, 1680 m). A - Areias de alteração (setas); B - Bloco pedunculado. Esta área está inserida no sector glaciado.

Um outro aspecto notável na área da Portela dos Azimbres são as areias graníticas que atingem espessuras superiores a 1 m em alguns locais. Elas surgem entre afloramentos de rocha sã de altura relativamente regular e que não sobressaem significativamente acima do material alterado. A exceção ocorre próximo do rebordo meridional da portela, onde a erosão actual é mais intensa (Fig. 4.16-A), onde se verifica que se tratam, de facto, de areias de alteração *in situ*, pois a erosão fez aflorar o saprólito, originando o aparecimento de blocos pedunculados pós-glaciários, que nunca poderiam ter resistido, naquela posição, à erosão glaciária⁷ (Fig. 4.16-B). Essas areias de alteração residuais, que surgem também em áreas mais elevadas, como o Cume, prolongam-se para norte, sendo bem visível nos interflúvios. O alto do Piornal é um bom exemplo desta situação, e não é claro se os blocos que afloram à superfície quando se atravessa o interflúvio de oeste para leste estão *in situ*, ou se são alóctones. Em alguns desses blocos observam-se pias com 20 a 30 cm de diâmetro e 5 a 10 cm de profundidade. Já próximo do vértice geodésico do Piornal, encontram-se *tors*, o que revela uma escassa ou ausente erosão glaciária.

Em síntese, a área do vale do Forno revela vestígios de uma forte erosão glaciária, bem patente no modelado que surge no sector sul, acima de 1600 m, mas também no fundo de vale. Mas mostra também vestígios de um regime de acumulação morénica importante. A escassa informação disponível, sugere ter ocorrido uma fase em que os glaciares cobriam toda a área, com excepção do Alto do Piornal (ver Cap. 5). Nessa fase, a erosão na Portela dos Azimbres não foi suficientemente intensa (ou prolongada) para remover todo o saprólito. As

⁷ Excepto num glaciário de base fria.

moreias laterais residuais encontradas, revelam uma espessura menor de gelo, numa fase já tardia.

4.4.4. Vertente sul do Vale da Candeeira

A vertente sul do Vale da Candeeira é o único sector da Serra da Estrela com traços de modelado tipicamente alpino (Fig. 4.8). Referimo-nos essencialmente ao interflúvio do Cântaro Gordo (1875 m) que representa uma crista alpina, sendo aquela elevação, o único *horn* da Estrela e de Portugal (Fig. 4.17).

Do ponto de vista morfológico, de oeste para leste, a vertente divide-se em dois sectores distintos, localizando-se o limite entre eles, aproximadamente à longitude da Lagoa do Cântaro⁸ (Fig. 4.8). O sector ocidental culmina no Cântaro Gordo e apresenta um comando máximo de 440 m, enquanto o oriental, culmina a 1618 m, e tem um comando máximo de cerca de 200 m. No interflúvio, a passagem de um sector para o outro, faz-se através de uma vertente escarpada com 220 m de comando, que constitui a parede ocidental do circo da Lagoa do Cântaro. É interessante notar que além desta ruptura, tanto para leste, como para oeste, não ocorrem outras variações altitudinais expressivas no interflúvio. Não se verifica qualquer diferença litológica assinalável nesse local.



Figura 4.17 – Cântaro Gordo visto da Nave de Baixo (Vale da Candeeira). A escarpa visível na parede nordeste do Cântaro Gordo é a parede do circo glaciário da Lagoa do Cântaro (seta).

⁸ Batista (1994) refere que a designação correcta para este local é Lagoa do Cântaro, e não Lagoa dos Cântaros como vem indicado no mapa topográfico.



Figura 4.18 – Sector superior da vertente sul do Vale da Candeeira, acima de 1600 m. Notar os declives acentuados e os taludes de detritos que regularizam uma grande parte da vertente. Abaixo da portela, situa-se o pequeno circo glaciário do Cântaro Gordo, embora a sua forma seja pouco clara nesta perspectiva.

No que se refere ao declive, os sectores ocidental e oriental são também distintos. O primeiro apresenta dois troços de vertente diferentes, separados por uma ruptura principal a cerca de 1600 m de altitude (Fig. 4.8). Acima dessa altitude os declives são acentuados, quase sempre superiores a 20°, e existem sectores amplos com mais de 40° (Fig. 4.18). Abaixo de 1600 m, dominam os declives de 10 a 20°, embora se encontrem algumas pequenas escarpas (>40°), e também sectores com menos de 10°.

O sector oriental tem uma altitude máxima de 1618 m, e por isso, as suas vertentes localizam-se essencialmente abaixo da ruptura presente a oeste, revelando características próximas às do troço inferior do sector ocidental (Fig. 4.19). São de notar as rechãs existentes entre 1530 e 1560 m, no sector oeste (rechã A), e entre 1470 e 1500 m, no sector leste (rechã B - Fig. 4.8), que como se verá apresentam vestígios geomorfológicos importantes.

Dois circos glaciários estão presentes na vertente sul (Fig. 4.8). O mais desenvolvido, é o da Lagoa do Cântaro e localiza-se na vertente leste do Cântaro Gordo; o outro, que designamos por circo do Cântaro Gordo, localiza-se imediatamente a norte da portela da mesma elevação, e é uma forma incipiente (Cap. 2.4).

Na vertente sul, do mesmo modo que na restante parte do vale a jusante da Lagoa do Pachão, há um significativo controlo do declive no tipo de material que cobre a vertente. Toda a área abaixo de 1600 m, com declives moderados, é dominada principalmente por restos de moreia muito lavados e deslocados pela gravidade. Em alguns locais, sob escarpas, ocorrem blocos angulosos provenientes de desabamentos. No sector ocidental, acima de 1600 m, onde os declives são mais fortes, os blocos morénicos são mais escassos, e dominam os blocos desabados.

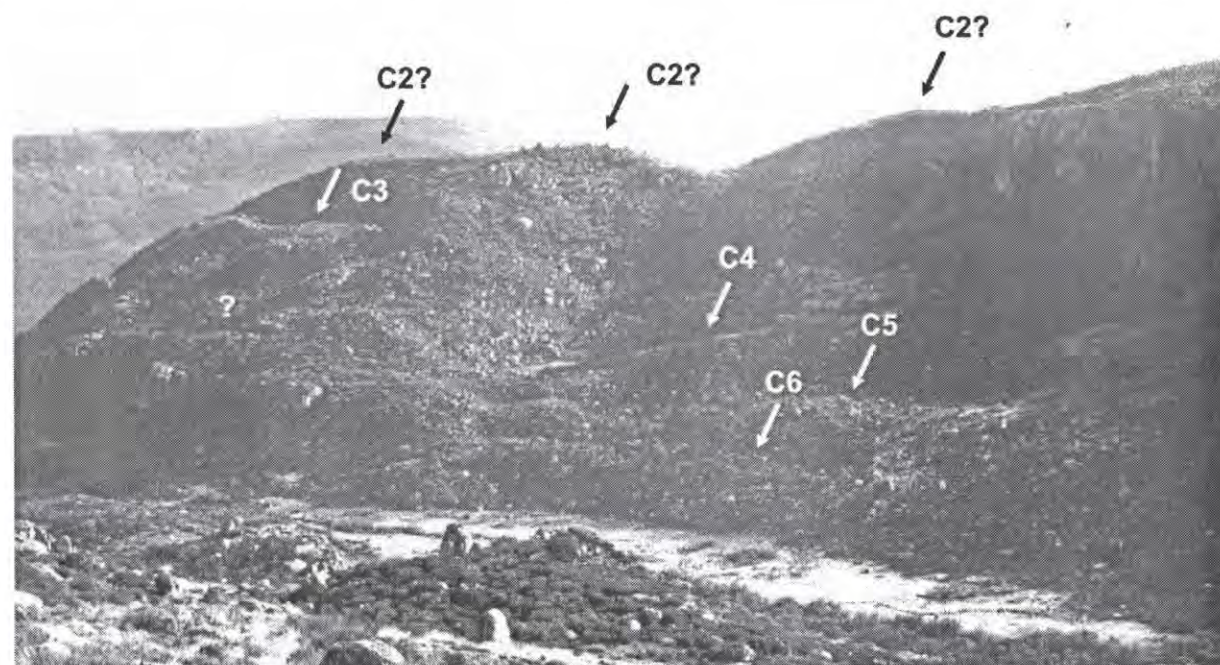


Figura 4.19 – Sector oriental da vertente sul do Vale da Candeeira e cristas morénicas residuais. As cristas C4 a C6 estão localizadas na área que designámos por rechã B. A numeração corresponde a variações na espessura e estabilização da margem do Glaciar da Candeeira.

As acumulações de material morénico que dominam na vertente abaixo de 1600 m, são quase sempre suficientemente espessas para a regularizar. Mas particularmente interessante, é a área que designámos por rechã B (Figs. 4.8 e 4.19), e que representa uma concavidade na vertente, com uma largura de 380 m (perpendicularmente ao declive) e um comprimento da ordem de 200 m (no sentido do declive). A rechã é essencialmente uma forma de acumulação morénica marginal ao glaciar da Candeeira, depositada quando este se restringia ao vale. Nela existem, pelo menos três patamares que se desenvolvem longitudinalmente ao vale, diminuindo de altitude de oeste para leste, e que são restos de moreias laterais (C4, C5 e C6 – Fig. 4.14). Um outro resíduo de moreia lateral, mais baixo, localiza-se a noroeste da rechã B, a cerca de 1450 m de altitude.

Ainda no que se refere às acumulações de material morénico, elas prolongam-se no sector oriental da vertente norte até ao interflúvio (Figs. 4.14 e 4.19). Uma delas, de pequena dimensão (C3), encontra-se no limite externo de uma pequena rechã rochosa, localizada a 1530 m de altitude, dificultando a sua drenagem, o que levou à formação de uma pequena bacia colmatada, com cerca de 60 m de comprimento por 15 m de largura. Van der Knaap e Van Leeuwen (1994) apresentam dados de uma sondagem nessa bacia, que designam por Fraga de Vale Mourisco. A sedimentação tem pelo menos 165 cm de espessura, mas os autores não referem se abaixo deste nível encontraram substrato. Abaixo de 145 cm, surge material silto-arenoso com pequenos clastos, ao qual os autores atribuem, através da

correlação com os resultados dos espectros polínicos da Candeeira, uma idade não calibrada de 3.065 ka BP. A continuidade da cobertura morénica para sul, no Vale da Candeeirinha mostra que o glaciar ultrapassou o interflúvio (ver mapa geomorfológico). As duas portelas localizadas a 1570 e 1600 m de altitude funcionaram, nessa fase, como portelas de transfluência glaciária entre os Vales da Candeeira e da Candeeirinha.

A oeste do circo da Lagoa do Cântaro, entre 1730 e 1740 m de altitude, encontra-se uma interessante acumulação linear, paralela à vertente (Fig. 4.14). É constituída por blocos angulosos de dimensão decimétrica a métrica, em *open-work*, e está afastada alguns metros da escarpa nordeste do Cântaro Gordo. Deve tratar-se de uma moreia lateral do glaciar da Candeeira do UMGSE, pois a sua altitude é compatível com a dos outros indicadores geomorfológicos existentes; mas uma outra hipótese, é ser uma pequena moreia de nevado associada ao desabamento de blocos a partir da cornija. Deixamos a interpretação genética em aberto, mas é de salientar, que caso se trate de uma moreia de nevado, poderá ser bastante mais recente do que a fase de máximo, com a qual parece estar associada, caso se trate de uma moreia.

Os taludes de escombreira têm geralmente uma estrutura em *open-work* e são constituídos por blocos decimétricos a métricos, angulosos a subangulosos, e dominam no sector ocidental da vertente, portanto na vertente do Cântaro Gordo (Fig. 4.18). São no essencial depósitos herdados⁹, aspecto patente na cobertura contínua de líquenes que a superfície dos blocos apresenta, e nas arestas suavizadas pela meteorização. Estão presentes na parte alta da vertente, em particular acima de 1700 m de altitude, onde atingem uma extensão significativa. Esse limite altitudinal é marcado por um rebordo na vertente, que parece controlado por uma descontinuidade estrutural no granito, mas que se relaciona também com o limite superior da parte da vertente mais intensamente glaciada, constituindo uma linha de corte glaciária. É portanto natural que os taludes sejam aí mais desenvolvidos, pois terão estado acima da superfície do glaciar mais tempo.

A presença de outros taludes de escombreira no interior do Circo do Cântaro Gordo, e mais abaixo na vertente, indica que houve débito significativo de material a partir das vertentes depois do UMGSE. Dados as suas características e enquadramento geomorfológico, a origem mais provável é a macrogelifracção.

Ainda na vertente sul da Candeeira, merece referência a rechã A, localizada no sector ocidental da vertente, entre 1530 e 1560 m de altitude (Figs. 4.8 e 4.20). É uma forma

⁹ Apenas no talude ocidental do Cântaro Gordo verificámos a queda actual de alguns blocos. Este aspecto é discutido no capítulo 9.11.



Figura 4.20 – Rechã localizada na vertente sul do Vale da Candeeira a 1530-1560 m de altitude, designada no texto por Rechã A. Notar a cobertura de material morénico e os afloramentos de rochas aborregadas.

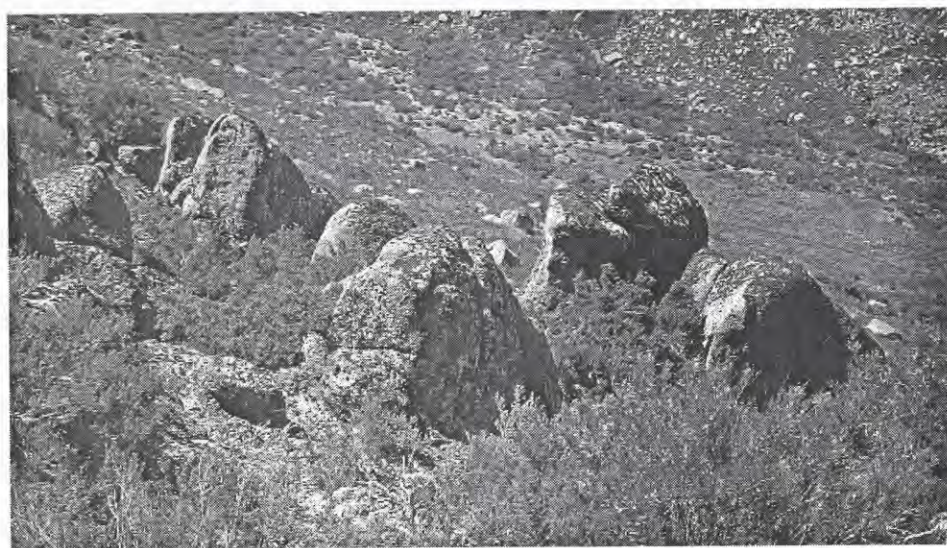


Figura 4.21 – Afloramentos graníticos em forma de “bossas” no rebordo da rechã A (vertente sul do Vale da Candeeira, 1530 m).

talhada em substrato, que apresenta uma bacia incipiente, colmatada por blocos e material fino, de origem morénica, mas também proveniente de desabamentos e da lavagem das vertentes. No rebordo da rechã, mas igualmente próximo da vertente, afloram rochas aborregadas com dissimetria bem marcada, superfícies estriadas e em alguns casos, com o desenvolvimento de formas-p (ver Cap. 2.6). Estas últimas, estão associadas ao escoamento subglaciário canalizado, o que mostra que se tratou de um glaciar temperado que modelou os afloramentos. Porém, a cerca de 200 m a leste das rochas aborregadas, exactamente no rebordo da rechã, surge um conjunto de afloramentos de substrato em forma de “bossa”, e que parecem clássicas formas de alteração granítica (Fig. 4.21). As “bossas” têm 50 a 100 cm de altura e surgem alcandoradas na vertente, estando associadas, à erosão pós-glaciária. Estas formas tornam-se particularmente interessantes, dada a sua proximidade em relação às rochas

aborregadas e formas-p, especialmente se considerarmos a sua posição no rebordo externo da rechã, onde a acção morfogenética do glaciar se deverá ter feito de modo mais intenso.

4.4.5. Circo glaciário da Lagoa do Cântaro

O circo da Lagoa do Cântaro situa-se na vertente leste do Cântaro Gordo e é um dos circos mais bem conservados e menos conhecidos da Serra da Estrela (Figs. 4.8, 4.10 e 4.22, e mapa geomorfológico). O contacto com o Vale da Candeeirinha faz-se através de um ferrolho coberto por material morénico, e a drenagem, faz-se de modo deficiente, para o Vale da Candeeira. O circo tem 380 m de comprimento e 350 m de largura, o seu fundo está a 1635 m e a altitude máxima da parede é de 1860 m. Não existe uma área de alimentação de neve significativa a montante, sendo por isso, o único circo de características tipicamente alpinas da Serra da Estrela. Aproximadamente metade do circo é talhada em granito da Estrela (sector NW) e outra metade em granito da Covilhã (sector SE) (Fig. 1.6). O comando da parede é de 210 m, valor elevado quando comparado com a dimensão do circo, e a orientação do seu eixo médio é de 63° (ENE).

As paredes do circo apresentam duas concavidades, uma a norte, mais desenvolvida, onde deverá ter permanecido durante mais tempo o gelo; e outra a sul, de menor dimensão (Fig. 4.22). Quanto ao declive, ele é de um modo geral moderado a acentuado ($>30^\circ$), sendo de notar na concavidade principal, um sector abrupto exposto a NE, com declives no MNT da ordem dos 60-70°. O declive máximo no MNT é de 76,2°.

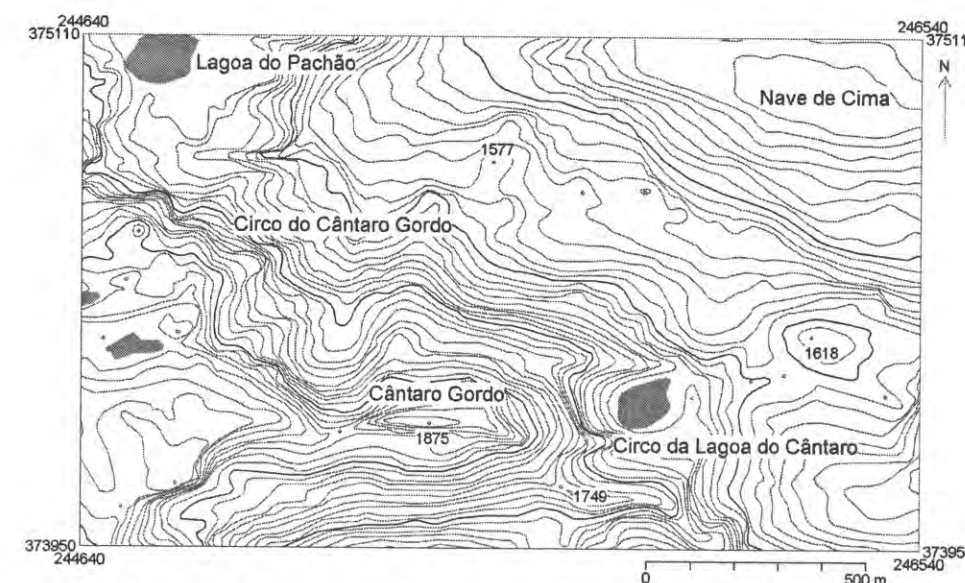


Figura 4.22 – Topografia da vertente sul do Vale da Candeeira e localização dos circos glaciários do Cântaro Gordo e da Lagoa do Cântaro (Equidistância das curvas de nível = 10 m, fonte: Carta Militar de Portugal 1:25.000 – digital).

O fundo do circo tem cerca de 180 m de comprimento e de 200 m de largura, e está, quase na totalidade, ocupado por uma lagoa. A excepção é o sector meridional, que apresenta um *glacis* de acumulação associado à lavagem do material dos taludes detríticos da vertente. A lagoa ocupa o covão glaciário. Quanto aos depósitos presentes nas vertentes, tratam-se de taludes detríticos poligénicos, os quais apresentam maior desenvolvimento na vertente sul, cobrindo-a quase na totalidade. Não são visíveis acumulações morénicas, nem moreias de nevado no interior do circo.

4.4.6. Circo do Cântaro Gordo

Na vertente norte do Cântaro Gordo encontra-se um nicho que corresponde a um circo glaciário de vertente incipiente, e que designamos por Circo do Cântaro Gordo (Figs. 4.8 e 4.22). Parte do alto da parede contacta com o Planalto da Torre, mas a maioria contacta com a portela da crista do Cântaro Gordo. O fundo do circo encontra-se a 1705 m e a altitude máxima da parede é de 1870 m. No que se refere à dimensão, tem um comprimento de cerca de 290 m e uma largura de 320 m (Fig. 4.22), pelo que é o mais pequeno circo da Estrela. O comando da parede é de 140 m, valor relativamente elevado quando comparado com o comprimento e a largura. A orientação do eixo do circo é de 19° (NNE) e o substrato é o Granito da Estrela (Fig. 1.6). As paredes apresentam um declive acentuado e são em geral convexo-côncavas, com um declive máximo no MNT de 69°.

O fundo do circo não apresenta ferrolho, e é aberto para jusante, com um declive que varia entre 5 e 20°. Tem 170 m de comprimento e 125 m de largura, e no sector mais a jusante, contacta com uma secção mais abrupta, que coincide com o limite do umbral glaciário do Vale da Candeeira. As paredes do circo apresentam uma cobertura de blocos angulosos a subangulosos, em alguns locais com matriz arenosa, mas *clast-supported*, e noutros, em *open-work*. Interpretamos estes blocos como macrogelifractos (ver Cap. 6.4).

4.4.7. Vertente norte

A vertente norte da Candeeira tem características muito distintas da vertente sul (Figs. 4.8 e 4.23). O ponto culminante é o alto do Piornal (1757 m) e a vertente tem um comando máximo de 330 m no sector da Nave de Cima. Divide-se altitudinalmente em duas partes distintas do ponto de vista morfológico, em especial no que se refere aos declives, mas como se verá, também quanto à génese. A parte alta é caracterizada por declives entre 10 e 20° e é relativamente regular (Fig. 4.8); enquanto a parte baixa, de perfil mais irregular, é dominada por declives de 20 a 30°, com vários sectores escarpados ultrapassando 50°. O limite entre as



Figura 4.23 – Vale da Candeeira visto desde a vertente sul. Do lado esquerdo é visível a parte mais declivosa da vertente norte, e o umbral glaciário. Identificam-se também as duas bacias colmatadas (Nave de Baixo e Nave de Cima), separadas por uma elevação com cobertura arbustiva mais densa (Bocal da Candeeira).

duas é brusco, e ocorre a cerca de 1570 m de altitude no lado oriental, e 1650 m no lado ocidental. Verifica-se, portanto uma descida deste limite, de montante para jusante ao longo do vale. Estas características e o âmbito morfogenético glaciário em que a área se enquadra, sugerem que o sector mais abrupto tem origem na erosão glaciária, constituindo a área alta, um umbral glaciário. A proximidade entre a altitude da ruptura de declive e a superfície do glaciário na fase de máxima extensão, indicada pela moreia lateral encontrada a sudeste do Piornal (mapa geomorfológico em anexo), apoia também esta hipótese.

Além do declive, outros aspectos distinguem os dois sectores da vertente norte da Candeeira. Na parte alta, observa-se uma cobertura descontínua de blocos, de forma arredondada, que assentam sobre o substrato bastante alterado¹⁰. A maior parte deles parece deslocada em relação à posição original. Porém, em alguns locais, especialmente onde existem entalhes fluviais, é possível observar a destruição actual do saprólito, e a formação de caos de bolas incipientes. Mas no sector ocidental da vertente, surgem blocos que pensamos serem de origem morénica. Apoiamo-nos para isso, na estimação da espessura do gelo baseada em acumulações morénicas à mesma altitude, quer na vertente sul, quer na Portela dos Azimbres. Em nosso entender, a parte alta da vertente norte esteve glaciada, pelo menos até próximo do topo do Piornal, embora a erosão glaciária não tenha deixado marcas

¹⁰ Só encontramos naquela área blocos de granito de duas micas porfíroide de grão médio a grosseiro da Covilhã.



Figura 4.24 – Cones e taludes de detritos na vertente norte da Candeeira (Nave de Baixo).

significativas. Tal pode dever-se a ter sido um sector com gelo pouco activo, ou à espessura de rególito ter sido muito maior do que actualmente, não chegando a erosão a afectar a rocha-sã, ou a ter-se tratado de um episódio de curta duração¹¹.

O troço inferior da vertente norte, especialmente na parte oriental, apresenta várias escarpas (Fig. 4.23), que na parte ocidental são substituídas por afloramentos rochosos polidos, e por vezes, aborregados. Mas os afloramentos de substrato, ocupam uma pequena área, e a maior parte da vertente tem uma cobertura detrítica dominada por blocos. Sob as escarpas, as acumulações estão ligadas a desabamentos, provavelmente paraglaciários, que no sector da Nave de Baixo, originaram taludes e cones de detritos em associação lateral (Fig. 4.24). Na parte ocidental da vertente norte, os taludes são constituídos por uma mistura de material morénico deslocado pela gravidade (blocos sub-redondos a subangulosos), e de material desabado (blocos angulosos). Esta diferença entre os taludes da parte oeste e leste está relacionada com o declive da vertente, que sendo mais acentuado a leste, impediu a manutenção do material morénico na vertente. Este deverá ter sofrido uma movimentação gravítica após a deglaciação da vertente.

A razão principal da escassez de cristas morénicas na vertente norte deve ser o declive acentuado que limita consideravelmente a manutenção *in situ* dos depósitos. Apesar disso, é possível encontrar alguns alinhamentos de blocos, sendo o mais bem conservado, uma moreia lateral localizada imediatamente a norte da parte jusante da Nave de Cima, entre 1420 e 1480 m de altitude (o sector mais bem conservado está abaixo de 1450 m – Fig. 4.14). Esta moreia pode ser considerada um complexo latero-frontal, pois embora a frente esteja muito

¹¹ Podem várias destas hipóteses ter mesmo ocorrido em simultâneo.

degradada, a observação atenta da fotografia aérea revela a presença de alinhamentos incipientes de blocos em forma de arco no sector montante da Nave de Baixo. Cerca de 30 m acima desta moreia, no seio do talude de detritos, encontra-se um ligeiro ressalto, que deve representar um período de estabilização da margem glaciária, correspondendo aos restos de uma moreia lateral mais antiga do que a anterior. Uma moreia mais antiga, provavelmente lateral ou mesmo mediana, ocorre no sector jusante do vale, a norte do ferrolho e em posição de interflúvio, a 1590 m de altitude (Fig. 4.14).

Testemunhando a importância das águas de escorrência pluvio-nivais na morfogénese pós-glaciária, na base dos taludes detríticos, na Nave de Cima e Nave de Baixo, encontram-se acumulações arenosas em *glacis*, que resultam da lavagem do material que dos taludes.

4.4.8. Fundo de vale

O fundo do vale da Candeeira apresenta como características geomorfológicas principais, duas bacias de sobreexcavação colmatadas (Nave de Cima e de Baixo), situadas entre 1409 e 1430 m de altitude (Figs. 4.8 e 4.23). A montante da Nave de Cima, do lado sudoeste, o vale apresenta um fundo amplo (250 m) e plano, mas com perfil longitudinal de declive moderado (10 a 20°). No contacto com a Nave de Cima, entre 1490 e 1430 m de altitude, o vale torna-se mais estreito (80 m) e apresenta um perfil longitudinal mais declivoso.

O troço do vale que descrevemos e que se situa montante da Nave de Cima, apresenta uma densa cobertura arbustiva. É porém, possível verificar que o fundo se encontra preenchido por acumulações grosseiras, que parecem ser resíduos de moreia. Já imediatamente a montante da Nave de Cima, o fundo de vale apresenta essencialmente blocos rolados, lavados das acumulações morénicas localizadas nas vertentes.

As bacias da Nave de Cima e de Nave de Baixo¹² são formas muito semelhantes. A primeira tem cerca de 610 m de comprimento e 160 m de largura máxima, e apresenta um fundo plano ligeiramente inclinado de oeste para leste, que varia entre 1420 e 1418 m de altitude. A segunda tem cerca de 510 m de comprimento e 220 m de largura máxima, e 1409 m de altitude. Esta, no sector oriental apresenta uma lagoa sazonal, pouco profunda. O fundo das bacias é, à superfície, essencialmente areno-siltoso e próximo das vertentes, do lado norte, surgem *glacis* de acumulação arenosos, originados pela lavagem dos taludes detríticos.

As Naves de Cima e de Baixo estão separadas por um afloramento rochoso polido e estriado, dificilmente visível, pois apresenta uma densa cobertura de blocos subangulosos de

¹² A bacia da Nave de Baixo é uma das áreas mais bem estudadas do ponto de vista da sedimentação polínica da Serra da Estrela (ver Cap. 1.6.2).



Figura 4.25 – Acumulação de blocos morénicos sobre convexidade rochosa que separa as Naves de Baixo e de Cima. Esta acumulação é designada localmente por Bocal da Candeeira. Por trás da acumulação, à esquerda da cornija, é possível identificar uma pequena crista morénica latero-frontal (setas).

origem morénica (Fig. 4.25). Essa acumulação é localmente designada por Bocal¹³ da Candeeira e tem uma altitude máxima de 1436 m.

No sector terminal do vale, fechando a Nave de Baixo, encontra-se um dos mais belos exemplos de ferrolho glaciário da Serra da Estrela (Fig. 4.26). A convexidade principal desenvolve-se no sentido oeste-este, tem 1426 m de altitude e um comando de 17 m em relação ao fundo colmatado da bacia. É limitada a sul por um vigoroso entalhe fluvial, por onde se faz a drenagem do vale, e que a jusante, se transforma numa cascata, reflectindo o facto de se tratar de um vale suspenso em relação ao Vale do Zêzere; e a norte, por uma outra incisão, provavelmente ligada à fracturação do substrato, mas que deve ter evoluído através da erosão glaciária. Esta incisão está actualmente preenchida por blocos morénicos envoltos em matriz arenosa. Imediatamente a norte, encontra-se uma outra parte do ferrolho (1424 m de altitude), que se prolonga menos para o interior do vale, mas mais para jusante, para o vale do Zêzere.

A sul do ferrolho, o interflúvio do Vale Mourisco (1494 m de altitude), contribui também para fechar o Vale da Candeeira. Esse sector esteve sob o glaciar durante a glaciação. Nele surgem blocos morénicos e já na vertente sul da Candeeira, onde o substrato é constituído por granito de duas micas da Covilhã, encontram-se blocos erráticos de granito moscovítico da Estrela. Ambos os ferrolhos se encontram polidos, e no mais meridional, existem filonetes de

¹³ De acordo com Batista (1994), o topónimo bocal (deve ler-se bòcal) no concelho de Manteigas está associado a acumulações de blocos concentradas numa área limitada.



Figura 4.26 – Duas perspectivas do ferrolho glaciário do Vale da Candeeira.

quartzo que conservam totalmente o polimento glaciário, estando rodeados de uma superfície com picotado de alteração que chega a atingir 1 cm de profundidade (Fig. 2.29). Encontrámos também, uma marmita bastante degradada, que pela sua localização na vertente do ferrolho e sem drenagem de montante, apenas se pode compreender, se tiver evoluído em ambiente subglaciário, associada a um escoamento fluvio-glaciário sob elevada pressão hidráulica (Fig. 2.35). Do lado noroeste do ferrolho surgem pequenas formas em dorso de baleia, com blocos erráticos na parte superior (Fig. 2.25). O mesmo se passa no ferrolho, que apresenta vários blocos, alguns com cerca de 3 m de diâmetro (Fig. 4.26).

4.4.9. Discussão

A ausência de cortes que possibilitem identificar relações estratigráficas é uma limitação significativa para o estudo da evolução geomorfológica do Vale da Candeeira. A isso, acresce

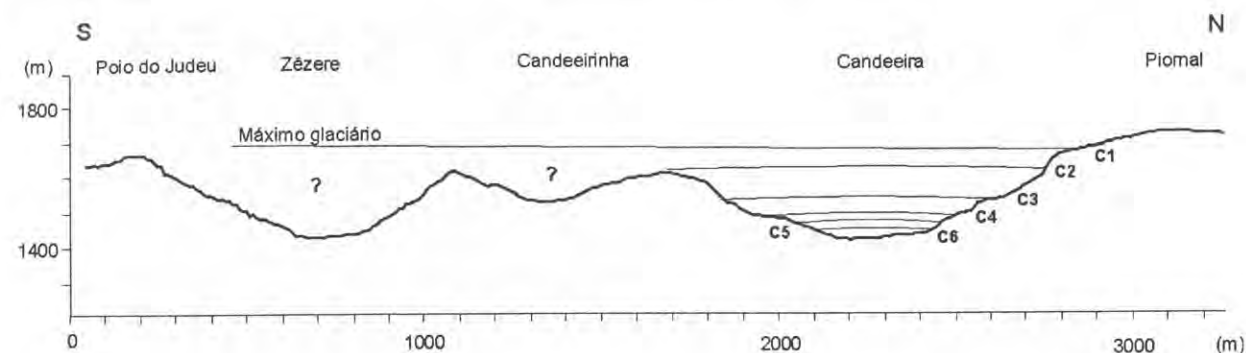


Figura 4.27 – Perfil transversal ao longo dos vales da Candeeira, Candeeirinha e Zêzere, e posições hipotéticas da superfície do glaciário no Vale da Candeeira. Notar as rupturas de declive da vertente sul do Piornal, que parecem coincidir com as fases de estabilidade glaciária.

o facto de parte da bacia apresentar uma cobertura arbustiva alta e densa, que limita as observações. Porém, a importância do Vale da Candeeira no quadro das reconstituições paleoambientais a partir de estudos polínicos (ver Cap. 1.6.2), foi razão para apresentarmos um estudo detalhado, bem como tentativas de interpretação baseadas essencialmente nos vestígios morfológicos. Por isso, as interpretações que apresentamos têm um carácter hipotético, e deverão ser validadas no futuro.

Riquíssimas fontes de informação, são as bacias da Nave de Baixo e Nave de Cima, como tem sido demonstrado pelos estudos polínicos ali efectuados. Falta, no entanto, um estudo sedimentológico detalhado do material que as colmata, e essa constituirá, por certo uma das metodologias a seguir no futuro. Como mostram as sondagens já efectuadas, a espessura da sedimentação pós-glaciária é significativa, correspondendo a cerca de 14,5 m (Van der Knaap e Van Leeuwen, 1997).

A identificação de vários alinhamentos morénicos, em especial na vertente sul, sugere a ocorrência de fases de estabilização da margem glaciária durante a deglaciação. É ainda um esquema hipotético, apoiado nos elementos que consideramos mais seguros, em particular evitando correlações entre moreias em posições topográficas muito distintas. O facto de o Vale da Candeeira apresentar um fundo muito plano, favorece a reconstrução geométrica das moreias, porém é importante notar que a presença de vestígios de vários estádios, a altitudes relativamente próximas, pode reflectir extensões da língua glaciária significativamente diferentes (Figs. 4.14 e 4.27):

- C1 – Todo o vale, com excepção do Cântaro Gordo e Piornal, se encontrava coberto por gelo. Este estádio corresponde ao UMGSE e representa uma espessura de gelo de, pelo

menos, 190 m na Nave de Baixo¹⁴. É testemunhada essencialmente por moreias fora da bacia da Candeeira (Lagoa Seca, Nave de Santo António), e por alguns pequenos alinhamentos morénicos, como os localizados a norte da Nave de Baixo (no interflúvio) e na vertente nordeste do Cântaro Gordo. A altitude do umbral glaciário da vertente norte, e as acumulações morénicas da parte alta dessa vertente, em particular as localizadas a oeste do Piornal, parecem também testemunhar esta fase.

- C2 – Está representado pelas acumulações do interflúvio sul no contacto com o Vale da Candeeirinha, entre 1580 e 1620 m de altitude. É de notar, porém, que existe a possibilidade destas acumulações morénicas resultarem de um episódio de maior espessura de gelo, e por ablação, terem sido depositadas naquela posição. A espessura estimada de gelo na Nave de Baixo seria de pelo menos 170 m.

- C3 – Surge representado pelas pequenas cristas morénicas da vertente sul, a 1530 m de altitude, que estão na origem de uma pequena lagoa morénica actualmente colmatada. A Nave de Baixo estaria ocupada por uma espessura de 130 m de gelo.

- C4 – Está representado por um terraço morénico mal definido na vertente sul, a 1490 m, o que sugere a existência de um glaciário com cerca de 80 m de espessura na Nave de Baixo.

- C5 – É apoiado pelo terraço morénico a 1470 m de altitude na vertente sul, e sugere uma espessura de gelo de 50 a 60 m na Nave de Baixo. A posição da frente da língua glaciária não é conhecida, mas é provável que se encontrasse sobre o ferrolho que fecha o vale.

- C6 – Está representado pelo terraço morénico inferior da vertente sul, situado a 1450 m de altitude. Este terraço deve ter sido formado num momento próximo da génese da crista morénica latero-frontal que se desenvolve na vertente norte a montante do Bocal da Candeeira. As relações geométricas entre as duas acumulações levam-nos a inclui-las no estádio C6, podendo no entanto a moreia da vertente norte ser mais recente, pelo que o subdividimos em C6A e C6B.

- C7 – Surge representado por dois conjuntos morénicos, em ambos os troços superiores do Vale da Candeeira, que sugerem a existência de dois glaciares de vale. Não há qualquer indicação que sugira tratem-se de depósitos contemporâneos, mas nada sugere também qual será o mais recente. Sabemos, no entanto, que se tratam de moreias mais antigas do que a fase C6, pois situam-se próximo do fundo de vale e significativamente a montante delas. Optámos, por isso, por designá-los por estádios C7N (Norte) e C7S (Sul). O estádio C7S, marcado por

¹⁴ Esta espessura é estimada tendo em consideração a superfície actual da Nave de Baixo, e não a sua real profundidade, actualmente desconhecida. É de referir a existência de, pelo menos, 14 m de sedimentos pós-glaciários nesse local.

uma moreia lateral na vertente sul entre 1450 e 1520 m, está provavelmente ligado a um pequeno alinhamento de blocos encontrado a 1450 m na vertente oposta, e pela sua forma, sugere a ocorrência de uma pequena língua glaciária que terminaria na parte montante da Nave de Cima. Por outro lado, o estádio C7N está representado por cristas morénicas paralelas muito degradadas presentes na vertente sul da portela dos Azimbres, que sugerem a existência de uma pequena língua que terminaria no Vale do Forno.

Além dos estádios associados à presença de glaciares, a distribuição espacial dos taludes de detritos e de escombreira, fornece algumas pistas interessantes. Como tivemos oportunidade de referir, na parte alta da vertente norte do Cântaro Gordo, acima de 1700 m, encontram-se taludes bem desenvolvidos, que atribuímos principalmente à macrogelifracção. A sua posição alta, a ausência de vestígios glaciários, e as diferenças geomorfológicas acima e abaixo daquele nível altitudinal (linha de corte glaciário), sugerem serem depósitos cuja formação se tenha iniciado, pelo menos, durante o UMGSE, tendo depois continuado activos durante período indeterminado. Isto porque existem depósitos semelhantes, mas menos desenvolvidos a altitudes mais baixas (especialmente entre 1600 e 1700 m), e mesmo no interior do circo glaciário do Cântaro Gordo, que pelas suas condições topográficas particulares deverá ter estado glaciado até ao Finiglaciário. Observam-se ainda outros vestígios que testemunham o abandono das vertentes por parte dos glaciares, deixando-as instáveis. Essa fase de evolução é designada por fase paraglaciária, e dela são testemunhos os taludes detríticos da vertente norte, e os taludes poligénicos que dominam no vale do Forno e na vertente sul abaixo de 1600 m.

É ainda de referir a colmatção das bacias de sobreexcavação, que apresentam uma espessa sedimentação pós-glaciária, que atinge cerca de 14 m na Nave de Baixo.

Finalmente, é de salientar a ocorrência de formas graníticas de alteração no rebordo de alguns interflúvios e rechãs, em áreas que sofreram intensa erosão glaciária. Esse modelado mostra que nesses locais o manto de alteração foi conservado sob o glaciário. A presença de areias graníticas na Portela dos Azimbres e no interflúvio do Piornal, dá indicações semelhantes, embora nestes casos, e em particular, no segundo, pensemos que a erosão não tenha sido muito intensa. Tal poder-se-á ter devido à curta duração da ocupação por gelo, ou ao declive suave a moderado e posição topográfica favorável. Uma outra hipótese seria tratarem-se de glaciares politérmicos, e esses sectores serem de gelo frio e sem movimento basal; ou mesmo, os glaciares terem ocupado sectores com *permafrost*, que não teria chegado a degradar-se. Contudo, não dispomos ainda de outras indicações que favoreçam esta interpretação.

4.5. A GLACIAÇÃO A NORDESTE DO PIORNAL: BACIA-VERTENTE DO RIBEIRO DA PORTA (COVÕES)

4.5.1. Enquadramento geral

A bacia-vertente do Ribeiro da Porta situa-se a norte do Vale da Candeeira, e é limitada, a sul pelo interflúvio do Piornal (1755 m), a oeste pelo Alto do Curral do Martins (1721 m) e a norte pelo interflúvio da Laje do Gamão (1626 m - Fig. 4.28). O escoamento faz-se principalmente de oeste para leste, em direcção ao Vale do Zêzere, e o contacto com este, dá-se a cerca de 1280 m de altitude, através de uma vertente abrupta com cerca de 190 m de comando. A bacia-vertente tem um comprimento máximo, no sentido W-E, de cerca de 2,5 km, e uma largura no sentido N-S, de cerca de 2,1 km.

O vale apresenta dois sectores de características morfológicas distintas: na parte alta, acima de 1620 m de altitude, as bacias da Nave do Gamão e da Nave da Mestra; e na parte baixa, entre 1280 e 1620 m, o vale glaciário dos Covões. Domina o granito de duas micas porfiróide de grão grosseiro de Seia, embora numa pequena parte da vertente norte do Piornal, o mapa geológico indique aflorar já o granito de duas micas porfiróide de grão médio da Covilhã (Fig. 1.6). A transição entre estes dois tipos petrográficos faz-se de modo gradativo, e por vezes a diferenciação macroscópica é praticamente imperceptível.

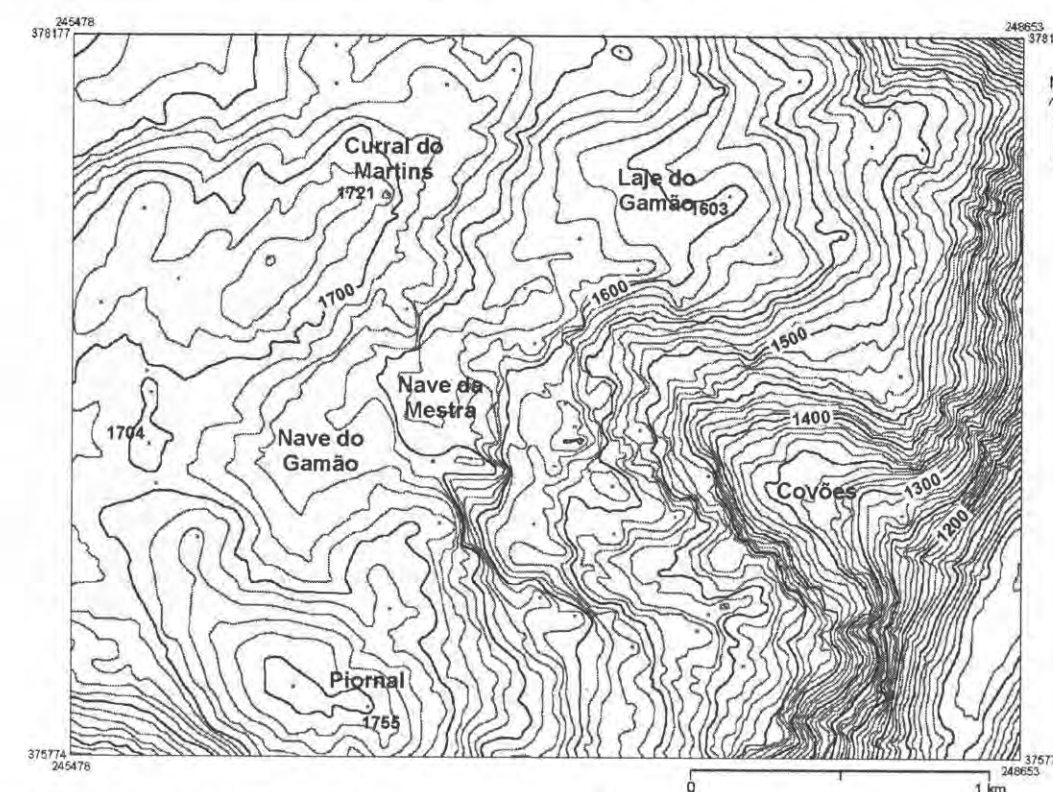


Figura 4.28 – Topografia e toponímia da bacia-vertente do Ribeiro da Porta (Equidistância das curvas de nível = 10 m, fonte: Carta Militar de Portugal 1:25.000 – digital).

4.5.2. A área alta (Nave do Gamão e Nave da Mestra)

Acima de 1620 m de altitude, o Vale do Ribeiro da Porta é uma forma ampla, com vertentes de declive entre 5 e 20°, com excepção de algumas pequenas escarpas rochosas que apresentam mais de 50° (Fig. 4.28). O comando das vertentes varia entre 20 e 70 m.

O fundo de vale na área da Nave do Gamão, tem um declive muito suave (<5°) e uma largura de cerca de 300 m. O escoamento é condicionado por um afloramento rochoso localizado a 1650-60 m de altitude, que é contornado pelo Ribeiro da Porta pelo lado norte. Abaixo desse afloramento encontram-se duas bacias de fundo plano, a cerca de 1630 m de altitude, que correspondem à área designada por Nave da Mestra (Fig. 4.29). A bacia mais meridional, e mais elevada, inclina suavemente para norte, e tem uma forma quase quadrada, com 190 x 170 m. A norte, surge uma outra depressão mais perfeita, de drenagem deficiente¹⁵ e fundo plano, formando um polígono com cerca de 90 x 90 m.

A limitar o sector jusante das áreas aplanadas da Nave do Gamão e da Nave da Mestra, encontram-se afloramentos rochosos de forma convexa, polidos em alguns locais, e evidenciando sinais de desalojamento de blocos e abrasão, formando rochas aborregadas. As



Figura 4.29 – Nave da Mestra vista de nordeste, com a bacia inferior (setentrional) em primeiro plano. Notar os afloramentos rochosos polidos. Ao fundo, do lado esquerdo, observa-se a bacia superior, com a superfície inclinada em direcção à bacia inferior.

¹⁵ Existe um muro artificial que acentua ainda mais a pobre drenagem.

marcas de erosão glaciária tornam-se progressivamente mais evidentes à medida que se desce em altitude, o que se reflecte também no aumento dos afloramentos de rocha nua.

A bacia setentrional da Nave da Mestra (Fig. 4.29) parece conter uma acumulação de sedimentos significativa, podendo mesmo ser o resultado da colmatação de uma lagoa pós-glaciária, que ocuparia uma pequena bacia de sobreexcavação. A sul, e na Nave do Gamão, a colmatação não deve ter sido significativa, e a drenagem faz-se de modo mais livre. Surgem mesmo, em vários sectores no interior das depressões, afloramentos de granito são, que sugerem uma escassa espessura de depósito (Fig. 4.30). No sector setentrional, a deficiente drenagem reflecte-se numa sedimentação mais orgânica, enquanto nas outras bacias, tal praticamente não se verifica.

Particularmente interessante é o domínio dos afloramentos de areias graníticas acima dos 1650 m de altitude. Esse material ocupa áreas progressivamente mais extensas, à medida que a altitude aumenta, dominando na vertente norte do Piornal e no interflúvio do Curral do Martins (Fig. 4.31).

No Alto do Piornal encontram-se alguns *tors*, enquanto o Alto do Curral do Martins é um domo residual de carácter maciço, com a superfície marcada por pias de largura decimétrica e profundidade centimétrica. Como referimos quando apresentámos o Vale da Candeeira, não há indicações de que o Alto do Piornal tenha estado glaciado, mas no Curral do Martins, encontrámos vestígios que apontam nesse sentido. Os afloramentos graníticos a sul do Curral do Martins são todos eles dissimétricos, testemunhando processos de desalojamento por um fluxo glaciário de noroeste. Além disso, encontrámos várias superfícies polidas e caneluras indicando um fluxo de gelo de NNW a NW, bem como vários blocos erráticos (Figs. 4.32 e 4.33).



Figura 4.30 – Bacia superior (meridional) da Nave da Mestra vista para oeste. Notar as formas suaves das vertentes do lado direito da fotografia, associadas ao manto de areias graníticas. No interior da depressão, é possível observar afloramentos de substrato com formas tipicamente de alteração.



Figura 4.31 – Vertente do Piornal no contacto com a bacia meridional da Nave da Mestra. Notar os afloramentos de areia granítica. A seta indica afloramentos de saprólito.



Figura 4.32 – Afloramentos dissimétricos testemunhando o fluxo de gelo da direita para a esquerda.

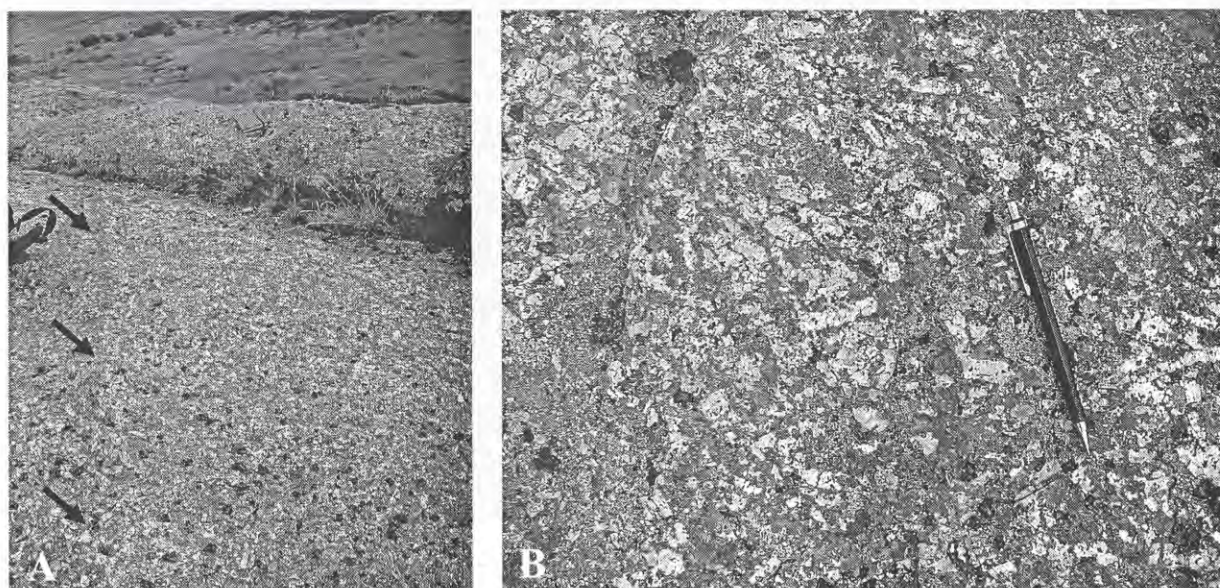


Figura 4.33 – Marcas de erosão glaciária a sul do v.g. do Curral do Martins (1720 m). A – Canelura ilustrando um fluxo de WNW (o caderno em último plano tem 14 cm); B – Superfície polida.



Figura 4.34 – Circo glaciário dos Covões. Aspecto da escadaria de rochas aborregadas controladas pela rede de fracturas sub-horizontais. A seta indica uma moreia lateral (vista para sul).

4.5.3. Vale dos Covões

O vale glaciário dos Covões tem uma forma complexa. É limitado por uma vertente escarpada que faz o contacto entre o nível da Nave da Mestra (de onde proveio parte significativa da alimentação de gelo) e um patamar que inclina para sul, com declive suave, localizado na parte sudoeste do vale (1570 a 1590 m de altitude) (Fig. 4.28). No sector meridional, o patamar contacta com uma superfície irregular que inclina para leste, e que apresenta várias pequenas bacias de sobreexcavação. O alto da escarpa externa encontra-se entre 1540 e 1690 m de altitude, e o seu comando é variável, mas não excede 110 m. Embutida no sector nordeste do patamar, surge uma escarpa interna, que delimita uma forma de tipo circo, com um fundo bem definido, em torno de 1340 m de altitude. Essa parede tem forma de anfiteatro imperfeito, alongado na direcção NW-SE, apresenta declives acentuados ($>30^\circ$) e um comando de cerca de 120 m.

O Vale dos Covões está talhado no granito de duas micas porfiróide de grão grosseiro de Seia, e em toda a sua área surgem afloramentos de substrato polido pela acção glaciária. Tal como sucede na cabeceira do Vale da Candeeira, é notório o controle exercido pelas fracturas sub-horizontais que inclinam para oeste a sudoeste. A sua influência traduz-se em escadarias de rochas aborregadas, disseminadas pela área do circo, mas particularmente visíveis no sector noroeste, onde os afloramentos de rocha nua ocupam maior extensão (Fig. 4.34).

No âmbito das microformas de erosão subglaciária, merecem referência os filões de aplito polidos encontrados no fundo do circo, a cerca de 1340 m de altitude (ver Fig. 2.29). A sua superfície está sobrelevada cerca de 2 cm em relação à rocha envolvente, desnível associado à meteorização diferencial pós-glaciária. Encontrámos também, em afloramentos rochosos, a cerca de 1480 m de altitude, formas-p em sectores de declive acentuado, reflectindo um escoamento paralelo à vertente, só possível em ambiente subglaciário num glaciário de base

quente (Fig. 2.34). Em vários afloramentos é possível observar estrias e caneluras que traduzem um fluxo ao longo do vale, directamente controlado pela sua topografia.

Uma particularidade interessante da área dos Covões, é a ampla cobertura de blocos morénicos, quer nos sectores mais aplanados, quer misturados com blocos desabados em taludes de detritos nas vertentes mais abruptas. No entanto, não identificámos quaisquer cristas morénicas preservadas no interior do vale, e apenas surgem 3 moreias laterais em posição de interflúvio: a norte, entre 1570 e 1590 m de altitude; no mesmo interflúvio, cerca 250 m a SE, entre 1460 e 1490 m de altitude; e uma outra, no interflúvio sul, entre 1590 e 1620 m de altitude (Fig. 4.32). É difícil estabelecer as relações entre elas, porém, a primeira parece mais antiga do que as duas últimas, que podem ser sincrónicas.

4.5.4. Discussão

A bacia-vertente do Ribeiro da Porta mostra sinais claros de ter sofrido os efeitos da morfogénese glaciária em quase toda a sua área. No entanto, na parte alta, esses sinais diluem-se e dominam areias graníticas que devem constituir os restos de um manto de alteração. A nitidez das formas e depósitos no vale glaciário dos Covões e os afloramentos polidos da área da Nave da Mestra, mostram que existiu necessariamente alimentação em gelo a partir da cabeceira. Mas, da mesma forma que sucedeu na Portela dos Azimbres (Vale da Candeeira), próximo do Piornal, a erosão glaciária não deve ter sido suficientemente intensa para expor e erodir o substrato. Este problema, recorrente em vários locais da Serra da Estrela, é discutido no capítulo 7.2.

A existência de *tors* no alto do Piornal, sugere que esse sector não esteve sujeito a gelo glaciário activo, podendo mesmo ter-se situado acima da superfície do glaciar, como indicam os vestígios encontrados no Vale da Candeeira (Cap. 4.4). Por outro lado, no Alto do Curral do Martins, encontrámos vários vestígios da erosão glaciária, em particular casos de desalojamento de blocos, sendo possível que se tenha tratado de uma área de divergência do gelo (ver Cap. 5).

As acumulações morénicas na bacia-vertente do Ribeiro da Porta quase nunca formam cristas, o que limita a definição de fases no retrocesso glaciário. No interior do Vale dos Covões encontram-se apenas mantos de blocos, o que sugere que o glaciar fundiu de modo relativamente rápido, não tendo estabilizado no seu interior. Mas é também possível que a erosão pós-glaciária tenha desmantelado parte significativa das cristas morénicas. As únicas cristas conservadas encontram-se em posição de interflúvio, testemunhando um total enchimento de gelo do vale, com um afluxo de gelo significativo de montante.

É finalmente de notar que a bacia-vertente do Vale da Ribeira da Porta deve ter contribuído com um elevado volume de gelo para o glaciar do Vale do Zêzere, constituindo o terceiro tributário mais importante, a seguir à Candeeira e ao Covão Cimeiro, pois a alimentação fazia-se a partir do campo de gelo de planalto.

4.6. O PROBLEMA DA GLACIAÇÃO DA MARGEM NORDESTE DO PLANALTO OCIDENTAL

4.6.1. Introdução

Os vestígios geomorfológicos existentes na área planáltica a leste do interflúvio que se prolonga do vértice geodésico do Curral do Martins ao v.g. da Fraga das Penas (Figs. 4.1 e 4.35), geraram interpretações distintas nos trabalhos de Lautensach (1929, 1932) e Daveau (1971).

Lautensach, apesar de não dar detalhes acerca da interpretação efectuada, apresenta no seu mapa o glaciar de planalto prolongando-se até à Fraga das Penas¹⁶, dele saindo glaciares de quatro valeiros a norte da Candeeira, que confluíam com o glaciar do Zêzere (Fig. 1.18). A fraca qualidade do mapa topográfico da época, torna difícil reconhecer a posição exacta desses glaciares de vale, porque efectivamente não existem quatro valeiros, mas sim, três (Ribeiro da Porta, Barroca de Porto Novo e Barroca das Lameiras). O glaciar mais setentrional de Lautensach ocupava, sem dúvida, a Barroca das Lameiras. Acerca desta, o autor refere em nota de rodapé (Lautensach, 1932, p. 28): “não posso afirmar se o glaciar que desceu pelo valeiro entre o pico 1539 e 1585 metros atingiu o glaciar do Zêzere”. Esta é, infelizmente, a única referência no texto a este sector da serra.

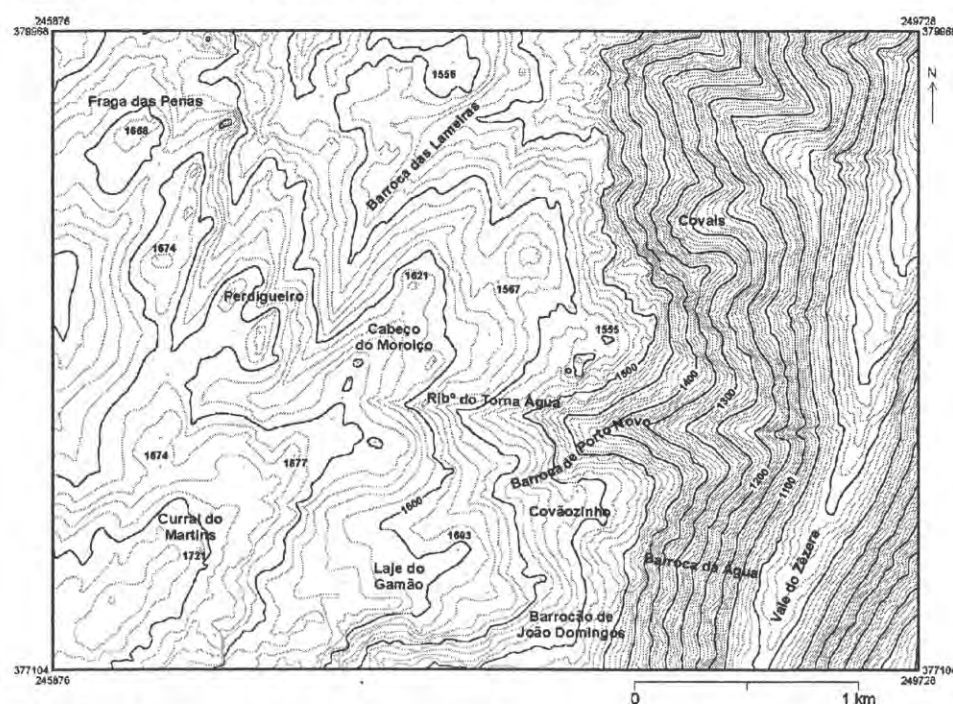


Figura 4.35 – Topografia e toponímia da margem oriental do Planalto do Curral do Martins (Equidistância das curvas de nível = 10 m, fonte: Carta Militar de Portugal 1:25.000 – digital).

¹⁶ Lautensach (1929, 1932) apresenta a designação de Penhas Douradas, mas o desenho da rede hidrográfica no mapa topográfico deficiente, sugere tratar-se do interflúvio da Fraga das Penas.

Por outro lado, Daveau considera que a margem oriental do Planalto do Curral do Martins não esteve glaciada, terminando o glaciar, na área dos Covões e Curral do Martins (Fig. 1.19). A norte, entra-se no domínio das areias e das formas de alteração graníticas, o que afastaria a hipótese da área ter sido glaciada.

O levantamento de campo que efectuámos mostrou que a margem oriental do Planalto do Curral do Martins é uma área complexa, e as evidências geomorfológicas levam-nos a adoptar uma posição intermédia, com glaciação, mas não tão ampla como sugerido por Lautensach.

4.6.2. Alta Barroca de Porto Novo

A bacia-vertente da Barroca de Porto Novo situa-se a nordeste do v.g. do Curral do Martins e tem uma altitude máxima de 1725 m (Fig. 4.35). O escoamento faz-se de oeste para leste, em direcção ao Vale do Zêzere, e a drenagem faz-se através de dois valeiros, o Ribeiro do Torna Água (a norte), e a Barroca de Porto Novo (a sul), que confluem a 1410 m de altitude. A bacia pode-se dividir em dois sectores: o ocidental, acima de cerca de 1450 m de altitude, e que corresponde essencialmente aos dois valeiros referidos; e o oriental, abaixo desse limite e da confluência, corresponde a um abarrancamento na vertente do Vale do Zêzere e que é analisado no capítulo 4.7. Toda a área é talhada no granito de duas micas de grão grosseiro porfiróide de Seia (Fig. 1.6).

a) Alta Barroca de Porto Novo

Na parte montante da bacia da Barroca do Porto Novo, dominam as vertentes com declives entre 10 e 20°, com excepção de um sector inferior a 10°, na área da Laje do Gamão entre 1590 e 1630 m de altitude. O vale é amplo, mas abaixo de 1580 m, estreita e passa a apresentar um fundo em “V” (Fig. 4.35). A parte alta das vertentes, em particular acima de 1650 m, e onde os declives são mais acentuados, é caracterizada por vários afloramentos de rocha sã. Não encontrámos nesses afloramentos, marcas claras de erosão glaciária, o que porém, não afasta a hipótese de serem superfícies glaciárias, pois a meteorização pós-glaciária poderia tê-las obliterado. No interflúvio dominam as superfícies de areia granítica, que surgem também, embora menos desenvolvidas, em patamares na vertente e nos sectores de declive mais suave (Fig. 4.36). No interflúvio que contacta a norte com o valeiro do Ribeiro do Torna Água, surgem vários domos rochosos de tipo *nubbin*. A cerca de 1570 m de altitude encontram-se caos de bolas associados ao desabamento de *tors* e, já alcandorados, no contacto com a vertente do Vale do Zêzere, existem alguns *tors*.



Figura 4.36 – Cabeceira da Barroca do Porto Novo acima de cerca de 1570 m de altitude. Vista geral para leste. Notar os afloramentos de areias graníticas, em primeiro plano.



Figura 4.37 – Acumulação morénica na cabeceira da Barroca de Água.

Entre 1520 e 1590 m de altitude, a vertente tem uma cobertura de blocos sub-angulosos a sub-redondos, de dimensão decimétrica a métrica. Em alguns locais, essa cobertura é esparsa, e não é claro se, se tratam de blocos morénicos, ou de resíduos do saprólito deslocados. Porém, mais abaixo, no troço inferior da vertente, e em particular na cabeceira da Barroca de Água a acumulação é contínua, confirmando tratar-se de uma cobertura morénica, embora muito desmantelada pela erosão (Fig. 4.37). Na Barroca do Porto Novo, a cerca de 1560 m de altitude, encontram-se três conjuntos de blocos alinhados que parecem corresponder a resíduos de moreias de retrocesso. São no entanto formas de pequena dimensão. É de referir que sobre os blocos morénicos é possível encontrar pequenas pias de dimensão centimétrica. Os blocos espriam-se na vertente e não parece ter havido contacto entre o glaciar de planalto e o glaciar do Vale do Zêzere, naquele sector. Esse facto é apoiado pelos *tors* que surgem no interflúvio norte do Covãozinho.

A corroborar a origem glaciária dos blocos acima apontados, foi encontrado no interflúvio norte da cabeceira da Barroca de Água, um bloco errático de granito de duas micas porfiróide

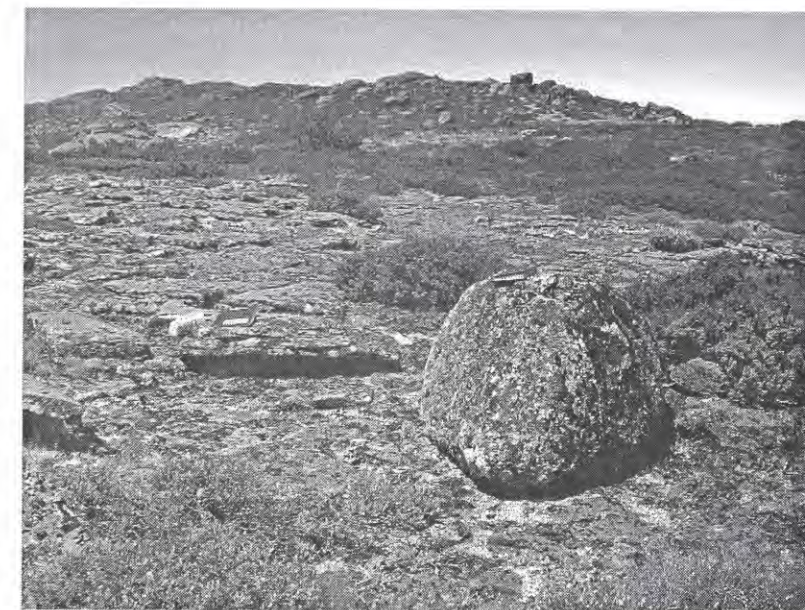


Figura 4.38 – Bloco errático (à direita) e laje *in situ* (à esquerda) na cabeceira da Barroca do Porto Novo.

de grão grosseiro de Seia, depositado num sector talhado em granito de grão médio. A forma arredondada desse bloco contrasta com as lajes que existem na área e que são debitadas pelo substrato (Fig. 4.38). Na vertente, as lajes misturam-se com outros blocos de forma arredondada, provavelmente também de origem morénica.

b) Valeiro do Ribeiro do Torna Água

O valeiro do Ribeiro do Torna Água tem um fundo em forma de “V” e nas vertentes, predominam os declives entre 10 e 20°. Estas, são geralmente convexas, e os sectores de declive mais suave (5-10°) localizam-se no interflúvio norte. Os afloramentos de rocha são surgem essencialmente na parte alta das vertentes, acima de 1550 m, com maior expressão na vertente norte. Nessa mesma vertente, mas já no sector jusante do valeiro, voltam a aparecer os afloramentos de rocha são, mas associados a um campo de *tors* situado a norte, pelo que pensamos corresponderem a um modelado de alteração granítica, sem influência glaciária.

As vertentes apresentam uma cobertura de blocos atípicos que tornam difícil determinar a sua génese, podendo tratar-se apenas de resíduos de saprólito, de resultados da meteorização subaérea do granito, ou mesmo de restos morénicos. A proximidade aos vestígios morénicos da Barroca do Porto Novo, localizados imediatamente a sul, levam-nos a apoiar a hipótese dessas acumulações, pelo menos em parte, serem blocos morénicos esparsos.

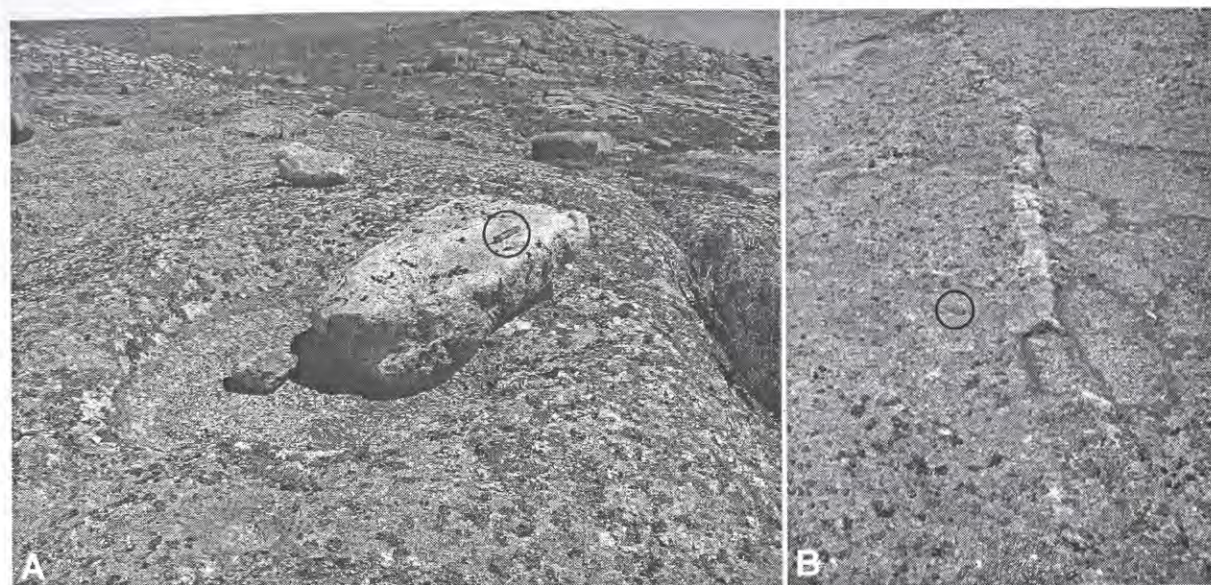


Figura 4.39 – A. Bloco errático de aplito depositado sobre um afloramento de Granito de Seia na área da Barroca de Porto Novo. O bloco encontra-se sobre uma pia; B. Filão de quartzo polido e sobrelevado em relação à rocha encaixante. Notar as pias que contactam com o filão e que o afectam também. As circunferências indicam um canivete que serve de escala.

Os vestígios geomorfológicos mais importantes encontraram-se junto à cabeceira, acima de 1600 m de altitude¹⁷. No interflúvio norte, próximo do Cabeço do Moroço, sobre um afloramento de granito de duas micas porfiróide de grão grosseiro de Seia, encontrámos blocos erráticos de aplito¹⁸ (Fig. 4.39-A). Nessa superfície, existem também várias pias de dimensão decimétrica a métrica e uma profundidade, em alguns casos, superior a 10 cm. O bloco errático de aplito encontra-se sobre uma das pias. Nesse local, encontra-se ainda, um filão de aplito polido e sobrelevado cerca de 2 cm acima do granito encaixante (Fig. 4.39-B). Particularmente interessantes, são as pias que contactam com a superfície polida do filão, e que devem ser formas posteriores ao polimento, pois o contacto é demasiado abrupto para ter sobrevivido à erosão glaciária. Mais recentemente, encontrámos no interflúvio sul do Ribeiro do Torna Água, a cerca de 1650 m de altitude um outro errático de granito de grão grosseiro porfiróide depositado sobre uma massa de granito moscovítico de grão fino. Próximo desse local, observámos também uma superfície polida com caneluras testemunhando um movimento de noroeste. Estas evidências apoiam uma génese glaciária para a acumulação de blocos que se encontra sobre o interflúvio e na cabeceira do valeiro Ribeiro do Torna Água, entre 1610 e 1660 m de altitude (ver mapa geomorfológico).

¹⁷ É de notar que, como referimos atrás, no interflúvio sul foi encontrado um bloco errático.

¹⁸ Num ponto observou-se um filão de aplito com disposição sinclinal, com o seu eixo coberto pelo granito encaixante, formando um sinclinal alcandorado em miniatura, o qual gera algumas dúvidas no que se refere à génese dos blocos aplíticos depositados sobre o granito grosseiro, que poderão ser apenas o resultado da meteorização diferencial do filão no seio de um antigo saprólito.

Os sectores norte e nordeste da bacia da Barroca de Porto Novo, e o prolongamento para o valeiro de direcção submeridiana que nasce no Cabeço do Moroço, são já áreas com um modelado tipicamente de alteração granítica, com campos de *tors* bem desenvolvidos e amplos afloramentos de areias graníticas, e sem vestígios de ocupação por gelo glaciário.

4.6.3. Alta Barroca das Lameiras

A área que designamos por Alta Barroca das Lameiras corresponde ao sector mais a montante deste valeiro, quando o escoamento se faz ainda no planalto, portanto acima de cerca de 1500 m de altitude (Fig. 4.35). É uma das áreas da Serra da Estrela em que os vestígios geomorfológicos geram mais dúvidas, não sendo para já possível avançar além de algumas hipóteses. É de notar que este valeiro está totalmente fora da área glaciada proposta por Daveau (1971), mas dentro dos limites glaciação definidos por Lautensach (1929, 1932).

Na Alta Barroca das Lameiras domina, à primeira vista, o modelado de alteração granítica típico, com vários exemplos de *bornhardts*, alguns *tors*, caos de bolas, e vários afloramentos de areias graníticas. Porém, uma observação mais cuidada revela, em alguns locais, a presença de acumulações de blocos atípicas, que não parecem ser simples resultado da exumação do saprólito e posterior acção gravítica. Essas acumulações encontram-se principalmente no interflúvio oriental, entre 1540 e 1610 m de altitude, e são constituídas por blocos sub-redondos de dimensão decimétrica a métrica, podendo em alguns casos atingir 4 a 5 m de diâmetro (Figs. 4.40 e 4.41 e mapa geomorfológico anexo). Nos blocos maiores, podem encontrar-se feldspatos com *patine* alaranjada, que parecem polidos pela acção glaciária. Os blocos assentam directamente no substrato e têm as mesmas características macroscópicas (granito de duas micas porfiróide de grão grosseiro de Seia – Fig. 1.6). O modo como se encontram dispostos no interflúvio, formando um alinhamento incipiente, e também o



Figura 4.40 – Blocos provavelmente de origem morénica no interflúvio leste da Alta Barroca das Lameiras. Vista de norte para sul.

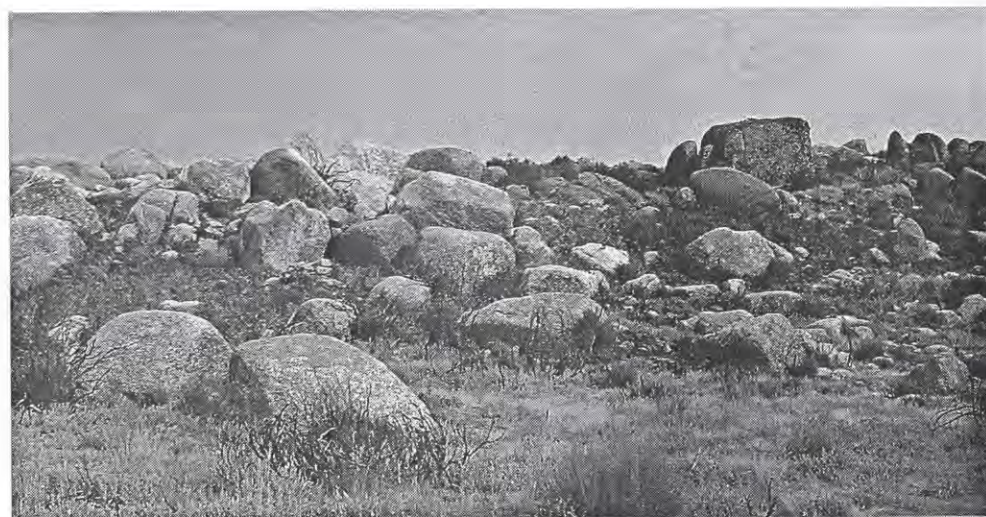


Figura 4.41 – Aspecto dos blocos presentes no interflúvio oriental da Alta Barroca das Lameiras visto de leste.

carácter muito heterométrico dos blocos, leva-nos a interpretar esta acumulação como sendo uma moreia. Porém, permanecem algumas dúvidas, uma vez que a montante, ainda no interflúvio, surgem grandes bolas graníticas que parecem encontrar-se *in situ*.

Outros factores que favorecem a interpretação glaciária são a presença de blocos erráticos cerca de 500 m a sul (ver Cap. 4.6.2), em posição topográfica compatível com a desta provável acumulação morénica; e a existência de um circo glaciário nos Covais, a menor altitude, e cerca de 1000 m a leste. No mapa geomorfológico, considerámos também como restos de moreia, os blocos que se encontram dispersos no fundo do valeiro, e que no seu limite norte parecem corresponder a uma acumulação relativamente espessa.

Na vertente ocidental, imediatamente abaixo das acumulações acima descritas, encontram-se dois patamares longitudinais, com blocos a cobrir a superfície, que parecem também tratarem-se de restos de moreias (Fig. 4.42). A observação da fotografia aérea mostra que os patamares são em larga medida controlados por fracturas de direcção aproximada SSW-NNE, mas não esclarece qual a origem dos blocos. Infelizmente, a área a montante é relativamente homogénea do ponto de vista litológico, e torna-se muito difícil identificar blocos erráticos usando esse critério. Na área de cabeceira, já próximo do v.g. do Curral do Martins, encontram-se alguns blocos que interpretamos como de origem morénica.

A jusante, onde a Barroca das Lameiras deixa o planalto, o vale estreita e o modelado granítico domina claramente. Surgem então, vários *tors* e pequenos *castle-koppjes* marginando o fundo de vale (Fig. 4.43). O vigor das formas, parece afastar a possibilidade de um glaciar ter ocupado a área. Quanto ao valeiro localizado entre a Barroca das Lameiras e o v.g. da Fraga das Penas (Fig. 4.35), não encontramos aí qualquer vestígio glaciário, apenas modelado granítico de alteração.



Figura 4.42 – Vertente leste da Alta Barroca das Lameiras, sendo visível uma ampla cobertura de blocos provavelmente de origem glaciária. Notam-se também alguns afloramentos de substrato.



Figura 4.43 – Modelado granítico de alteração na Barroca das Lameiras, onde o vale estreita no contacto com o Vale do Zêzere.

4.6.4. Discussão

Os vestígios geomorfológicos encontrados na margem oriental do Planalto do Curral do Martins apontam para uma extensão máxima da área glaciada superior à proposta por Daveau (1971), mas inferior à indicada por Lautensach (1929, 1932). Os glaciares ocuparam o interflúvio norte dos Covões, onde deixaram acumulações morénicas significativas, e também a Barroca do Porto Novo, em particular, o valeiro mais meridional. Já no sector do Ribeiro do

Torna Água, os vestígios não são tão claros, mas a ocorrência de vários blocos erráticos, mostra que pelo menos a cabeceira terá estado glaciada. Não é ainda possível estabelecer se existiu uma confluência entre este glaciário e o glaciário do Zêzere.

Quanto à Barroca das Lameiras, a área da cabeceira acima de 1650 m, foi certamente glaciada, como testemunham as evidências encontradas no Curral do Martins. Quanto ao sector entre 1500 e 1600 m, permanece em aberto a hipótese de uma língua glaciária o ter ocupado, porém os blocos da vertente leste parecem ser de origem morénica. O contraste entre os escassos e dúbios vestígios geomorfológicos deste sector do vale, e os encontrados, por exemplo na Alta Barroca do Porto Novo, sugerem tratem-se, ou de vestígios mais antigos, ou do resultado de um curto avanço glaciário. As observações efectuadas noutras áreas da Estrela, em particular nas Penhas da Saúde e na Lagoa Seca, levam-nos a inclinarmos para a primeira hipótese, mas não é ainda possível, com o conhecimento actual, indicar se, se tratam de vestígios da Última Glaciação, ou de uma glaciação mais antiga.

4.7. A BARROCA DE COVAIS. TESTEMUNHO DE UM GLACIÁRIO DE CIRCO DE BAIXA ALTITUDE.

As barrocas de Covais e das Lameiras situam-se na vertente ocidental do Vale do Zêzere, cerca 2,5 km a montante de Manteigas (Fig. 4.1). O sector meridional da área é ocupado pela Barroca de Covais, que é um circo glaciário de vertente, e o sector setentrional, corresponde ao troço terminal da Barroca das Lameiras, já a jusante do troço que drena o Planalto das Penhas Douradas, e que discutimos acima (Fig. 4.44).

O circo glaciário de Covais é o mais baixo da Serra da Estrela, com um fundo situado a 1170 m de altitude, uma altitude máxima da parede de 1510 m, 660 m de comprimento, 550 m de largura e uma orientação do eixo médio do circo de 76° (ENE). Está talhado no granito de duas micas porfiróide de grão grosseiro de Seia (Fig. 1.6). A sua forma, indiciadora da ocorrência de sobreexcavação glaciária em torno dos 1230 m de altitude, e a presença de uma moreia lateral, bem desenvolvida, no sector inferior do interflúvio setentrional levam-nos a classificá-lo como circo (Fig. 4.45 e mapa geomorfológico anexo). Imediatamente a norte, a Barroca das Lameiras pode também ter funcionado como circo, mas não apresenta testemunhos de acção glaciária.

O fundo do circo é aberto a jusante e tem um declive relativamente regular entre 10 e 20°. Apresenta uma forma alongada no sentido do escoamento, que pode estar associada a uma

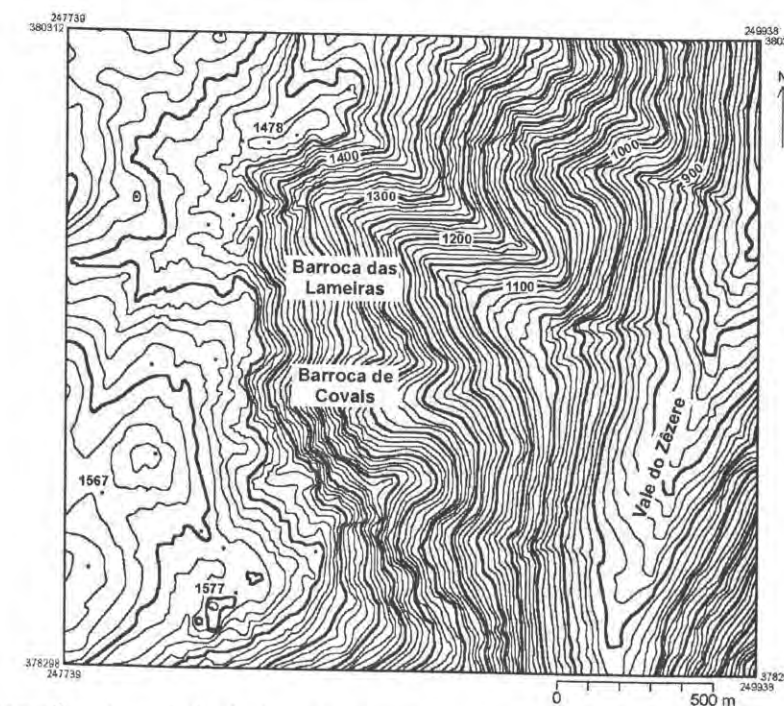


Figura 4.44 – Topografia e toponímia da área da Barroca de Covais e Barroca das Lameiras (Equidistância das curvas de nível = 10 m, fonte: Carta Militar de Portugal 1:25.000 – digital).



Figura 4.45 – Panorama para a vertente sul da Baixa Barroca das Lameiras. A moreia lateral encontra-se do lado esquerdo (setas), e por trás dela, situa-se o pequeno circo glaciário de Covais. Notar também os taludes detriticos que cobrem a vertente e as cornijas com elevada rede de fracturas.

evolução fluvial, provavelmente controlada pela fracturação do substrato. Tem 375 m de comprimento e 150 m de largura máxima.

A moreia lateral da vertente setentrional é uma acumulação heterométrica de blocos sub-redondos a subangulosos, que forma uma crista bem definida (Fig. 4.45). No mapa geológico 1:50.000, o sector está marcado como correspondendo a depósitos glaciários e fluvioglaciários, estendendo-se a mancha até à Barroca das Lameiras, a norte. No entanto, nesta última não encontramos depósitos morénicos. Daveau (1971) não refere qualquer evidência de uma crista morénica, nem formas de erosão glaciária neste local.

O circo glaciário de Covais e os depósitos morénicos que alberga, são especialmente significativos pela sua baixa altitude, e falta de continuidade com o glaciar do planalto. Acima da parede do circo, domina o modelado granítico com *tors* e caos de bolas, como referimos no capítulo 4.6. É portanto um circo marginal, e que deve ter estado activo principalmente durante as fases de maior extensão glaciária, quando a ALE regional era mais baixa. A manutenção do gelo foi favorecida pela exposição a nordeste, e por uma ampla área planáltica a montante, acima de 1450 m, que serviu de fonte de alimentação de neve.

4.8. BAIXA BARROCA DAS LAMEIRAS. TERRAÇO DE OBTURAÇÃO LATERAL OU MOREIA LATERAL?

A Baixa Barroca das Lameiras localiza-se imediatamente a norte do circo glaciário de Covais, entre aproximadamente 1000 e 1450 m de altitude (Figs. 4.1 e 4.44). É um barranco um pouco mais largo e longo que o de Covais, mas com um perfil transversal em “V”. É de notar que este sector corresponde ao troço terminal de um vale com o mesmo nome que se prolonga no planalto até à área do Curral do Martins (1725 m), portanto numa extensão de cerca de 3 km. A erosão fluvial é, por isso, bastante mais intensa do que no circo adjacente.

Os declives nas vertentes são superiores a 20°, com muitos sectores com mais de 30° e algumas cornijas com mais de 40°. No fundo da barroca, entre 1040 e 1110 m de altitude, verifica-se uma nítida diminuição do declive, que passa a corresponder a valores de 10 a 20°. Abaixo dessa ruptura, volta a dar-se um aumento do declive, para valores superiores a 20°. Estas mudanças de declive reflectem o aspecto mais marcante da Baixa Barroca das Lameiras, que é a volumosa acumulação de blocos heterométricos, que se apresenta em posição alcandorada, cerca de 170 m acima do fundo do Vale do Zêzere (Fig. 4.45 e mapa geomorfológico). O carácter alcandorado da acumulação, deve-se ao efeito de obstáculo causado pelo glaciar do Zêzere, de encontro ao qual os sedimentos provenientes das barrocas das Lameiras e de Covais, se depositaram, formando segundo Daveau (1971), um terraço de



Figura 4.45 – Aspecto da moreia lateral (setas) na Barroca das Lameiras. O terraço de obstrução lateral encontra-se no valeiro por trás da moreia. Notar a inclinação da superfície da acumulação esquerda para a direita, acompanhando a superfície do glaciar.

kame. Essa designação foi posteriormente corrigida pela autora para terraço de obturação lateral (Daveau, 1985). A altitude do terraço em relação ao fundo de vale, permite reconstituir um nível da superfície do glaciar, correlativo da moreia das Caldas de Manteigas, que traduz a máxima extensão glaciária no Vale do Zêzere (ver Cap. 4.9.3). É possível observar no sector terminal do terraço uma ligeira inclinação da sua superfície ao longo do vale do Zêzere (Fig. 4.45), que ilustra o controlo exercido pelo fluxo glaciário, o que indica que o sector externo e provavelmente a parte principal da acumulação, é uma moreia lateral de encontro à qual se depositaram as escoadas de detritos provenientes da vertente (Fig. 3.66). Como se verifica na figura 4.45, a moreia encontra-se entalhada por uma incisão fluvial.

O prolongamento do depósito de escoadas de detritos para o interior da Barroca das Lameiras, mostra que essa foi a principal fonte dos sedimentos. Como referimos antes, no troço em que o canal entra no planalto, verifica-se uma grande concentração de *tors* e *castle-koppjes*, que são resultado da erosão do manto de alteração e exposição do saprólito. É provável que grande parte dos sedimentos do terraço, seja proveniente desse sector. Além disso, o facto de a parte alta da bacia ter estado glaciada (Curral do Martins), deverá ter contribuído também para a alimentação, não só através da remobilização de material morénico, mas também pelo acrescido fornecimento de água de fusão.

Cabe ainda referir a presença de *tors* no rebordo setentrional da barroca, e também no topo da vertente. Essas áreas, e algumas cornijas que apresentam uma elevada densidade de fracturação, serviram de alimentação para os taludes de detritos que colmatam as vertentes.

4.9. O PROBLEMA DA GLACIAÇÃO DA BACIA DE MANTEIGAS

4.9.1. Introdução

A área de Manteigas é particularmente interessante para o estudo da evolução geomorfológica do Vale do Zêzere, não só pela diversidade de depósitos que aí se encontram, mas também pelas interpretações, nem sempre consensuais geradas por alguns deles. O problema principal é a questão da extensão máxima da língua glaciária do Vale do Zêzere. Segundo Lautensach (1932), Vasconcelos Pereira Cabral (1884) identificou material morénico próximo da fábrica de São Gabriel, na área da Várzea do Crasto, a 600 m de altitude. Embora Lautensach não confirme de modo claro a existência desses depósitos, concorda com Cabral, e aponta esse local como o término do glaciar. É de notar que o valor altitudinal indicado é incorrecto, e resulta provavelmente do deficiente mapa topográfico da época, pois essa altitude encontra-se apenas cerca de 2 km para jusante, já próximo do Sameiro. O fundo de vale no lugar da Várzea do Crasto está efectivamente a cerca de 650 m de altitude, o que coloca a altitude do limite do glaciar não muito distante do valor posteriormente indicado por Daveau.

Daveau (1971) definiu a extensão máxima do glaciar do Zêzere, como localizando-se próximo do sítio de São Gabriel, cerca de 500 m a montante de Lautensach, portanto a uma altitude próxima de 670 m¹⁹. Daveau (1973) mostrou que os depósitos interpretados como moreias por Cabral e Lautensach, não o são, tratando-se de cones de detritos. Para definir o limite do glaciar, a autora usou como referência o depósito do campo de futebol de Manteigas, que interpretou como sendo um terraço de *kame*. As observações de campo mais recentes apontam para que a língua glaciária não tenha ido além da área da Senhora dos Verdes, a cerca de 710 m de altitude.

4.9.2. Características geomorfológicas gerais

Na área de Manteigas, o Vale do Zêzere alarga-se em virtude da erosão diferencial do granito biotítico de grão médio e dos grauvaques e conglomerados da Formação de Malpica do Tejo (Fig. 4.46). O granito referido está geralmente muito alterado, facto relacionado com o seu carácter biotítico, sendo portanto mais facilmente erodível do que o granito de Seia, que aflora a montante. A curvatura do Zêzere, em cotovelo, de SSW-NNE, para WNW-ESE, fazendo um ângulo de cerca de 90°, que parece acompanhar o afloramento de granito

¹⁹ A autora refere no seu artigo o valor de 680 m, porém comparando o mapa geomorfológico então publicado, com a Carta Militar de Portugal 1:25.000 (IGE) de 1998, verifica-se que o valor é ligeiramente inferior a 670 m.

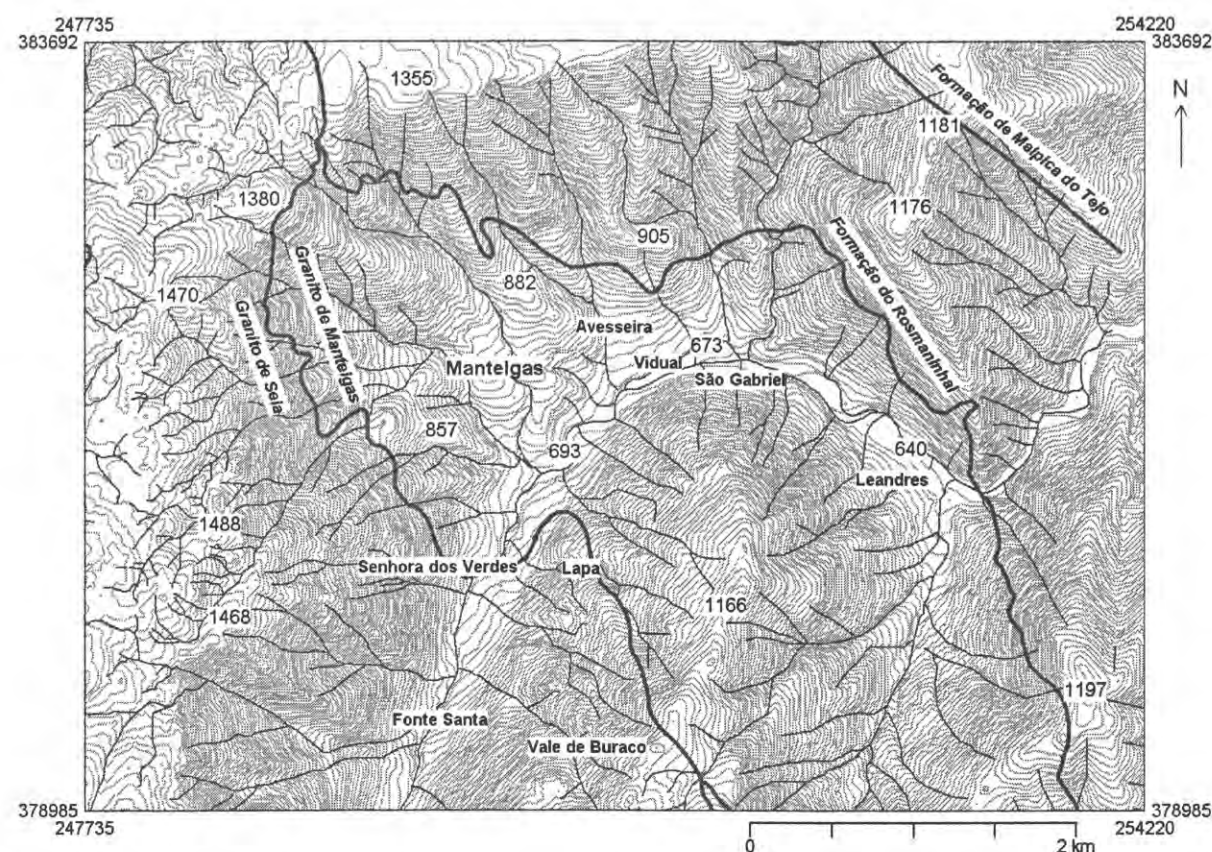


Figura 4.46 – Topografia da bacia de manteigas e limites geológicos. As curvas de nível têm equidistância de 10 m. Elaborado a partir da Carta Militar de Portugal 1:25.000 – Digital, IGeoE, e Carta Geológica Simplificada, 1:70.000 do P.N.SE, IGM e ICN.

biotítico, torna o vale aparentemente ainda mais largo, formando quase uma bacia. As vertentes da margem direita são mais longas do que as da margem esquerda, facto que deve estar relacionado com a erosão mais rápida do substrato alterado. Além disso, os valeiros que se desenvolveram nessas vertentes, fornecerão maior acarreo de sedimentos do que as da vertente direita, empurrando o rio para a base desta última, o que contribuiu para que esta mantivesse um declive mais acentuado e fosse mais curta.

O comando das vertentes é acentuado, em particular nas vertentes da margem esquerda, onde atinge 850 m, variando as altitudes entre cerca de 1450 m nas Penhas Douradas e 700 m no fundo do vale. Nas vertentes da margem direita, que terminam num interflúvio em crista que se prolonga num sentido meridiano em direcção ao Planalto do Curral da Nave, a uma altitude de cerca de 1200-1300 m, o comando é mais reduzido.

As vertentes da margem direita são em geral, convexo-rectilíneas, com um domínio dos declives entre 10 e 20° acima de 1000 m de altitude, e de 20 a 30° abaixo desse limiar, embora existam alguns sectores com mais de 40°. Além disso, são vertentes com perfil transversal convexo, e que dificultam a canalização da drenagem, aspecto que se vai reflectir na

existência de pequenos barrancos pouco hierarquizados. Por outro lado, as vertentes da margem esquerda são mais amplas e de perfil transversal côncavo, estando entalhadas por barrancos mais profundos e mais hierarquizados, que entalham de modo importante o alto da vertente. Os declives são irregulares, mas domina um perfil longitudinal côncavo, com declives acentuados (>20°) acima de cerca de 900 m de altitude. Abaixo dessa altitude, há uma nítida ruptura de declive para valores inferiores a 20°. Na base da vertente, em particular na área do Vidual, os declives são suaves (5-10°), coincidindo com um leque aluvial. Se as rupturas de declive na vertente forem observadas com maior pormenor, verifica-se que não se trata de uma forma contínua, mas sim de várias rechãs em distintos níveis altitudinais, que poderão corresponder a terraços erosivos associados a antigas posições do fundo de vale. Todas as rechãs são talhadas em substrato, quer granítico, quer metamórfico.

4.9.3. Os depósitos morénicos

Apesar de Vasconcelos Pereira Cabral (1884) e Lautensach (1929, 1932) terem referido a ocorrência de depósitos morénicos até à área da Várzea do Crasto, Daveau (1973) mostrou que se tratavam de cones de detritos, e sem relação com o glaciar. Segundo a autora, vários desses afloramentos encontram-se em cortes na vertente direita do Vale do Zêzere ao longo da estrada de Leandres, e são apenas constituídos por material de origem local.

A observação sistemática dos taludes nas estradas e estradões (muitos deles recentes) da área de Mantelgas, tanto na vertente direita, como na esquerda, permitiu observar em corte vários tipos de depósitos de vertente, mas não se encontrou nenhum *till*, a jusante da área da Senhora dos Verdes (corte do INATEL, Cap. 3.4.2), como seria provável, caso o glaciar se tivesse prolongado até São Gabriel. Também não encontramos blocos alóctones, com excepção dos de origem fluvioglaciária, e apenas na área da Senhora dos Verdes se encontram grandes blocos no fundo de vale. Eles serão provavelmente de origem glaciária, mas não é de excluir a hipótese de alguns deles serem o resultado do desabamento de *tors* provenientes da vertente direita, e em particular da área da Lapa.

No Vale do Zêzere, os depósitos glaciários localizados mais a jusante, correspondem a uma moreia latero-frontal presente na margem direita, acima da Fonte Santa a uma altitude entre 900 e 1000 m (Vieira e Ferreira, 1998), e ao corte do INATEL (ver mapa geomorfológico anexo). A moreia encontra-se numa área florestada, o que dificulta a sua observação, mas o alinhamento de blocos e o resalto que causa na vertente são identificáveis na fotografia aérea. Não existem cortes que permitam observar a estrutura do depósito; e mesmo a superfície da acumulação é dificilmente observável, pois existe uma densa cobertura



Figura 4.47 – Crista morénica da Fonte Santa. A parte escura corresponde à vertente externa da moreia lateral. Infelizmente não foi possível obter melhores fotografias devido à densa vegetação arbórea.



Figura 4.48 – Moreia latero-frontal da Fonte Santa (setas) e terraço de obturação lateral do Vale do Buraco (k).

arbustiva, bem como uma espessa camada de folhagem no solo e musgo a cobrir os blocos. A crista tem uma altura de cerca de 3 a 5 m e é composta por blocos de granito de grão grosseiro porfiróides de dimensão métrica (Figs. 4.47 e 4.48). No seu seio encontram-se também blocos de aplito subangulosos de origem local, bem como grandes blocos graníticos que podem ter

origem em desabamentos a partir dos *tors* situados na vertente, a cerca de 1200 m de altitude, no Sítio das Pessoltas.

A moreia da Fonte Santa está na origem do terraço de obturação lateral do Vale de Buraco, causado pela acumulação de escoadas de detritos de encontro a ela. Este terraço foi identificado por Daveau (1971), que o atribuiu à fase de máxima extensão da língua glaciária, quando esta se prolongaria até São Gabriel. Em nosso entender, a moreia lateral e o terraço de obturação lateral, são efectivamente os testemunhos mais externos do glaciar do Zêzere, mas indicam que o seu sector terminal se encontrava na área da Senhora dos Verdes, próximo da fábrica de engarrafamento das águas “Glaciar”²⁰.

²⁰ Infelizmente não tivemos oportunidade de observar os cortes abertos para a instalação da fábrica, que certamente terão mostrado aspectos muito interessantes, a avaliar pelos pequenos afloramentos de material fluvio-glaciário que podemos observar já numa fase avançada da construção.

4.10. VESTÍGIOS DE UMA GLACIAÇÃO MAIS ANTIGA NAS PENHAS DA SAÚDE?

A morfologia da área da cabeceira do Vale da Ribeira de Cortes (Penhas da Saúde) é marcada por amplas extensões de afloramentos de granito, interrompidas por sectores com areias grosseiras. Os afloramentos graníticos apresentam um interessante modelado de pormenor, com *tors*, *nubbins*, casos de bolas graníticas, pias, fendas poligonais e formas em chama, que podem ser explicados, quase sempre por fenómenos de alteração (Fig. 4.49). A excepção ocorre nos possíveis terraços de crioplaneação presentes no limite oriental do Curral do Vento (Cap. 6.4.4). No seio desta paisagem, surgem frequentemente afloramentos convexos semelhantes aos dorsos de baleia, e nalguns casos, às rochas aborregadas glaciogénicas, mas são formas que se podem também interpretar através dos modelos clássicos de alteração granítica. Ou seja, não se encontrou na área das Penhas da Saúde um modelado que claramente se possa atribuir à morfogénese glaciária. Por essa mesma razão, Lautensach (1929, 1932) e, mais tarde, Daveau (1971) consideraram que a área não tinha sido glaciada.

Próximo das Penhas da Saúde, no patamar do Covão do Teixeira, situado na base da vertente oriental do Planalto do Curral do Vento, a 1490 m de altitude, encontrámos uma ampla acumulação de blocos, que pela sua disposição, superfície ondulada e volume, interpretamos como de origem morénica (ver mapa geomorfológico anexo e Fig. 4.50). Não se identificaram



Figura 4.49 – Aspecto do modelado granítico na área das Penhas da Saúde. O círculo marca a localização aproximada do *diamicton* descrito no texto.



Figura 4.50 - Panorama da acumulação de blocos do Covão do Teixeira vista de leste. O tracejado indica o limite aproximado da acumulação.



Figura 4.51 – Aspecto da superfície da acumulação do Covão do Teixeira.

arcos morénicos nítidos, mas há alguns alinhamentos incipientes, que sugerem uma génese ligada a um pequeno glaciar anichado na vertente referida (Fig. 4.51). A existência de cicatrizes nessa vertente, em especial próximo do lugar do Poio Cutelo²¹, sugere que em parte, essa acumulação possa estar relacionada com um deslizamento de rocha (*rockslide*); mas, por outro lado, a presença de muitos blocos sub-redondos aponta para que parte da acumulação deva ser glaciogénica. Todavia, a presença de um pequeno glaciar no Covão do Teixeira, não implica que tenha havido glaciação nas Penhas da Saúde, nem no planalto cimeiro (Curral do Vento), podendo ter este último, funcionado como área de alimentação de neve, que soprada pelos ventos de oeste, se iria acumular na vertente abrigada. Aliás, uma situação semelhante foi encontrada em Covais (Vale do Zêzere – Cap. 4.7).

Mais recentemente, encontrámos exposto em corte nas Penhas da Saúde um *diamicton* que tem características sedimentares macroscópicas e micromorfológicas próximas de um *till* (ver Cap. 3.3.2). Esse depósito está coberto por um outro de características crionivais, que discutimos no capítulo 6.4.4. Caso se confirme que o *diamicton* inferior é um *till*, isso significa que a vertente sul do Planalto do Curral do Vento esteve glaciada, e provavelmente, o mesmo pode ter sucedido numa área mais ampla do planalto, incluindo, eventualmente o sector do Alto da Pedrice; mas não é ainda possível definir qual a dimensão do hipotético glaciar que teria originado o depósito, embora a presença de um valeiro na vertente, sugira que era possível tratar-se apenas de uma massa de gelo de pequena dimensão.

²¹ Topónimo da Carta Militar de Portugal na escala 1:25.000, S.C.E., folha 224, Teixoso (Covilhã).

Tendo em conta o exposto, e em particular, dada a ausência de um modelado glaciário nítido na área das Penhas da Saúde (ao invés do que sucede no Planalto da Torre), e a presença de formas e depósitos de características periglaciárias (possíveis testemunhos de crioplanção, depósitos de vertente com blocos angulosos e a presença de blocos levantados – ver Cap. 6.4.4), indica que a possível fase glaciária seria antiga, e provavelmente anterior ao Vístula/Würm ou a uma fase antiga desta, muito anterior ao UMGSE. Estas observações estão de acordo com outros testemunhos que sugerem a existência de um episódio glaciário pré-UMGSE na Serra da Estrela.

Cabe ainda referir, que próximo da Malhada do Carvalho (vertente norte dos Poios Brancos), a cerca de 1470 m de altitude e próximo do fundo de um pequeno valeiro, observámos afloramentos graníticos cuja superfície parece polida, com possíveis caneluras orientadas acompanhando o sentido do vale, e com cristais de quartzo polidos. Estes possíveis vestígios glaciários surgem num local onde, nas vertentes, abundam formas tipicamente de alteração, como bolas graníticas. No entanto, a elevada altitude desse valeiro, bem como dos valeiros vizinhos da Malhada da Cova e do Ribeiro do Espinheiro, e a sua localização a noroeste do Planalto do Curral do Vento, sugerem que fossem locais particularmente favoráveis à acumulação das neves sopradas desde o planalto. Infelizmente, a densa cobertura de mato não permite observar o fundo desses valeiros, pois seria interessante verificar a que se devem algumas variações de declive atípicas, que poderão ser indiciadoras da presença de acumulações alóctones.

CAPÍTULO 5

EXTENSÃO E DINÂMICA DA GLACIAÇÃO

5.1. MODELAÇÃO DA EXTENSÃO DA CALOTE DE PLANALTO E DOS GLACIARES DE VALE NO ÚLTIMO MÁXIMO DA GLACIAÇÃO DA SERRA DA ESTRELA

5.1.1. Noções elementares acerca do movimento glaciário

Para melhor se compreender a forma da superfície dos glaciares, a sua dinâmica, e os resultados do modelo que aplicámos na reconstituição dos glaciares da Estrela, apresentamos de modo sucinto algumas noções elementares de glaciologia.

Os glaciares movem-se em resposta à força da gravidade, e ao facto de a sua superfície se encontrar inclinada para as margens. Este último aspecto resulta do balanço entre a acumulação (que domina na parte alta do glaciar) e a ablação (que domina próximo das margens). O movimento do glaciar equilibra, assim, os ganhos e perdas de massa. Se a superfície do glaciar for plana, o glaciar não tem movimento (Bennett e Glasser, 1996).

Há três mecanismos através dos quais os glaciares se movem: a deformação interna, o deslizamento basal e a deformação do leito subglaciário (Fig. 5.1; Bennett e Glasser, 1996; Benn e Evans, 1998; Siegert, 2001). O movimento por deformação interna ocorre em todos os glaciares e está associado a processos de *creep*¹ e de fractura². Analisamos adiante, com mais detalhe, este tipo de movimento, pois é aquele que é aplicado no modelo utilizado. Quanto ao deslizamento basal, este mecanismo ocorre principalmente nos glaciares de base quente (em que o gelo se encontra abaixo, ou no ponto de pressão de fusão – Nesje e Dahl, 2000) e dá-se

¹ *Creep* é a deformação que ocorre como resultado de movimentos dentro, ou entre os cristais de gelo (Benn e Evans, 1998, p. 148).

² A fractura ocorre quando o gelo sob tensão não se deforma por *creep* de modo suficientemente rápido para ajustar a forma do glaciar (Benn e Evans, 1998, p. 149).

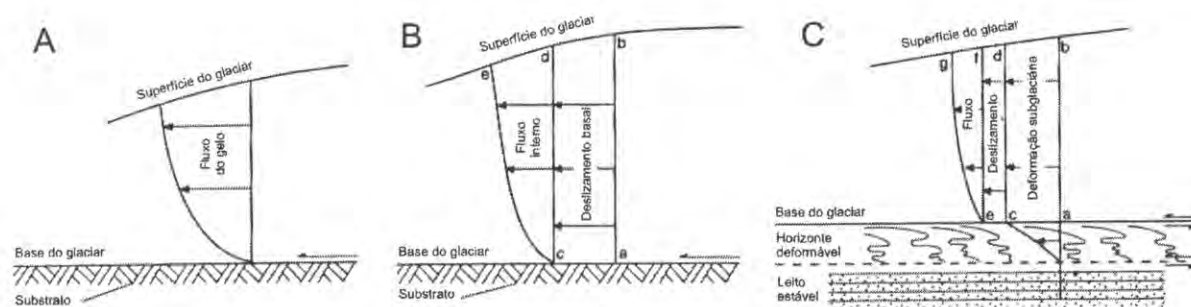


Figura 5.1 – Mecanismos de movimento de um glaciar. A. Glaciar de base fria sobre substrato compacto, com movimento por deformação interna; B. Glaciar de base quente sobre substrato compacto, com movimento por deformação interna e deslizamento basal; C. Glaciar de base quente sobre sedimento, com horizonte deformável, e movimento por deformação interna, deslizamento basal e deformação subglaciária (Bennett e Glasser, 1996, p. 43).

por deslizamento por recongelamento³, ou por *creep* intensificado⁴. Finalmente, o movimento por deformação do leito subglaciário é o mais complexo, e aquele que pode exercer maior influência nas taxas de movimento, referindo-se à deformação induzida pelo glaciar no material basal, em particular quando este se encontra saturado em água, e consequentemente, no movimento acrescido do glaciar suprajacente. A taxa de deformação depende em larga medida das características geotécnicas do leito subglaciário, sendo por isso muito variável e difícil de modelizar.

As equações que apresentamos de seguida referem-se à deformação interna do glaciar, e são aquelas que, dados os escassos conhecimentos disponíveis, acerca das características dos glaciares da Estrela (por ex.: temperatura do gelo, condições basais, etc.), nos permitem, para já, melhor compreender a sua dinâmica.

A equação para o equilíbrio mecânico de um glaciar infinitamente amplo desenvolvida por Nye (in Schilling e Hollin, 1981), e que é considerada a fórmula fundamental em glaciologia (Hughes, 1995) é a seguinte:

$$\tau = \rho g t \Delta h / \Delta x \quad (1)$$

em que τ é a tensão tangencial basal, ρ é a densidade do gelo ($0,91 \text{ g.cm}^{-3}$), g é a aceleração da gravidade (981 cm.s^{-2}), t é a espessura do gelo (m), h é a altitude da superfície do glaciar (m), e x é a distância à frente do glaciar (m). Portanto, τ depende directamente da espessura do

³ Tradução do inglês *regelation sliding*, que consiste no movimento causado pela fusão do gelo na parte montante dos obstáculos na base do glaciar (há aí um aumento de pressão), e recongelamento a jusante, devido à diminuição da pressão (Benn e Evans, 1998).

⁴ Tradução do inglês *enhanced creep*, que consiste no aumento da deformação por *creep* próximo de obstáculos devido ao aumento das tensões tangenciais (ver Lei do Fluxo de Glen).

gelo e do declive da superfície do glaciar ($\Delta h / \Delta x$), aumentando linearmente da superfície para a base (Benn e Evans, 1998). O fluxo glaciário depende por isso do declive da sua superfície, podendo, ultrapassar pequenos obstáculos sem mudança na direcção do fluxo (Paterson, 1994). São exemplo disso as bacias de sobreexcavação presentes na parte montante dos vales.

Uma outra lei usada para a quantificação da deformação interna por *creep*, é a Lei de Glen (Patterson, 1994; Benn e Evans, 1998):

$$\varepsilon = A \tau^n \quad (2)$$

em que, ε é a taxa de deformação, A é uma constante dependente da temperatura do gelo (menor com temperaturas mais baixas), τ é a tensão tangencial e n é uma constante, à qual é atribuído geralmente o valor de 3. Ou seja, a taxa de deformação, é proporcional ao cubo da tensão tangencial, e portanto, uma duplicação de τ resulta num aumento de oito vezes da deformação.

5.1.2. Metodologia

a) O modelo de Schilling e Hollin

Os primeiros métodos para calcular perfis de glaciares de vale e calotes glaciárias foram desenvolvidos por Nye na década de 50 do século passado. Inicialmente foram formuladas equações assumindo a plasticidade perfeita do gelo, e alguns anos mais tarde, introduziram-se leis para o deslizamento basal (Schilling e Hollin, 1981). Nesses trabalhos foram propostas soluções analíticas para declives constantes do leito, e sugeridos esquemas iterativos para leitos de declive variável. Schilling e Hollin (1981) desenvolveram um modo de cálculo iterativo e aplicaram-no na modelação da calote glaciária da Patagónia, e de glaciares de vale pliocénicos da Califórnia. Os modelos foram validados com observações de cariz geomorfológico (moreias, etc.), tendo fornecido resultados muito satisfatórios.

Neste trabalho seguimos a metodologia de Schilling e Hollin (1981) para reconstituir perfis teóricos da superfície de glaciares. É um método iterativo, que assume condições de perfeita plasticidade do gelo. Considera-se, por isso, que o gelo não se deforma, enquanto não for atingida a tensão tangencial crítica⁵, limite a partir do qual, se comporta de modo plástico. Este tema é tratado com detalhe em, por exemplo, Paterson (1994), Bennett e Glasser (1996), Benn e Evans (1998). Segundo Oerlemans (2001) encontram-se citados na bibliografia

⁵ Tradução do inglês *yield shear stress*

científica valores de tensão tangencial crítica para o gelo entre 50 e 300 kPa, correspondendo os menores a calotes de gelo com razões de balanço de massa baixas, e os maiores a glaciares de vale, com razões de balanço de massa elevadas.

Os perfis glaciários modelizados nos vales foram adaptados iterativamente aos testemunhos geomorfológicos, e o modelo não incorpora praticamente nenhuma informação nova, pois essas evidências são efectivamente suficientes para o desenho da superfície glaciária, constituindo o principal factor que controla os resultados. Mas na área planáltica, e na parte dos perfis acima do limite superior das moreias laterais⁶, devido à escassez de evidências geomorfológicas para delimitar o nível superior do gelo, a validação é mais difícil. É por isso, que nesses sectores o modelo vai funcionar de modo independente.

O método de Schilling e Hollin foi aplicado por outros autores com resultados satisfatórios, como são os casos de Locke (1995), em vários glaciares de vale plistocénicos do Norte das Montanhas Rochosas, e de Evans *et al.* (2002) em campos de gelo de planalto no Norte da Noruega. Estes últimos, compararam os resultados obtidos com dados de um campo de gelo actual (Øksfjordjøkelen) e verificaram uma assinalável coincidência entre o modelo e a realidade.

Como se verá, o modelo calculado permite uma boa visualização dos glaciares na sua máxima extensão, tendo também fornecido informações importantes no que se refere aos fluxos do gelo no planalto e cálculo das altitudes da linha de equilíbrio para os vários glaciares, resultados que coincidem com as observações geomorfológicas de campo. É importante salientar o facto de que se trata de um modelo físico, baseado em condições de perfeita plasticidade do gelo, quando efectivamente este é dominado por um comportamento viscoso não linear. No entanto, como refere Locke (1995), os resultados deste tipo de modelização são muito credíveis, e têm o grande potencial, não só de permitir reconstruir glaciares passados, mas também de ajudar na interpretação das formas de relevo herdadas.

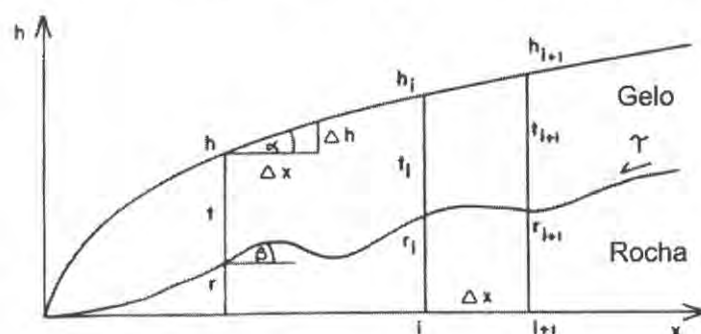


Figura 5.2 - Parâmetros usados na aplicação iterativa da equação (3) (Schilling e Hollin, 1981, p. 202).

⁶ Excepto nos escassos locais onde se pode delimitar o nível do gelo a partir de linhas de corte glaciárias.

O modelo desenvolvido por Schilling e Hollin (1981) baseia-se na equação (1). Aí, t é medido perpendicularmente ao leito glaciário, mas Schilling e Hollin usam o valor obtido na vertical, o que origina resultados ligeiramente diferentes, mas que se tornam mais significativos em sectores com declive superior a 20°. São situações que no caso de perfis longitudinais, ocorrem essencialmente nas cabeceiras (circos), mas que são negligenciáveis na maior parte do perfil.

A integração da equação (1) de modo iterativo⁷ com vista a aplicá-la a um leito glaciário irregular, resulta na seguinte equação (ver também Fig. 5.2):

$$h_{i+1} = h_i + \frac{\tau}{\rho g} \frac{\Delta x}{t_i} \quad (3)$$

Em glaciares de vale a tensão tangencial basal no fundo de vale é menor que em vales muito amplos, pois as vertentes suportam uma parte significativa do peso do glaciar (Paterson, 1994). Por isso, Nye desenvolveu uma fórmula para calcular a tensão tangencial média:

$$\tau_{av} = \rho g \frac{A}{p} \frac{\Delta h}{\Delta x} \quad (4)$$

Em que A , é a área da secção do glaciar e p é o perímetro da secção do leito. Para aplicar o modelo é necessário conhecer a espessura de gelo no centro do vale (t), sendo que (ver Fig. 5.3):

$$\frac{A}{p} = ct \quad (5)$$

Nesta equação, c é um coeficiente de forma, com o valor de 1 para um glaciar infinitamente amplo, de 0,5 para um canal semicircular, ou 0,4 para circos glaciários (Weertman, 1971 citado em Schilling e Hollin, 1981). A equação foi desenvolvida com vista a caracterizar essencialmente perfis transversais parabólicos, cujos resultados variam geralmente entre 0,5 e 0,6. Os vales em V originam valores mais baixos, e os vales em U, de fundo marcadamente plano, valores mais altos (Menzies, 1995). Assim, a equação (4) é

⁷ Ou seja, para obter os resultados num passo (h_{i+1}), são usados os resultados do passo anterior (h_i), repetindo-se a regra a cada passo.

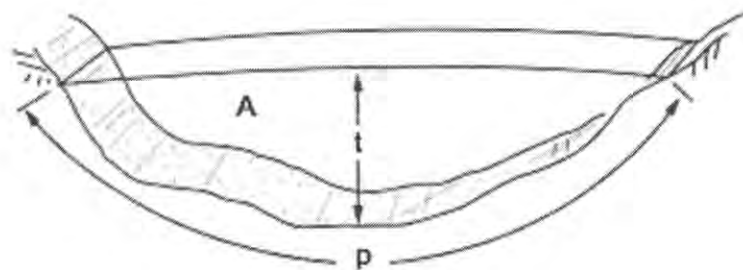


Figura 5.3 - Parâmetros usados no cálculo do coeficiente de forma do vale (equação 5). A – Área da secção do glaciar; p – perímetro do leito; t – espessura de gelo (Hooke, 1998, p. 51).

transformada na equação (6), de modo, a aplicar-se em glaciares de vale, e constitui a equação de base do modelo que aplicámos:

$$h_{i+1} = h_i + \frac{\tau_{av}}{c_i \rho g} \frac{\Delta x}{t_i} \quad (6)$$

b) Escolha dos perfis longitudinais

A aplicação do modelo fez-se através do uso da equação (6), sendo as variáveis fundamentais, o coeficiente de forma dos vales glaciários (c) e a tensão tangencial basal (ρ). O trabalho em ambiente SIG e o recurso à modelação em folha de cálculo, permitiu usar o valor de 10 m como distância de cálculo em cada iteração ao longo dos perfis longitudinais a modelizar. Estes foram calculados com base no modelo de folha de cálculo criado por Locke (1995) e que o autor disponibiliza na Internet⁸, a qual modificámos para o efeito (unidades métricas e representação gráfica mais completa).

Os perfis longitudinais foram escolhidos ao longo dos principais vales, e segundo as linhas de fluxo respeitando a topografia do planalto. Porém, uma vez que o objectivo era obter uma reconstituição tridimensional da superfície glaciária, foi também necessário efectuar cálculos ao longo de vários outros perfis no planalto, direccionados dos interflúvios para as margens glaciárias (Fig. 5.4).

O valor de espessura de gelo (t) usado na primeira iteração foi de 10 m. Para a escala de trabalho a que o modelo foi aplicado, este valor é pouco importante, pois, independentemente deste, a espessura de gelo do glaciar rapidamente estabiliza a algumas dezenas de metros da frente. Os 15 m de espessura permitiram obter uma frente do glaciar com declive regular, e uma vez comparados com outros valores de espessura inicial, ofereceram bons resultados.

No caso dos glaciares de vale tributários de outros glaciares (por ex.: Glaciar da Candeeira)

⁸ Em <http://www.homepage.montana.edu/~ueswl/models/GLACPRO.xls>

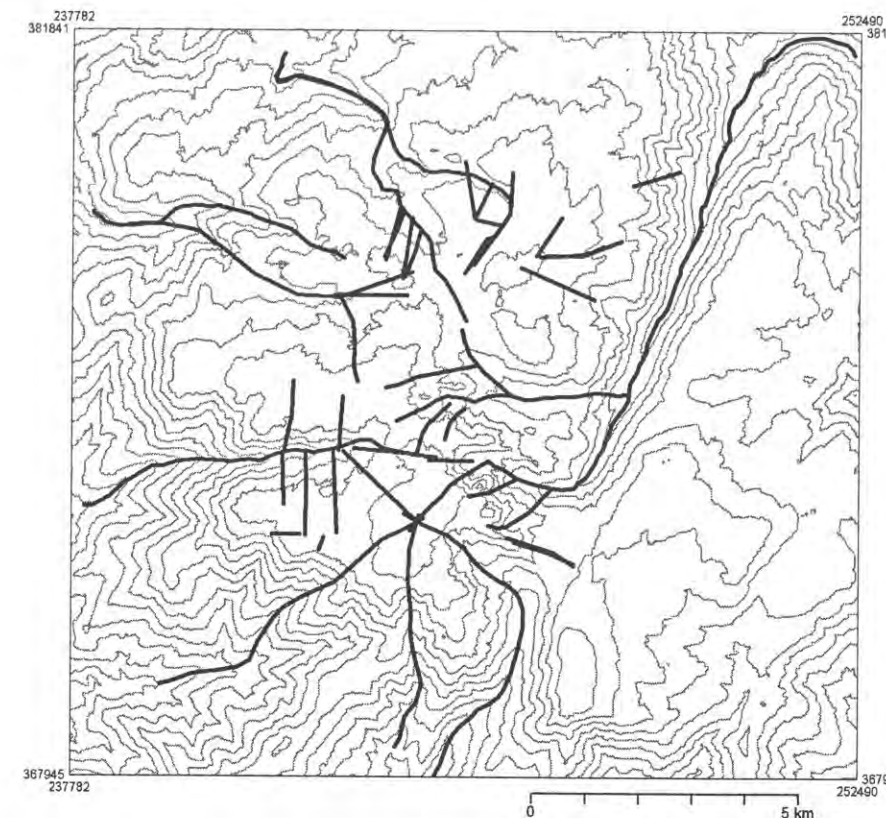


Figura 5.4 – Localização dos perfis longitudinais usados na elaboração do modelo da superfície glaciária (equidistância das curvas de nível = 100 m).

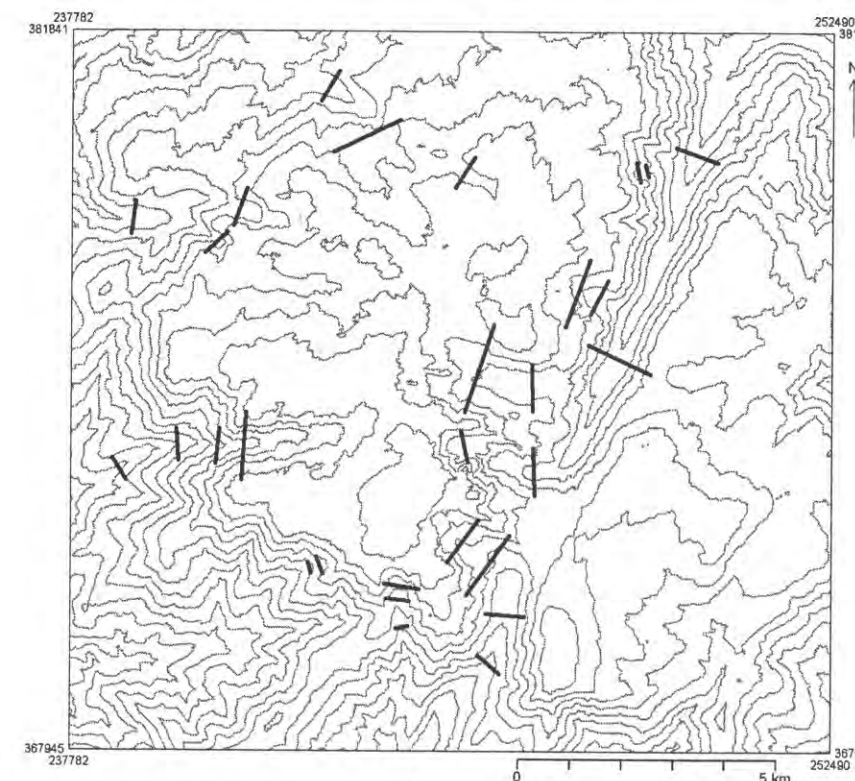


Figura 5.5 – Perfis transversais dos principais vales da Serra da Estrela usados para calcular coeficientes de forma (equidistância das curvas de nível = 100 m).

o perfil foi efectuado até ao talvegue do vale principal, tendo-se usado como valor inicial de espessura de gelo (*t*), a espessura do glaciário principal calculada previamente para esse ponto.

c) Cálculo dos coeficientes de forma

Após a escolha dos perfis longitudinais (Fig. 5.4), definiram-se perfis transversais representativos das características topográficas dos vários vales (Fig. 5.5) e calcularam-se os coeficientes de forma respectivos. Os perfis localizam-se em pontos onde podemos com segurança estimar a espessura do glaciário, tendo sido este parâmetro (necessário para o cálculo de *c*), estimado com base na presença de moreias laterais, terraços de obturação lateral ou de umbrais. A topografia ao longo do perfil transversal foi obtida a partir do Modelo Numérico de Terreno da Estrela, com intervalos de 10 m, o que possibilita efectuar cálculos bastante rigorosos. Os dados foram introduzidos numa folha de cálculo preparada para a avaliação semi-automática da área da secção do glaciário (*A*) e do perímetro da secção do leito (*p*). Para calcular o coeficiente de forma (*c*) é ainda necessário conhecer a espessura de gelo no centro do vale (*t*) e aplicar então a equação (5).

Os valores dos coeficientes de forma nos vales da Serra da Estrela variam entre 0,41 e 0,61 o que revela alguma homogeneidade (Quadro 5.1). Na figura 5.6 apresentamos exemplos de perfis transversais dos vales da Serra da Estrela e respectivos coeficientes de forma. Nas áreas planálticas adoptou-se sempre o valor 1, pois não existem vertentes significativas a influenciar o fluxo do glaciário. Esta solução foi também usada por Evans *et al.* (2002) em glaciares de planalto na Noruega com condições topográficas semelhantes. Uma vez que a equação (6) é aplicada em iterações sucessivas em intervalos de 10 m ao longo dos perfis longitudinais, foi também necessário conhecer os valores de *c* para cada uma dessas iterações. Esses valores foram calculados por interpolação considerando a distância entre dois perfis transversais sucessivos, ou entre um destes e o limite do planalto.

Quadro 5.1 – Características dos coeficientes de forma dos principais perfis longitudinais modelizados.

	Alforfa	Alvoco	Candeeira	Covais	CG Caniça	CG Nave Travessa	C. Urso	Estrela	Loriga	Zêzere
Nº pontos	578	235	436	89	505	663	769	282	631	1116
Média	0,63	0,89	0,63	0,78	0,71	0,72	0,79	0,8	0,6	0,58
Mediana	0,59	1,00	0,54	0,70	0,53	0,71	0,82	0,8	0,5	0,54
Máximo	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,0	1,0	1,00
Máx. Vale	0,60	0,55	0,50	0,60	0,52	0,51	0,57	0,61	0,51	0,58
Mín. Vale	0,55	0,55	0,50	0,57	0,46	0,45	0,53	0,52	0,41	0,48

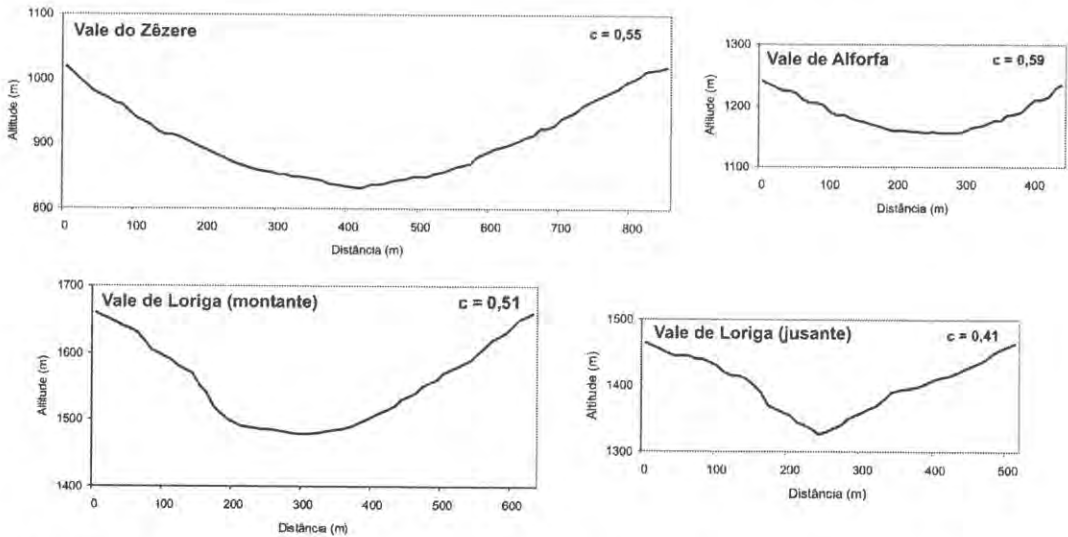


Figura 5.6 – Perfis transversais típicos de secções glaciadas de vales da Serra da Estrela, e respectivos coeficientes de forma.

Quadro 5.2 – Síntese dos valores de tensão tangencial basal usados nos perfis dos principais glaciares da Serra da Estrela.

	Alforfa	Alvoco	Candeeira	Covais	CG Caniça	CG Nave Travessa	Covão Urso	Estrela	Loriga	Zêzere
Nº pontos	578	235	436	89	505	663	769	282	631	1116
Média	123	91	100	90	109	101	96	92	110	103
Mediana	130	100	100	80	100	100	100	100	100	100
Máximo	150	100	100	120	150	170 *	120	100	150	120
Mínimo	90	70	100	60	100	50	50	80	100	80

* em 680 m do perfil

d) A escolha dos valores de tensão tangencial basal

Os valores de tensão tangencial basal (τ_{av}) que se introduzem no cálculo iterativo são uma variável determinante para o perfil glaciário final. Uma vez que o coeficiente de forma *c* é calculado com base na topografia para cada ponto do perfil, o modo de ajustar a espessura do glaciário aos testemunhos geomorfológicos (moreias, terraços de obturação lateral e umbrais), faz-se testando sucessivamente valores de τ_{av} de modo iterativo na folha de cálculo (ver Quadro 5.2).

Mas não se trata apenas de escolher os valores de τ_{av} que melhor se adaptem aos testemunhos geomorfológicos, pois dessa forma seria praticamente possível desenvolver qualquer perfil da nossa conveniência. Estudos laboratoriais mostram que o fluxo glaciário aumenta muito rapidamente em torno de valores de 100 kPa, o que corresponde a valores próximos dos da maior parte dos glaciares de vale actuais (Schilling e Hollin, 1981) e que constituem uma aproximação razoável quando se modeliza o gelo como apresentando perfeita

plasticidade (Paterson, 1994). Os mesmos autores referem que Nye calculou o τ_{av} para 16 glaciares alpinos, tendo obtido valores entre 49 e 151 kPa. Grandezas desta magnitude são também indicadas por Paterson (1994). Nos *inlandsis*, valores médios de 100 kPa são excessivos, variando os valores encontrados entre 0 e 100 kPa, com uma média de cerca de 50 kPa. Schilling e Hollin obtiveram bons resultados na modelação usando valores entre 70 e 90 kPa. Em campos de gelo de planalto Evans *et al.* (2002) usaram valores de 100 kPa. Bennett e Glasser (1996) referem que, sobre substratos compactos, os valores de τ_{av} variam geralmente entre 50 e 100 kPa. Os mesmos autores citam um trabalho de Pierce (1979), em que este calculou, valores de τ_{av} para 50 pontos numa reconstituição do campo de gelo de Pinedale (Yellowstone, EUA), tendo obtido 60 a 150 kPa, o que lhe permitiu validar o modelo, pois tratam-se de valores semelhantes aos existentes em glaciares actuais. As variações encontradas pelo autor estavam relacionadas com o tipo de fluxo glaciário (compressivo ou extensivo). Como demonstram os exemplos citados, é indispensável verificar a consistência dos valores de τ_{av} , de modo a testar de forma crítica as reconstituições baseadas em informação geomorfológica (Bennett e Glasser, 1996).

Tendo em conta os estudos acima citados, usámos sempre à partida um valor de 100 kPa ao longo dos perfis, sendo esse valor depois modificado, de modo a haver coincidência com os testemunhos geomorfológicos.

Segundo Schilling e Hollin (1981) os factores que podem originar variações nos τ_{av} usados nos modelos são os seguintes:

- Estimativas incorrectas do volume de sedimentos pós-glaciários nos vales. Na presente situação, usámos a topografia actual, pois a espessura de sedimentos e a erosão pós-glaciária não são conhecidas, e devem ser pouco significativas, na maior parte das situações.
- Variações nas taxas de acumulação e na velocidade do gelo. Este aspecto pode ser importante no caso da Serra da Estrela, pois, como indicou Daveau (1971), deve ter ocorrido uma forte redistribuição da neve por acção dos ventos de oeste durante a glaciação.
- Variações na temperatura do gelo, com baixas temperaturas favorecendo tensões tangenciais elevadas, e vice-versa.
- A ocorrência de fusão basal e de afluxos glaciários⁹ podem reflectir-se em valores de tensão tangencial basal excepcionalmente baixos.

⁹ Usamos a designação afluxo glaciário, como tradução de *glacial surge*.

Trabalhos efectuados nos últimos 25 anos mostraram a importância dos leitos deformáveis na dinâmica glaciária (ver por ex.: Paterson, 1994; Benn e Evans, 1998), pelo que uma elevada plasticidade do leito pode reflectir-se em tensões tangenciais muito baixas.

5.1.3. Os perfis longitudinais dos principais glaciares de vale

a) Glaciar de Alforfa

A frente do glaciar do Vale da Ribeira de Alforfa atingiu no momento da sua extensão máxima, uma altitude próxima de 660 m. Este limite está marcado por uma moreia latero-frontal localizada próximo da base da vertente oriental do vale.

Os coeficientes de forma calculados para o vale variam entre 0,55 e 0,60 (Quadro 5.1 e Fig. 5.7). Para montante da parede do circo, foi considerado $c = 1$.

No que se refere ao ajustamento da tensão tangencial basal, usámos 90 kPa nos 1400 m mais a jusante do glaciar. A partir de aí, esse valor teve que ser aumentado até 150 kPa a cerca de 2200 m da frente glaciária, voltando depois a descer gradualmente para 100 kPa a partir de 4400 m. Estas variações devem-se a um aumento da espessura e declive do glaciar no troço intermédio do vale, como indicam as moreias laterais, facto que pode estar associado à acumulação de neve suplementar na parte alta da bacia, ligada à deriva de origem eólica proveniente do Planalto da Torre.

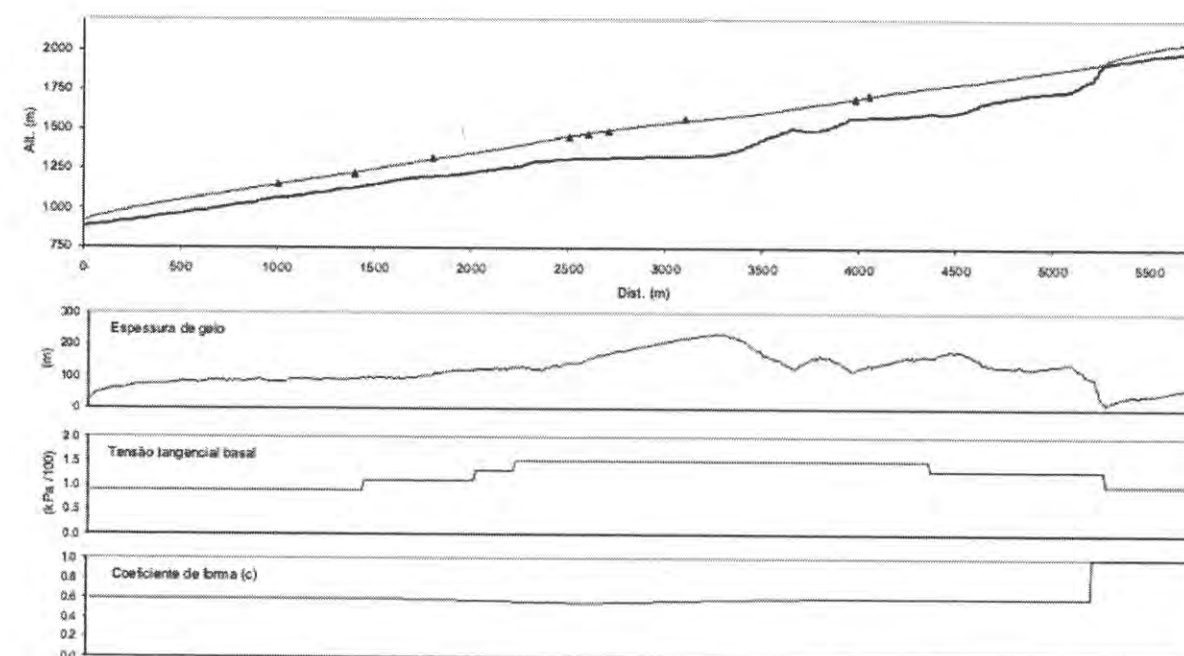


Figura 5.7 – Modelo da superfície glaciária e espessura de gelo do Glaciar de Alforfa. Os triângulos representam a posição das principais moreias laterais do UMGSE.

b) Glaciar da Estrela

O glaciar da Estrela teve um comprimento de cerca de 2,5 km e desceu até 1290-1300 m, altitude estimada prolongando as duas pequenas moreias laterais presentes em ambas as vertentes do vale.

Os coeficientes de forma calculados para o troço de glaciar de vale variam entre 0,52 e 0,61, aumentando depois rapidamente para o valor de 1 ao entrar no planalto (Quadro 5.1 e Fig. 5.8).

A posição relativamente baixa das moreias laterais, em relação ao fundo de vale, que se traduz numa espessura restrita de gelo no troço de glaciar de vale (cerca de 70 m), torna necessário usar valores de τ_{av} relativamente baixos (80 kPa). Para que o glaciar não sofra uma interrupção em relação à calote no planalto, causada pelo acentuado declive das paredes do circo glaciário, são necessários valores de τ_{av} de 100 kPa ainda dentro do circo, e mesmo assim, a espessura de gelo no alto da parede é reduzida (poucos metros). O modelo experimenta, por isso, um pequeno ressalto artificial, embora de fraco significado espacial (Fig. 5.8). O ressalto podia ser evitado com valores de τ_{av} superiores, mas na realidade não existem informações seguras acerca das características do glaciar naquele local, pelo que optámos por não o fazer. A situação modelizada para o alto da parede é particularmente interessante, pois levanta dúvidas acerca da continuidade do fluxo entre o glaciar de planalto e o de vale.

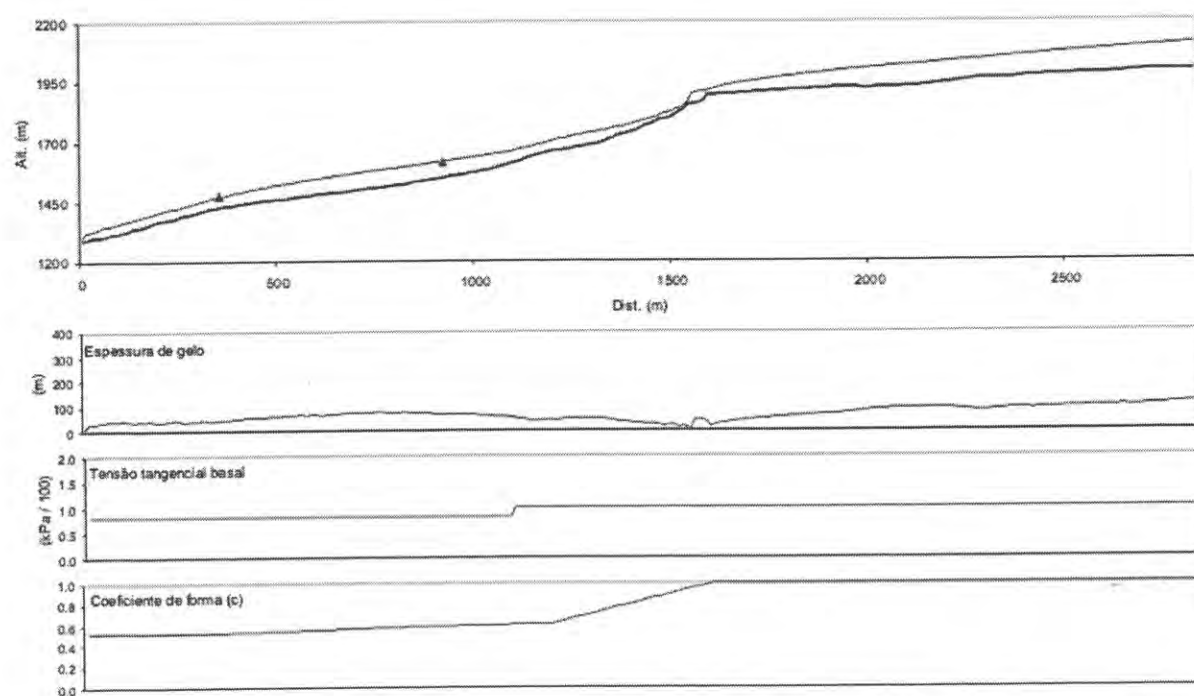


Figura 5.8 – Modelo da superfície glaciária e espessura de gelo do Glaciar da Estrela. Os triângulos representam a posição das principais moreias laterais do UMGSE.

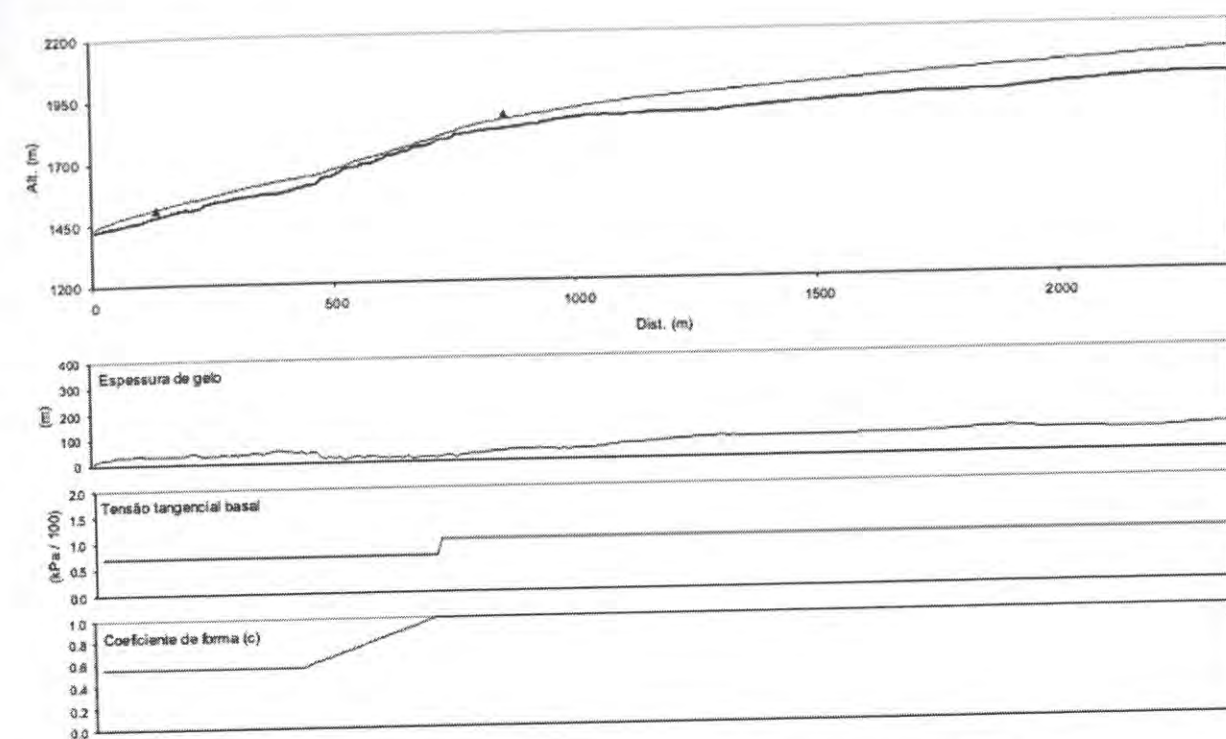


Figura 5.9 – Modelo da superfície glaciária e espessura de gelo do Glaciar de Alvoco. Os triângulos representam a posição das moreias prováveis do UMGSE.

c) Glaciar de Alvoco

O Vale de Alvoco é uma área onde a reconstituição da extensão do glaciar é difícil, pois, apesar do grande volume de material fluvioglaciário que colmata o fundo de vale, os vestígios glaciários são escassos. Usámos neste caso uma pequena moreia latero-frontal residual situada a cerca de 1400 m de altitude, como o limite mínimo do glaciar de vale. É no entanto possível que o limite glaciário tenha ocorrido mais a jusante, pelo que a modelização neste sector permanece muito hipotético.

Para este glaciar, apenas calculámos o coeficiente de forma num transecto ($c = 0,55$), tendo a restante parte do perfil sido obtida por interpolação em relação ao valor pré-definido para o planalto (Fig. 5.9).

O perfil longitudinal do troço glaciado do Vale de Alvoco tem, tal como o do Vale da Estrela, um declive acentuado, encontrando-se a moreia relativamente próxima do talvegue. Usámos, por isso, um valor de τ_{av} de 70 kPa, aumentando-o depois para 100 kPa, valor que aplicámos no planalto (Fig. 5.9). É interessante o facto de o resultado ter sido um glaciar pelicular na parte alta do circo, com apenas 10 a 20 m de espessura.

d) Glaciar de Loriga

A posição da frente do glaciar do Vale de Loriga foi reconstituída com base no prolongamento das moreias laterais que se encontram em ambas as vertentes, e que indica uma altitude mínima de cerca de 800 m. O fluxo glaciário fez-se ao longo de um vale profundo e estreito, onde domina o fundo em U, mas com um sector intermédio em V. Na parte montante, o vale torna-se mais amplo e está envolvido pelo Planalto da Torre, de onde fluía parte significativa do gelo. As características morfológicas do vale reflectem-se em coeficientes de forma entre 0,41 e 0,51, valores que traduzem a influência na tensão tangencial basal de vales em V, como é o caso deste sector do Vale de Loriga (Quadro 5.1 e Fig. 5.10).

No que se refere à tensão tangencial basal, usámos valores de 100 kPa para modelizar os 1100 m inferiores do glaciar, valor que se ajusta bem às moreias laterais e latero-frontais aí encontradas (Fig. 5.10). Na parte intermédia do vale, entre 1150 e 2700 m de distância à frente do glaciar, foi necessário aumentar os valores de τ_{av} para ajustar a superfície glaciária às moreias laterais. Esse aumento fez-se de modo gradual até 150 kPa, voltando depois a reduzir-se o valor, até à estabilização em 100 kPa. A influência do acentuado declive do perfil longitudinal nos valores elevados de tensão tangencial é muito clara. É de salientar também o facto de o fundo do vale, nesse sector, apresentar uma garganta profunda¹⁰, atravessada pelo

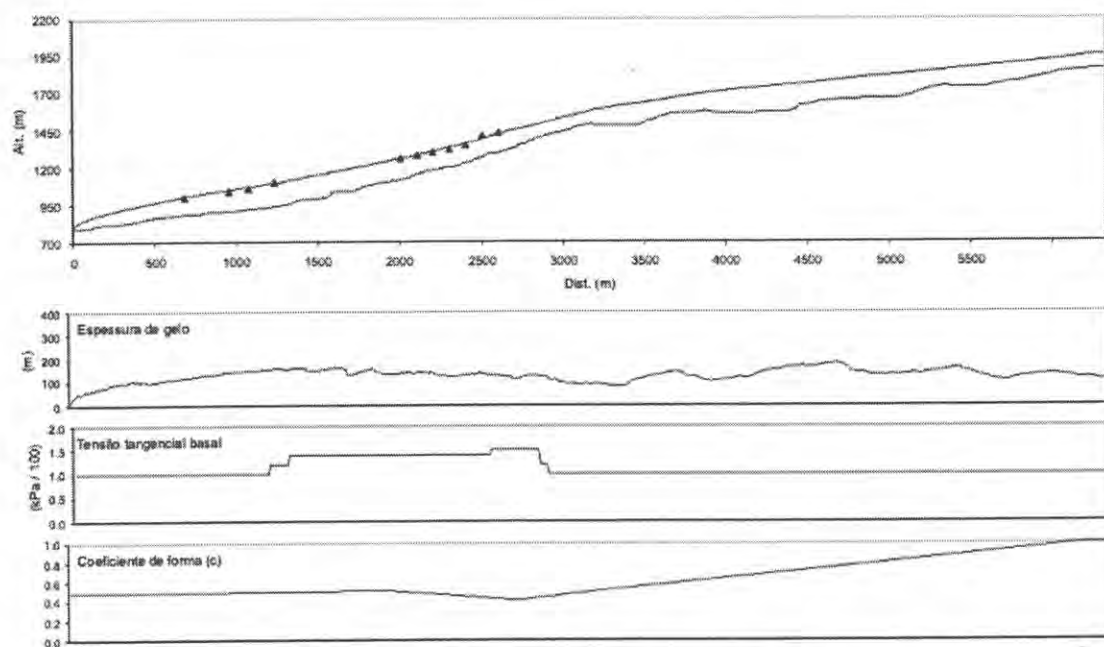


Figura 5.10 – Modelo da superfície glaciária e espessura de gelo do Glaciar de Loriga. Os triângulos representam a posição das principais moreias laterais do UMGSE.

¹⁰ Essa garganta corta linearmente o leito rochoso aplanado do fundo de vale, e pode ser mesmo pós-glaciária, ou ter evoluído por processos fluvioglaciários em ambiente subglaciário.

perfil longitudinal. A real influência dessa garganta, bem como as condições em que se encontrava sob o glaciar, não são possíveis de quantificar, e é possível que a espessura de gelo obtida através das moreias laterais, seja por isso exagerada.

e) Glaciar do Covão Grande

O glaciar do Covão Grande teve o seu término no Vale da Caniça a uma altitude de cerca de 980 m, nível que é reconstituído através de uma série de moreias latero-frontais. Este glaciar resultava da coalescência de fluxos glaciários canalizados ao longo de dois vales. O vale principal era o Vale da Caniça, com fluxo de gelo desde a área do Rodeio Grande e Lagoa Comprida. O Vale da Nave Travessa era seu tributário da margem direita, e fluía desde a área do Covão do Forno, contactando com o Vale da Caniça através de um ruptura brusca de declive, que forma um vale suspenso. Por se tratarem de dois vales que estão na origem do glaciar do Covão Grande, modelámos também dois perfis longitudinais: primeiro o do Vale da Caniça (Fig. 5.11), e depois o da Nave Travessa (Fig. 5.12), usando como espessura de gelo inicial, o valor obtido no sector de convergência para o glaciar do Vale da Caniça.

Os coeficientes de forma são próximos em ambos os vales, variando entre 0,46 e 0,52 no Vale da Caniça, e entre 0,45 e 0,51 na Nave Travessa (Quadro 5.1).

No que concerne aos valores de τ_{av} necessários para que haja convergência com testemunhos geomorfológicos, no Vale da Caniça adoptámos 100 kPa nos 1700 m inferiores do glaciar, passando nesse local, de modo gradual, para 150 kPa, valor que mantivemos até cerca de 2600 m, descendo então para 100 kPa (Fig. 5.11).

No Vale da Nave Travessa, iniciámos o perfil com um τ_{av} de 50 kPa, valor que aumentámos gradualmente até 170 kPa a cerca de 1250 m de distância (Fig. 5.12). A 2500 m do ponto inicial, voltámos a reduzir o valor para 100 kPa, descida controlada pela altitude da moreia lateral, e que representa o valor que usámos sempre que possível nos planaltos.

O valor muito elevado de τ_{av} obtido para o sector intermédio da Nave Travessa (170 kPa – entre 1330 e 1480 m de altitude), é atípico quando comparado com as situações de outros vales da Serra da Estrela. A razão por que foi necessário usar um valor tão alto é o elevado declive da superfície do glaciar (testemunhado pela moreia lateral), especialmente quando comparado com o do leito. Uma hipótese para esta anomalia, é o vector da linha de fluxo não ser rigoroso, e fazer-se, não directamente ao longo do vale, mas para NW, o que se explicaria através da sobrealimentação de gelo proveniente da área da Lagoa Comprida.

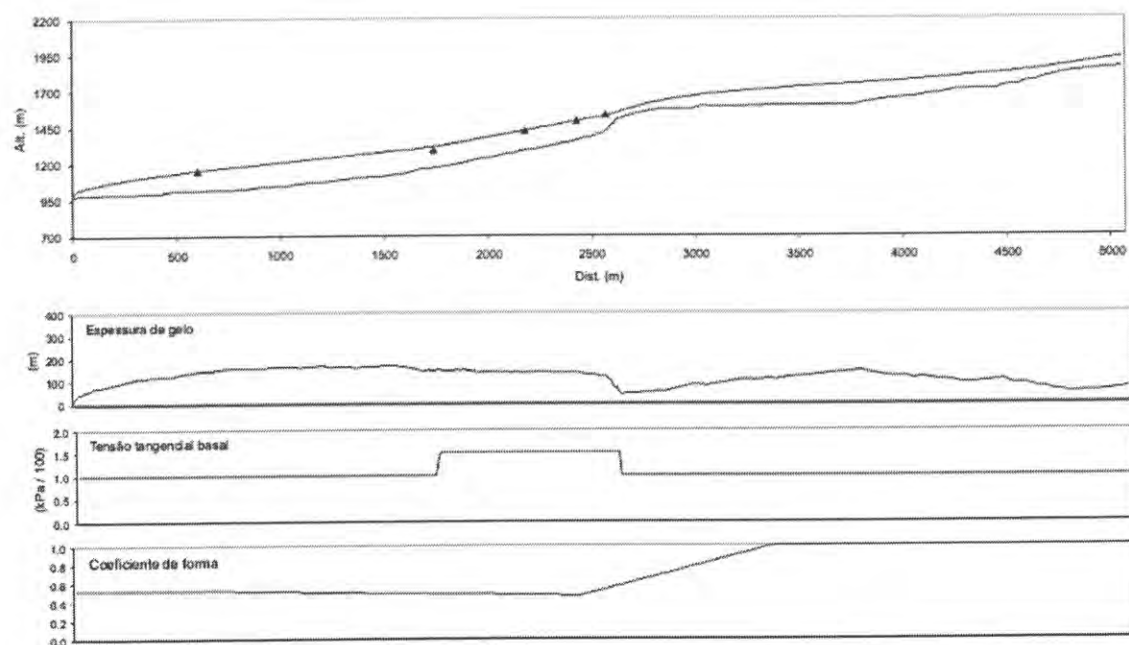


Figura 5.11 – Modelo da superfície glaciária e espessura de gelo do Glaciar do Covão Grande (Caniça). Os triângulos representam a posição das principais moreias laterais do UMGSE.

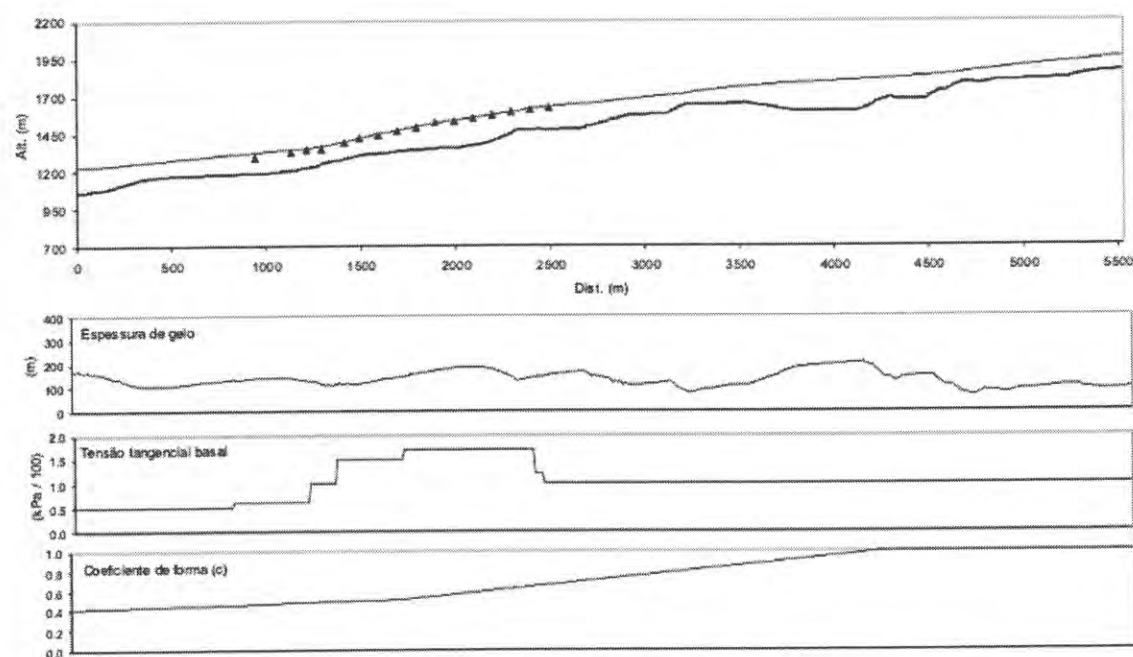


Figura 5.12 – Modelo da superfície glaciária e espessura de gelo do Glaciar do Covão Grande (Nave Travessa). Os triângulos representam a posição das principais moreias laterais do UMGSE.

f) Glaciar do Covão do Urso

A altitude mínima atingida pelo glaciar do Covão do Urso foi cerca de 1040 m, próximo do Sabugueiro, limite marcado por uma moreia latero-frontal. O vale divide-se em dois tributários a montante do Covão do Urso: a norte, o Vale do Conde, e a sul, a Nave Descida. A superfície glaciária ao longo dos perfis longitudinais destes dois vales foi modelizada

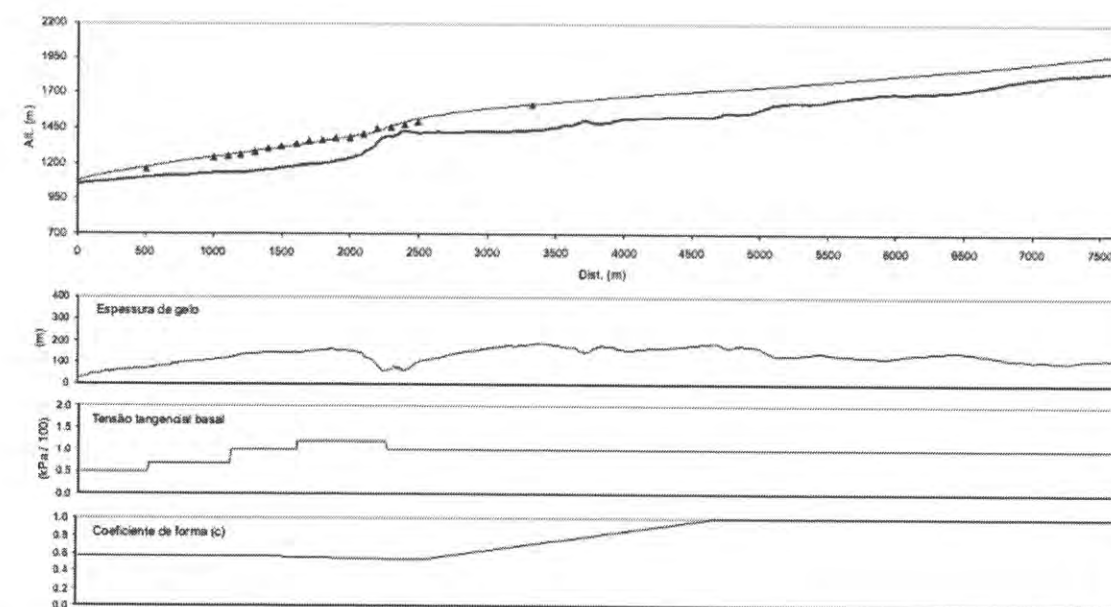


Figura 5.13 – Modelo da superfície glaciária e espessura de gelo do Glaciar do Covão do Urso (Nave Descida). Os triângulos representam a posição das principais moreias laterais do UMGSE.

separadamente, aspecto que foi determinante para a interpretação dos fluxos e espessuras do gelo na parte norte do planalto.

Para o perfil da Nave Descida obtiveram-se valores de coeficiente de forma entre 0,53 e 0,57 no vale, tendo-se, à semelhança dos outros casos, adoptado o valor 1 para o planalto (Quadro 5.1 e Figura 5.13). As moreias laterais sobem até cerca de 1640 m de altitude, o que permite uma reconstituição rigorosa da superfície do glaciar até esse limite.

No que se refere ao τ_{av} usámos valores de 50 kPa no sector inferior do vale, até 500 m da frente do glaciar, mas a partir desse ponto foi necessário aumentá-los gradualmente até atingir 120 kPa, valor que prevalece entre 1200 e 2200 m. Seguidamente τ_{av} desce para 100 kPa, valor que se mantém no planalto.

No caso do perfil do glaciar do Vale do Conde, este foi elaborado partindo da frente glaciária no Sabugueiro, prolongando-se depois ao longo do Vale do Conde e Vale da Barca até à Portela dos Azimbres. Este perfil caracteriza-se por representar a margem norte da calote glaciária, e apresenta numerosos vestígios de natureza geomorfológica. O mais importante é a longa moreia do Covão do Urso, que tem continuidade, embora de modo degradado, na vertente setentrional do Vale do Conde, formando um complexo morénico marginal (ver Cap. 3.2.3). Nesse sector, o glaciar já não atingiu o interflúvio da Fraga das Penas, pelo que a espessura do gelo não pode ter sido superior a 40-50 m. Como se verá, este é o principal problema que surge na modelação ao usar uma linha de fluxo ao longo do vale.

Os valores de coeficiente de forma calculados no perfil do Vale do Conde variam entre 0,4 e 0,57 na parte de glaciar de vale, fazendo-se depois a transição para 1 no planalto (Quadro 5.1 e Fig. 5.14). Quanto a τ_{av} , para que haja uma correspondência da superfície glaciária com as moreias, vai ter valores entre 50 e 100 kPa até cerca de 3500 m de distância da frente do glaciar, com os máximos associados a rupturas de declive no vale e na superfície glaciária. A montante, e especialmente com a entrada no Vale do Conde (cujo o fundo se situa em torno de 1580 m de altitude), verifica-se que só com valores extremamente baixos de τ_{av} se conseguem (com dificuldade) modelizar as espessuras de gelo testemunhadas pelas acumulações morénicas. Para isso a τ_{av} teria de descer até 10 kPa! Situações deste tipo poderiam ocorrer na presença de substrato muito deformável (cf. Paterson, 1994), mas com o desconhecimento das características geotécnicas do fundo do Vale do Conde, esta seria uma opção arriscada. Efectivamente, não existe sequer uma área de desalojamento na parte alta do Vale do Conde, que pudesse ser a fonte dos grandes blocos morénicos da moreia marginal na vertente norte do vale.

A título de exemplo, a figura 6.15 mostra o que sucederia na metade montante do perfil glaciário se utilizássemos uma tensão tangencial basal de 50 kPa, limite considerado mínimo para glaciares de vale. O glaciar atingiria então uma espessura de 140 m onde apenas deveria ter cerca de 40 m.

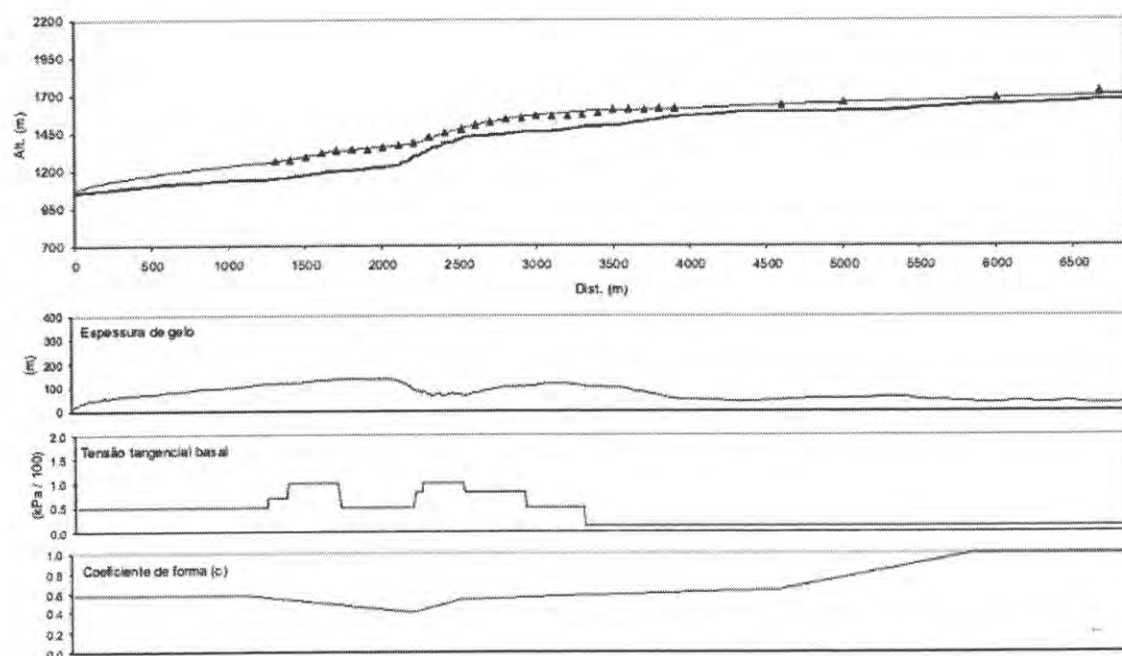


Figura 5.14 – Modelo da superfície glaciária e espessura de gelo do Glaciar do Covão do Urso (Vale do Conde) usando uma tensão tangencial basal de 10 kPa na parte montante, para que haja coincidência com as moreias (triângulos). Este modelo foi abandonado.

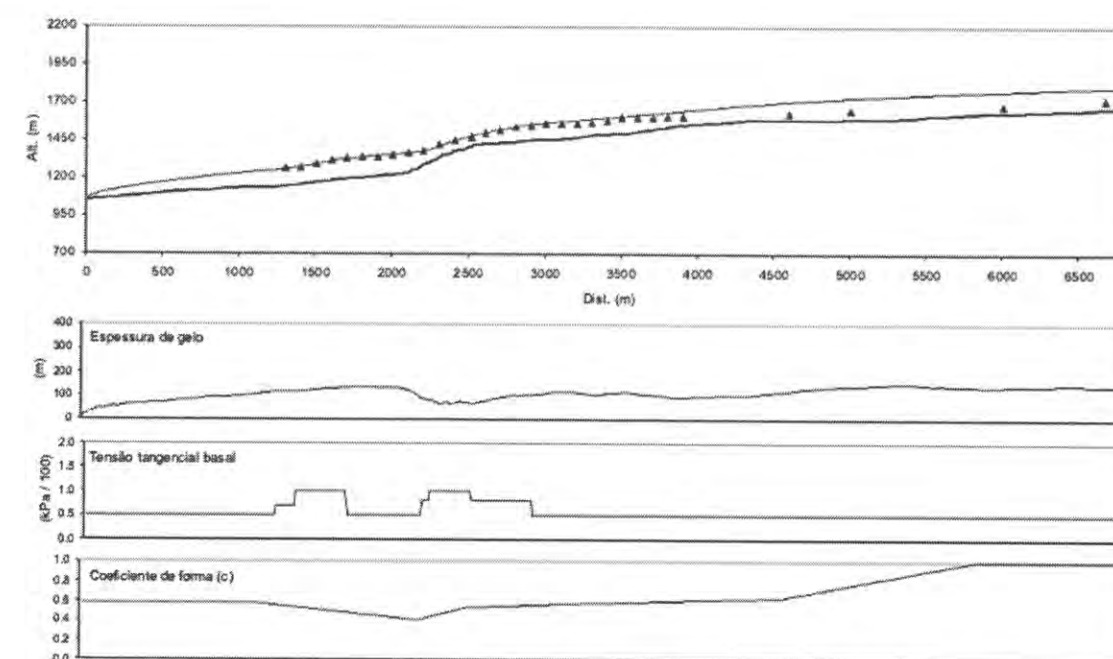


Figura 5.15 – Modelo da superfície glaciária e espessura de gelo do Glaciar do Covão do Urso (Vale do Conde). Os triângulos representam a posição das principais moreias do UMGSE. Note-se a diferença entre a espessura estimada usando uma tensão tangencial basal de 50 kPa, e as moreias do sector montante do perfil.

Face aos problemas expostos, pensamos que o fluxo de gelo no Vale do Conde não se deve ter feito de modo canalizado ao longo deste, mas sim, de sul para norte, com origem no interflúvio de Malhadinhas, e também no Curral do Martins. A situação do Vale do Conde seria assim de margem glaciária, com deposição de um complexo morénico marginal na vertente norte. Esta hipótese afasta a proposta de Daveau (1971), de que existiria um pequeno *nunatak* no alto de Conchos-Malhadinhas, e é discutida com maior pormenor no capítulo 5.2.4, onde tratamos a modelação tridimensional da superfície glaciária.

g) Glaciar do Zêzere

O Vale do Zêzere albergou o maior glaciar de vale da Serra da Estrela, que desceu até cerca de 750 m de altitude na área da Senhora dos Verdes (Manteigas), o que corresponde a 11,3 km de comprimento. A posição da frente do glaciar foi definida através do prolongamento da moreia lateral da vertente direita¹¹. Dentro da bacia do Zêzere, há dois outros vales que contribuíram substancialmente para a alimentação do glaciar principal. São eles, os vales da Candeeira e dos Covões, tendo sido também calculados os seus perfis longitudinais e correspondentes topografias glaciárias.

¹¹ Os problemas relacionados com a glaciação na área de Manteigas encontram-se discutidos no capítulo 4.9.

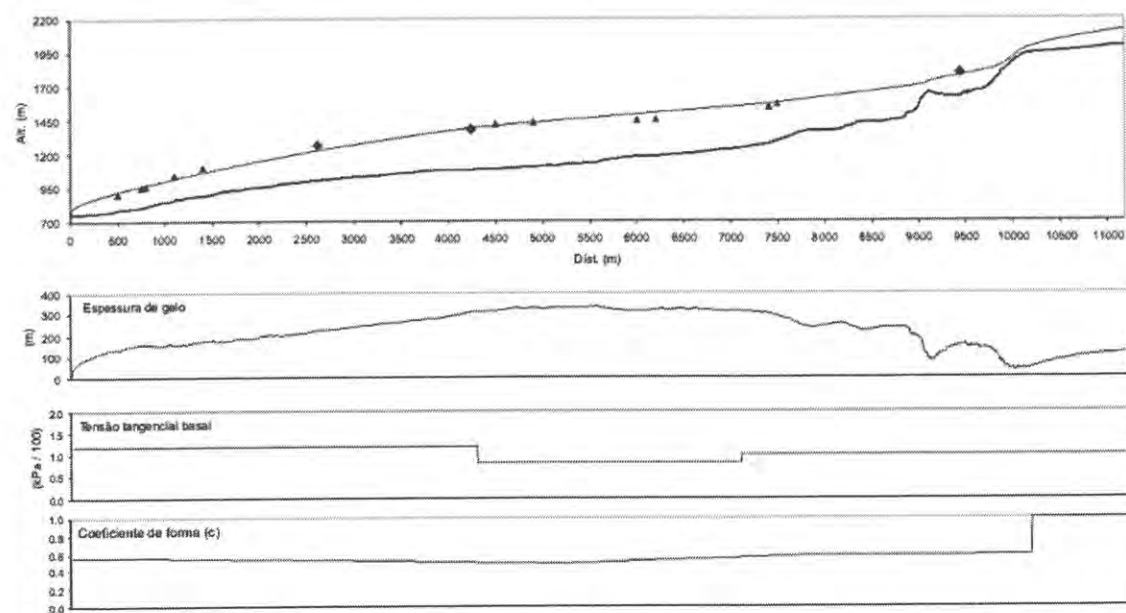


Figura 5.16 – Modelo da superfície glaciária e espessura de gelo do Glaciar do Zêzere. Os triângulos representam a posição das principais moreias laterais do UMGSE, e os losangos representam terraços de obturação lateral e umbrais glaciários.

No que diz respeito aos coeficientes de forma, estes são relativamente constantes ao longo do vale, variando entre 0,48 e 0,58, o que reflecte um perfil transversal muito homogêneo, correspondendo a um bom exemplo de Vale em U com forma parabólica (Quadro 5.1 e Figs. 5.6 e 5.16).

Existem ao longo do Vale do Zêzere, em especial na vertente direita, vários testemunhos geomorfológicos que permitem reconstituir com rigor a forma do glaciar no vale (principalmente moreias e terraços de obturação lateral). Em alguns sectores encontram-se também umbrais, sendo de particular interesse o patamar da vertente NE do Cântaro Magro (Anel do Cântaro), e que permite a validação do modelo no sector mais a montante do vale. Os valores de τ_{av} usados variaram entre 80 e 120 kPa, sendo relativamente regulares em todo o perfil. A excepção é o sector entre cerca de 4300 e 7000 m de distância da frente glaciária, onde houve necessidade de descer τ_{av} para 80 kPa (Fig. 5.16). As diferenças encontradas entre o perfil modelizado e os vestígios geomorfológicos em alguns pontos do perfil, não são consideradas significativas à escala de análise, como aliás se pode observar nos modelos da topografia glaciária final que obtivemos (ver Fig. 5.20).

O glaciar do Vale da Candeeira (4,3 km de comprimento¹²) foi tributário do glaciar do Zêzere, confluindo com ele à latitude da Lagoa Seca a cerca de 4,5 km da frente glaciária. Não há muitos vestígios morénicos que permitam afirmar com segurança qual a espessura

máxima atingida pelo gelo na Candeeira, pois os declives das vertentes são acentuados, e além disso, porque uma parte importante do interflúvio meridional se encontrava sob o glaciar. As moreias que deverão estar associadas ao máximo glaciário localizam-se a leste do Piornal, e na vertente norte do Cântaro Gordo. Existem porém umbrais bem desenvolvidos na vertente sul do Piornal, e também, debruns periglaciários no Cântaro Gordo (Fig. 5.17). Os coeficientes de forma do Vale da Candeeira variam entre 0,5 e 0,57, sendo na parte montante obtidos valores por interpolação com o valor do planalto ($c=1$). A superfície glaciária foi fielmente reconstituída usando τ_{av} constantes de 100 kPa.

Cerca de 1,8 km a jusante da Candeeira, o Glaciar do Zêzere era também alimentado pelo Glaciar dos Covões, que se estendia de oeste para leste ao longo de cerca de 3 km. Os testemunhos geomorfológicos da espessura máxima de gelo são aí escassos, apenas se encontrando na parte jusante do vale (Fig. 5.18). Na parte montante do vale dos Covões encontram-se vestígios morénicos, incluindo blocos erráticos, mas nos interflúvios da área do Curral do Martins as informações são mais escassas, embora se encontrem caneluras que estão de acordo com o efeito exercido pela topografia no fluxo do gelo. A validação do modelo na área planáltica está, por isso, muito limitada, especialmente, porque não se podem conferir as espessuras de gelo obtidas. No troço de glaciar de vale foram usados coeficientes de forma entre 0,42 e 0,59, passando-se gradualmente para 1,0 no planalto. Aplicou-se um valor constante de $\tau_{av} = 100$ kPa, que está de acordo com os testemunhos geomorfológicos da parte jusante do perfil.

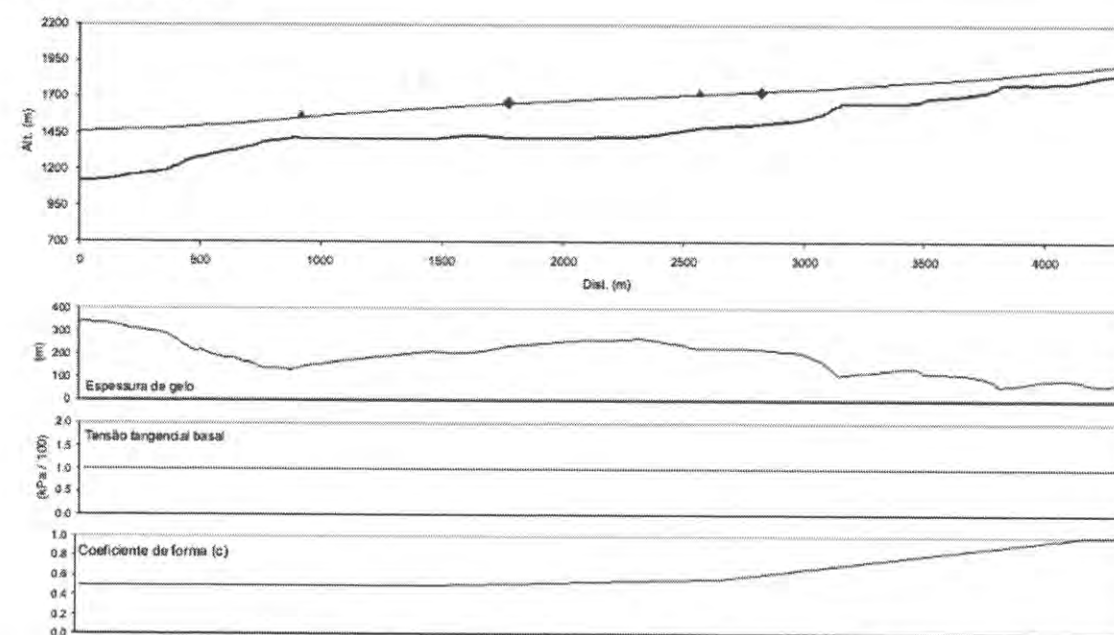


Figura 5.17 – Modelo da superfície glaciária e espessura de gelo do Glaciar da Candeeira. Os triângulos representam a posição das principais moreias laterais do UMGSE, e os losangos representam umbrais glaciários.

¹² Até à confluência no ponto médio do Glaciar do Zêzere.

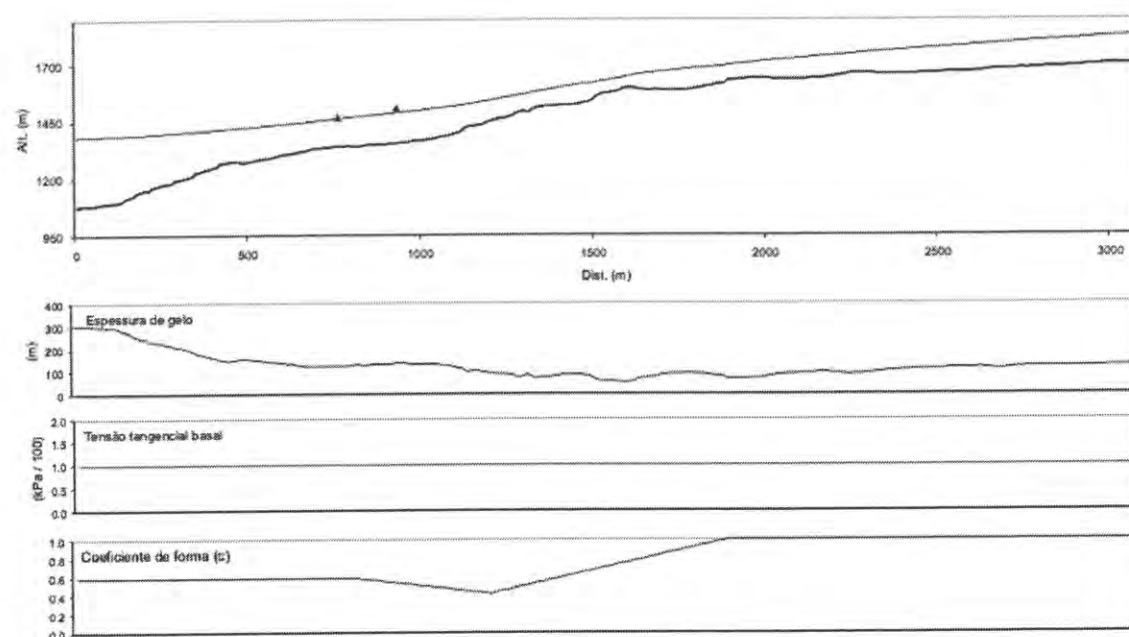


Figura 5.18 – Modelo da superfície glaciária e espessura de gelo do Glaciar dos Covões. Os triângulos representam a posição das principais moreias laterais do UMGSE.

5.1.4. Modelação dos glaciares de vale e da calote de planalto

a) Tentativas anteriores de reconstituição da topografia da superfície glaciária

A única tentativa de reconstituição da topografia completa dos glaciares da Serra da Estrela foi efectuada por Lautensach (1929, 1931), que apresentou as curvas de nível glaciárias com uma equidistância de 50 m sobre a muito deficiente base hidrográfica da época (Fig. 1.17). O autor refere que nos vales usou as moreias, que permitiram uma reconstituição fiel da superfície glaciária, e refere que no Alto da Torre a espessura terá variado entre 9 e 59 m. No entanto, não é especificado como se chegou a este intervalo. No que diz respeito à forma da superfície do glaciar no planalto, ela foi reconstituída com base na direcção das estrias, e da topografia subjacente (ob. cit., p. 39). É de notar que a parte noroeste do planalto apresenta formas das curvas de nível próximas das obtidas neste trabalho, embora haja diferenças na interpretação da extensão máxima das línguas glaciárias, e muitos problemas, também influenciados pela pobre base topográfica.

Daveau (1971) apresentou vários perfis topográficos longitudinais com a projecção da superfície glaciária, tendo-se baseado nos testemunhos geomorfológicos nos vales e nos Cântaros, fazendo uma estimacção gráfica da projecção do glaciar no planalto. Usando esta técnica, a autora calcula uma espessura de cerca de 80 m no Alto da Torre. Mais recentemente, Daveau *et al.* (1997) apresentam um perfil longitudinal do Vale do Zêzere com a superfície glaciária projectada e também com a indicação da posição das principais moreias, terraços de obturação lateral e *tills*. Esse perfil representa um glaciar mais extenso do que aquele que propomos aqui.

Como se mostrou, as tentativas de reconstituição da superfície dos glaciares da Serra da Estrela efectuadas até ao momento são muito escassas, e baseadas em estimativas qualitativas incipientes nas áreas acima das moreias laterais. Uma reconstituição mais objectiva, neste caso, com recurso ao modelo físico de Schilling e Hollin, e a análise dos dados em ambiente SIG, embora se trate de uma primeira tentativa de aplicação, forneceu resultados interessantes, particularmente ao nível do conhecimento dos fluxos glaciários no planalto, da quantificação dos volumes de gelo e curvas hipsométricas da superfície glaciária, e consequentemente das paleoaltitudes da linha de equilíbrio. É importante referir que se trata de um modelo aberto, em que será sempre possível avaliar as suas limitações, e melhorá-lo. Finalmente, é de notar que os modelos tridimensionais permitem visualizar com grande qualidade a forma dos glaciares, constituindo por isso, instrumentos úteis do ponto de vista científico e didáctico.

b) Metodologia para reconstituição da topografia da superfície glaciária

O desenho da topografia de um glaciar de vale, a partir do momento em que o perfil da sua superfície é conhecido, é um processo relativamente simples, sendo possível obter bons resultados traçando curvas de nível perpendiculares ao vale, passando pelo ponto do perfil com espessura conhecida (Boulton, inf. oral). Uma vez que as linhas de fluxo glaciário convergem em direcção ao centro do glaciar acima da altitude da linha de equilíbrio (ALE), e que divergem em direcção às margens a altitudes inferiores, as curvas de nível são geralmente côncavas acima da ALE e convexas, abaixo dela (Nesje, 1992; Hooke, 1998; Porter, 2001). Seguimos este princípio sempre que a informação geomorfológica, ou do próprio perfil, o tornaram possível. A principal dificuldade no traçado das curvas de nível do glaciar ocorre quando estas contactam com as curvas de nível das vertentes fazendo pequenos ângulos, ou tangentes (Nesje e Dahl, 1992). Nesses casos, é mais importante ainda usar os testemunhos de natureza geomorfológica, como blocos erráticos, rochas estriadas, etc., para tentar determinar a extensão do sector glaciado. Situações deste tipo são discutidas adiante.

As limitações da modelação são mais óbvias na área de planalto, pois na ausência de *nunataks*, não é possível validar a espessura do gelo. Além disso, as curvas de nível do glaciar, ao contrário do que acontece nos vales, não são limitadas por uma vertente, sendo na maior parte dos casos fechadas. A solução adoptada para o desenho da topografia do campo de gelo de planalto foi fazer vários perfis ao longo de linhas de fluxo estimadas, ou seja, partindo dos interflúvios para as margens glaciárias. Obteve-se assim uma rede de pontos cotados da superfície glaciária, que depois se interpolaram. De modo a considerar as variações na topografia subjacente, a interpolação foi feita manualmente em ambiente SIG, considerando uma equidistância de 50 m. É um processo moroso, mas o recurso ao SIG permite reintroduzir com alguma facilidade novos valores nos perfis, sempre que é necessário efectuar acertos.

É de notar que o modelo de Schilling e Hollin é bidimensional, pelo que a transposição para três dimensões tem limitações resultantes da simplificação das direcções de fluxo. No entanto, como referimos, Evans *et al.* (2002) aplicaram esta metodologia com sucesso, mesmo em glaciares de planalto actuais. Já outros autores, como McDougall (1995), para estimarem a topografia de campos de gelo usaram apenas a distância à margem do planalto, considerando uma tensão tangencial basal de 50 kPa, método mais incipiente do que o de Schilling e Hollin, mas que permitiu, ainda assim, obter interessantes resultados.

c) A construção do modelo para o Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela.

Problemas e soluções

Apesar de o modelo glaciário aplicado ter uma base objectiva ao longo das linhas de fluxo glaciário, o desconhecimento, quer acerca do limite preciso da extensão máxima dos glaciares em alguns locais do planalto, quer de saber se este foi sincrónico em toda a área, introduz à partida, limitações no modelo. Trata-se portanto de uma reconstituição que reflecte o conhecimento (e as incertezas) actual acerca do Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela (UMGSE). É de referir que a ocorrência de glaciares no Planalto das Penhas da Saúde é muito duvidosa, pelo que optámos por não os incluir. Discutimos de seguida as opções que foram tomadas nos locais mais problemáticos.

Nave de Santo António

A Nave de Santo António (Fig. 5.19) é um dos sectores mais problemáticos da Serra da Estrela, em particular pelas acumulações morénicas que possui. Como discutido no Cap. 3.8, a margem glaciária no máximo glaciário na Nave de Santo António deve corresponder à acumulação de blocos na vertente do Planalto das Penhas da Saúde, que designámos por Moreia do Teleférico. Para a reconstituição da superfície da acumulação de gelo na portela, usámos o limite altitudinal dessa acumulação, os dados obtidos nos perfis dos glaciares do Zêzere e Alforfa, e para a parte ocidental, um perfil topográfico aproximadamente E-W com início no interflúvio meridional do circo do Covão das Vacas (Fig. 5.4). Um valor de τ_{av} de 100 kPa permitiu obter espessuras de gelo coincidentes com as encontradas nos vales a norte e a sul. O desconhecimento da espessura de sedimentos glaciários e pós-glaciários no fundo da Nave introduz limitações no modelo, pois foi usada a topografia actual como correspondendo à topografia subglaciária.

Quanto ao perfil do glaciar do circo do Covão das Vacas, este foi reconstituído com base num perfil longitudinal que se prolongou até ao Vale do Zêzere (Fig. 5.4), tendo-se usado como espessura de gelo inicial o enchimento máximo desse último vale e um τ_{av} de 100 kPa.

Vale do Conde

No capítulo 5.2.3 afluímos o problema que surgiu na modelação no Vale do Conde (Fig. 5.19), ao tentar reconstituir-se a espessura de gelo usando uma linha de fluxo ao longo do talvegue, que implicava valores de tensão tangencial basal muito baixos. Com o conhecimento actual, esses valores são de afastar, pois implicariam um funcionamento

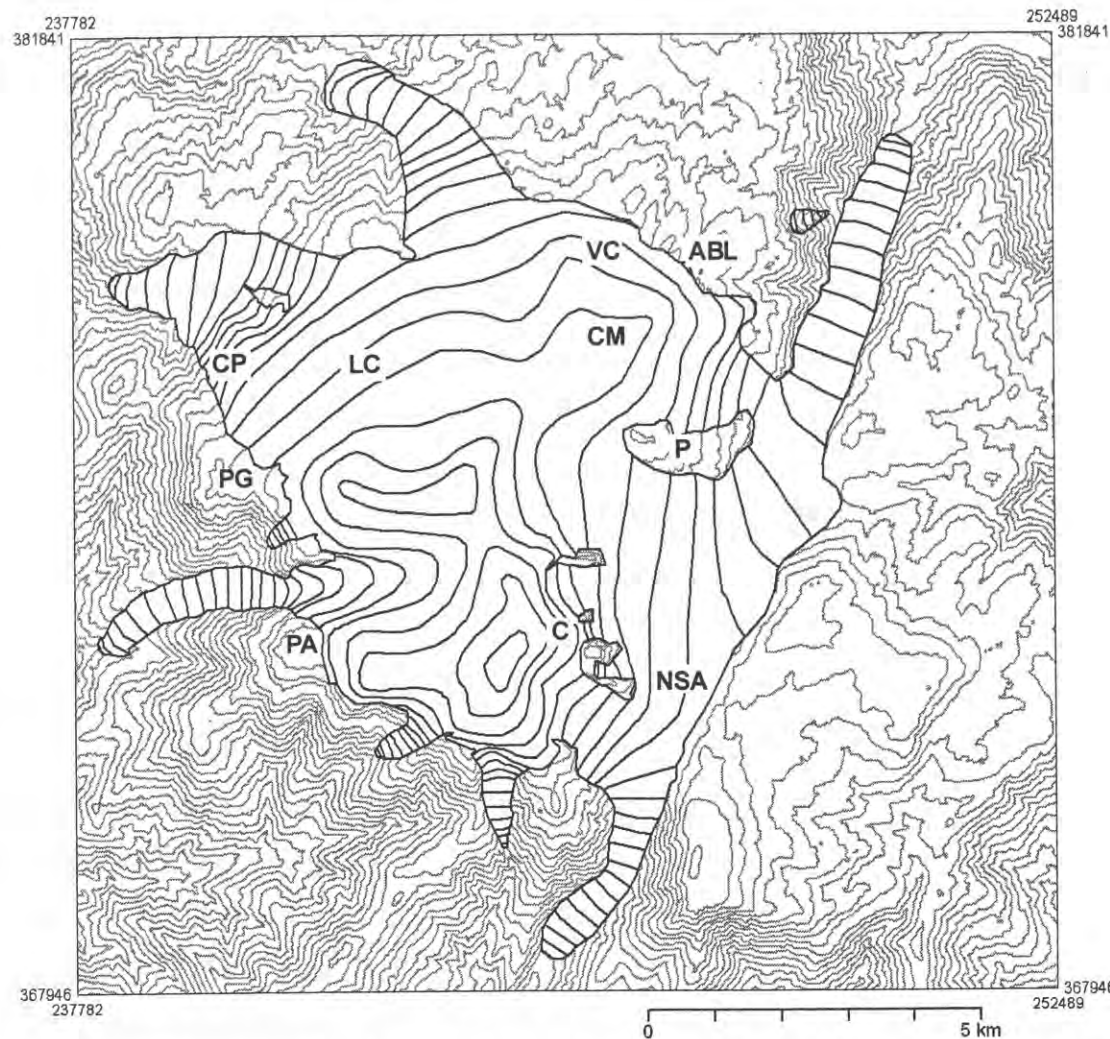


Figura 5.19 – Modelo esquemático da topografia dos glaciares no Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela (UMGSE) e locais cuja modelação é discutida no texto. ABL – Alta Barroca das Lameiras; C – Cântaros; CM – Curral do Martins; CP – Cabeço do Picoto; LC – Lagoa Comprida; NSA – Nave de Santo António; P – Piornal; PA – Penha dos Abutres; PG – Penha do Gato; VC – Vale do Conde. Equidistância das curvas de nível = 50 m.

glaciário complexo, provavelmente controlado por altas taxas de deformação do sedimento subglaciário (cf. Paterson, 1994), ou fenómenos de afluxo glaciário. Um facto que parece afastar estas hipóteses, e considerando a linha de fluxo ao longo do vale, é os valores baixos de tensão tangencial apenas se encontrarem no troço montante do vale, aumentando muito para jusante. Também o volume e posição das acumulações morénicas não parecem ser o resultado de um glaciar pouco espesso com um declive superficial fraco e velocidades baixas.

No Vale do Conde é mais razoável considerar que o fluxo glaciário se fazia predominantemente de sul para norte, a partir dos interflúvios de Malhadinhas e Curral do Martins, correspondendo o prolongamento oriental da moreia lateral do Covão do Urso a um complexo morénico marginal de planalto.

Consideraram-se, portanto, vários perfis topográficos de orientação aproximada norte-sul, com início na margem glaciária (Fig. 5.4), aplicando valores de $\tau_{av} = 100$ kPa e $c = 1$, pois não é possível avaliar com rigor o confinamento topográfico do glaciar naquele sector, já incluído no planalto. Estes valores resultam em espessuras de gelo de cerca de 90-100 m no Vale do Conde, 140-150 m no Vale da Barca e, de 70 a 100 m no interflúvio de Malhadinhas, o que, como se disse, afasta a hipótese de que aquele sector constituía um pequeno *nunatak*.

Curral do Martins

No interflúvio do Curral do Martins (Fig. 5.19) os vestígios glaciários são escassos, e à primeira vista apenas ocorrem formas banais de alteração granítica (areias de alteração, *nubbins*, *pias*). Porém, em seu redor surgem blocos provavelmente morénicos, e junto ao topo há caneluras de erosão glaciária. Um outro facto interessante é o de não existirem testemunhos glaciários claros no Alto do Piornal, localizado 1450 m para sul, o que nos leva a interpretá-lo como tendo constituído um *nunatak*.

Assim, a modelação do sector da cabeceira do Vale de Covões foi efectuada com base no perfil longitudinal já apresentado para o vale principal, e em outros perfis menores com início no alto do Curral do Martins (Fig. 5.4). Usaram-se sempre valores de τ_{av} de 100 kPa. A interpolação das curvas de nível da superfície glaciária foi efectuada com base nesses perfis e na posição estimada da margem glaciária na vertente norte do interflúvio do Piornal. Usaram-se também os valores calculados para a parte montante do Vale da Candeeira. Obteve-se assim uma espessura de gelo de cerca de 80 m no Curral do Martins, com um centro de dispersão provável situado no limite ocidental do interflúvio. A coincidência do centro de dispersão com o interflúvio pode justificar a escassez de formas erosivas, pois a velocidade do gelo é nesses sectores muito pequena.

Piornal

Como referimos no ponto anterior, consideramos que a parte mais elevada do interflúvio do Piornal (Fig. 5.19) foi um *nunatak* no Máximo Glaciário (ver também Cap. 4.4). Assim sendo, a sua vertente oriental (que contacta com o Vale do Zêzere), encontrava-se em posição de abrigo em relação ao fluxo glaciário do planalto, que se fazia canalizado pelos vales da Candeeira e dos Covões. Efectivamente, na parte superior dessa vertente, apenas se encontram blocos *in situ*, associados à meteorização do granito. A parte mais baixa da vertente pode ter estado glaciada, embora sob uma camada de gelo pouco espessa.

O prolongamento para sul das curvas de nível da superfície do glaciar do Covões é particularmente complexo a leste do Alto do Piornal, pois as curvas são aí praticamente tangentes às curvas de nível. Desta forma, consideramos que o modelo neste sector pode incorporar algumas limitações, embora não devam ser significativas quanto ao total da área glaciada, dada a reduzida área envolvida, e o diminuto volume de gelo.

Alta Barroca das Lameiras e limite nordeste do glaciar de planalto

A área da Alta Barroca das Lameiras (Fig. 5.19) é um sector que pensamos ter sido glaciado, embora os vestígios sejam também escassos, e nalguns casos, duvidosos. Como discutido no capítulo 4.6 pensamos tratarem-se, provavelmente, de vestígios mais antigos do que o UMGSE, pelo que optámos no modelo apresentado, por estender a margem glaciária até a um limite que estivesse de acordo com a espessura de gelo no Curral do Martins, considerando um τ_{av} de 100 kPa. Não existem, no entanto indícios geomorfológicos que apoiem (ou afastem) a posição escolhida. Trata-se portanto de um limite obtido por extrapolação em relação aos testemunhos da posição da margem glaciária a oeste e a leste.

No que se refere à extensão do glaciar nas barrocas do Porto Novo e de Torna Água, as posições das margens glaciárias foram reconstituídas usando as acumulações morénicas esparsas que aí se encontram, não se tratando por isso de limites muito seguros. Depois de calculados os perfis longitudinais respectivos, procedeu-se à interpolação dos valores calculados. É possível que no UMGSE os glaciares tenham coberto toda cabeceira da Barroca de Porto Novo, mas parece tratar-se de um episódio mais antigo. Usou-se, portanto, um limite mínimo.

Lagoa Comprida

O interflúvio norte da Lagoa Comprida entre a Fraga da Pena Ruiva e Charcos (Fig. 5.19), merece breve referência, pois é um sector na parte interna da calote, onde os testemunhos geomorfológicos de erosão (rochas aborregadas dissimétricas) e de acumulação (blocos erráticos) estão de acordo com o modelo de topografia glaciária proposto. Aqueles testemunhos sugerem que parte do gelo proveniente do Planalto da Torre (sector do Cume – Rodeio Grande) tenha atravessado o Vale da Lagoa Comprida, galgado o interflúvio em questão, e fluído depois para o Covão do Vidual, formando assim uma transfluência glaciária. Trata-se de uma hipótese que tem gerado alguma discussão, pois seria necessário um grande volume de gelo, para ultrapassar o interflúvio, fugindo à canalização do Vale da Caniça – Lagoa Comprida. Ora, a modelação mostra bem que a espessura de gelo associada à moreia

lateral que se inicia na Nave Travessa e se prolonga até à Lagoa Seca¹³ está de acordo com a hipótese da transfluência, não sendo necessário recorrer a valores de τ_{av} superiores a 100 kPa, ou seja, idênticos aos usados em todo o planalto. A principal limitação da modelação neste sector reside nos fluxos tridimensionais do gelo em profundidade, associados à influência exercida pelo escoamento ao longo do Vale da Caniça – Lagoa Comprida.

Cabeço do Picoto (Malhada da Arca – Lagoa Comprida)

A vertente ocidental do Cabeço do Picoto, imediatamente a oeste da Lagoa Comprida (Fig. 5.19), apresenta-se coberta por blocos morénicos, e num corte no Cerro do Poio (Malhada da Arca), encontrámos um afloramento de *till* subglaciário (Cap. 3.3.2). Estes factos testemunham a ocupação desta vertente pelo glaciar. Não existem, porém, indícios concretos da máxima extensão do glaciar nesse local, mas face à posição topográfica relativamente protegida do fluxo proveniente do Rodeio Grande, pensamos ter-se tratado de uma massa glaciária de pouca espessura. Por esses motivos, optámos por não modelizar a espessura do gelo ao longo de um perfil longitudinal específico, e por prolongar as curvas de nível modelizadas para o Vale da Caniça. Usámos portanto directamente os testemunhos geomorfológicos.

Extremos não glaciados do Planalto da Torre (Penha do Gato e Penha dos Abutres)

A extensão máxima da calote é particularmente difícil de definir na parte alta do Planalto da Torre, em particular no sector ocidental, nas áreas da Penha dos Abutres, e nas proximidades da Penha do Gato (Fig. 5.19). Nesses locais surge um modelado granítico bem conservado, com restos de mantos de alteração, *tors* e pias profundas, que parecem afastar a acção glaciária. Por outro lado, não existem indícios glaciários. A margem glaciária foi, por isso, traçada de forma interpretativa, e a partir dela definiram-se vários perfis topográficos usados para calcular a topografia da superfície glaciária (Fig. 5.4). Usaram-se sempre valores de τ_{av} de 100 kPa e $c = 1$.

Cântaros

Merece finalmente breve referência a área dos Cântaros, os quais devem ter funcionado como *nunataks* no UMGSE. É isso que sugerem os testemunhos geomorfológicos que estão de acordo com os resultados da modelação (Cap. 5).

¹³ Referimo-nos à Lagoa Seca do lado oeste do Planalto, e não à Lagoa Seca da cabeceira do Vale de Beijames.

d) Características gerais dos glaciares no Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela

Uma vez elaborado em ambiente SIG, o modelo da topografia glaciária permite efectuar vários cálculos com interesse paleogeográfico (espessuras de gelo, volumes, etc.) e paleoclimático (paleoaltitudes das linhas de equilíbrio glaciário). Os primeiros são referidos neste ponto, enquanto os segundos são apresentados separadamente no capítulo 5.3, porque é ainda necessário desenvolver algumas questões teóricas a eles associadas,

O modelo da topografia da superfície glaciária e as principais linhas de fluxo

A figura 5.20 representa o modelo da topografia glaciária, sendo aí representadas as curvas de nível com uma equidistância de 50 m. A partir desse mapa, foram definidas as principais linhas de fluxo glaciárias, bem como os limites das várias bacias através das linhas de fecho glaciárias (Fig. 5.21). Foi também calculado um Modelo Numérico de Terreno (MNT) em formato raster, com pixel de 10 m de lado (Fig. 5.22), o que permite usá-lo conjuntamente com o MNT da topografia actual da Estrela, para efectuar cálculos diversos. O MNT glaciário possibilita, além disso, efectuar modelos em perspectiva da superfície glaciária (Figs. 5.23 e 5.24).

A dimensão dos glaciares

Com base no MNT foi possível calcular vários parâmetros de dimensão para as principais bacias glaciárias, que permitem a sua caracterização, e que apresentamos no Quadro 5.3.

O cálculo das áreas das bacias glaciárias ilustra o predomínio da bacia glaciária do Zêzere com 23 km² (34,7%), seguindo-se a do Covão Grande com 13,4 km² (20,2%), a do Covão do Urso com 8,9 km² (13,4%) e a da Loriga com 8,1 km² (12,2%) (Quadro 5.3 e Fig. 5.25). Estas quatro bacias representam 53,3 km², ou seja, 80,5% da área glaciada. A dimensão das bacias é um parâmetro importante, porém fornece pouca informação de natureza paleoclimática, que só pode ser obtida com base no estudo das curvas hipsométricas das bacias, como explicamos no capítulo 5.3.

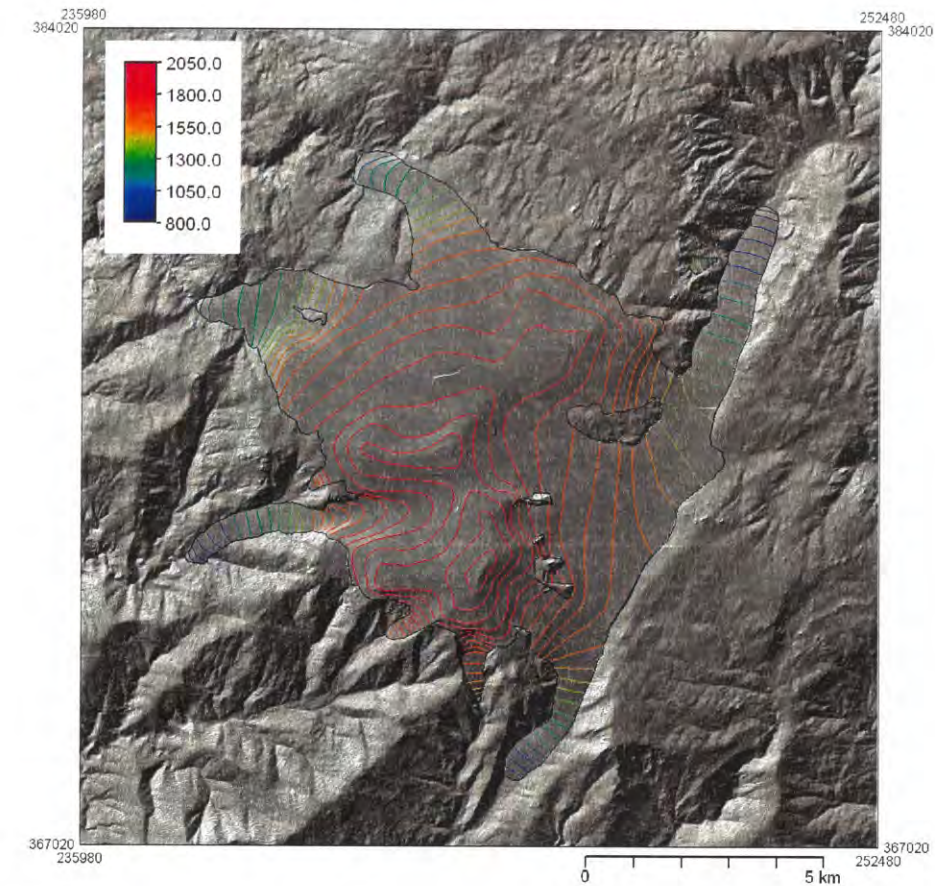


Figura 5.20 – Curvas de nível da superfície glaciária modelada, sobre sombreado baseado no Modelo Numérico de Terreno (equidistância 10 m).

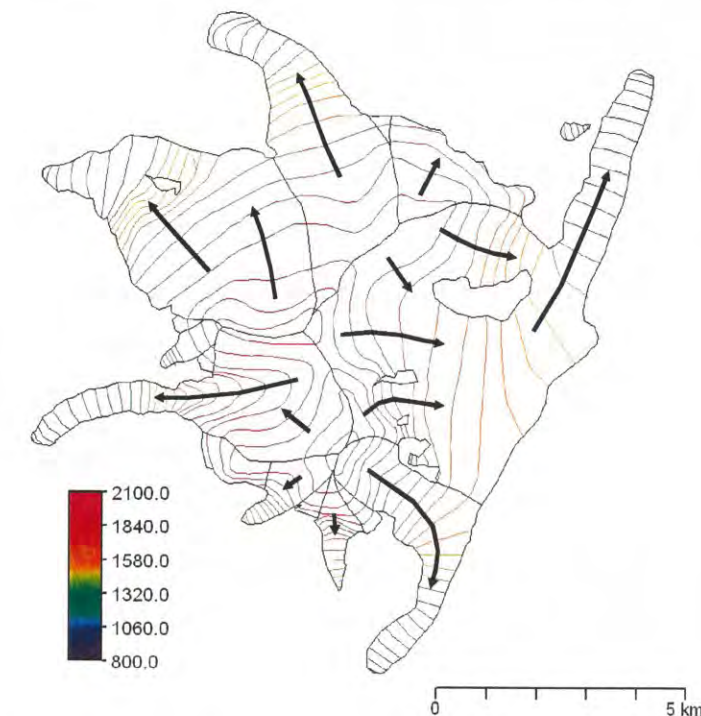


Figura 5.21 – Bacias glaciárias e principais linhas de fluxo no Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela (altitudes em metros).

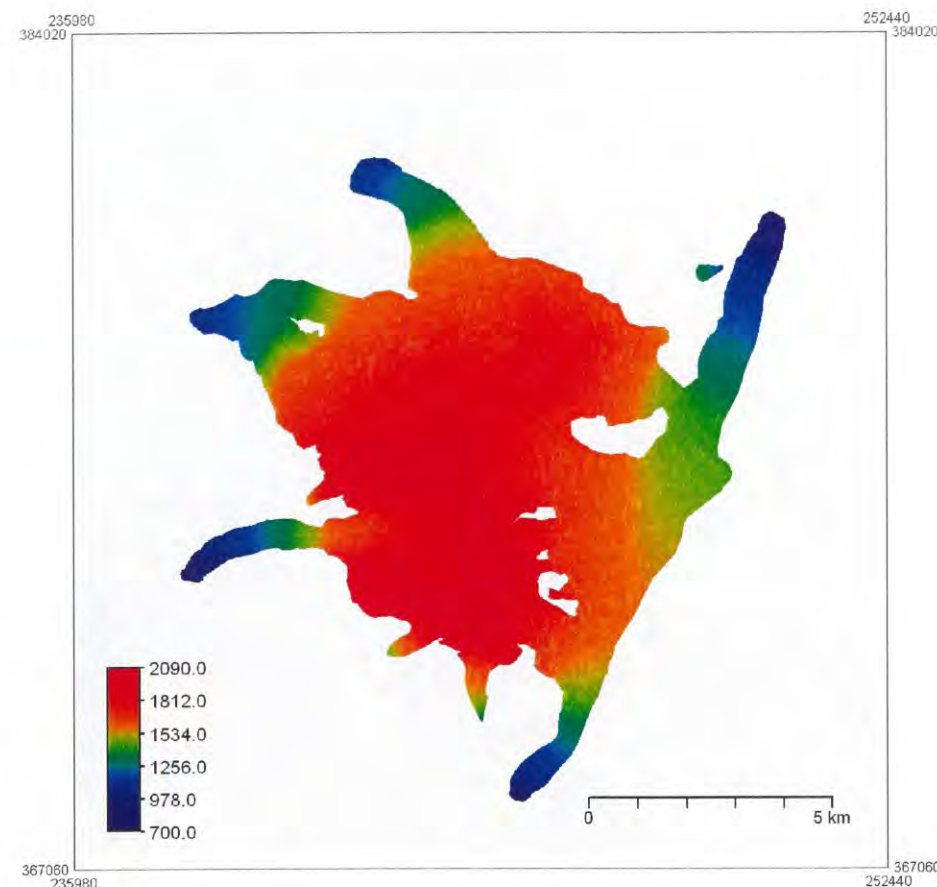


Figura 5.22 – Modelo Numérico de Terreno (MNT) da superfície glaciária (altitudes em metros).

No que se refere à espessura máxima de gelo, o Glaciar do Zêzere atinge cerca de 344 m, seguindo-se o de Alforfa (239 m) e o do Covão do Urso (217 m). Este parâmetro é em larga medida controlado pela topografia subglaciária, em particular pelo encaixe dos vales na área próxima do planalto. A figura 5.26 representa a distribuição espacial da espessura do gelo, e permite verificar esse mesmo controle, sendo de notar as elevadas espessuras de gelo no Vale do Zêzere. A posição e direcção deste vale, estendendo-se por vários quilómetros marginalmente ao glaciar de planalto, possibilitam a alimentação contínua a partir de vários vales, e também a manutenção de grandes espessuras de gelo ao longo de uma distância maior. Esta parece ser a razão da sua maior extensão, aspecto que voltamos a discutir no capítulo 5.2.4.

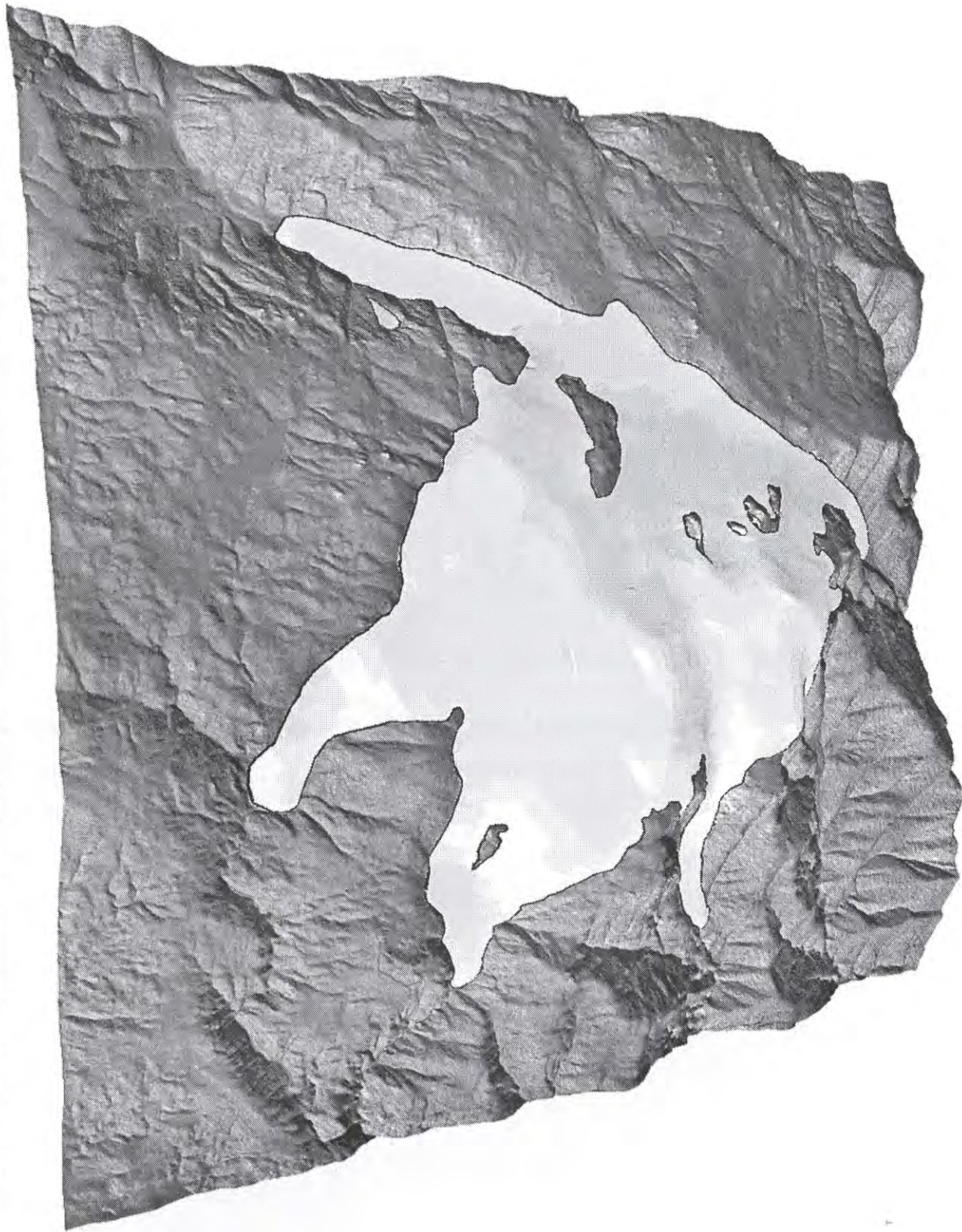
Os volumes de gelo¹⁴ reflectem bem a importância da bacia do Zêzere, com $2,75 \times 10^9 \text{ m}^3$, valor que representa mais do dobro da segunda maior bacia glaciária, a do Covão Grande,

¹⁴ Os valores de volume de gelo foram calculados através do somatório dos volumes para cada pixel das várias bacias, os quais foram obtidos considerando a espessura de gelo modelizada para cada pixel, multiplicando-a por 100 m^2 , valor da área do pixel.



Figura 5.23 – Reconstituição tridimensional em perspectiva dos glaciares da Serra da Estrela no UMGSE (vista de sul para norte).

Figura 5.24 – Reconstituição tridimensional em perspectiva dos glaciares da Serra da Estrela no UMGSE (vista de norte para sul).



Quadro 5.3 – Medidas de dimensão das bacias glaciárias da Serra da Estrela no UMGSE. Valores baseados na aplicação do modelo glaciário de Schilling e Hollin (1981).

	Alforfa	Alvoco	Covais	C.ovão Grande	Covão do Urso	Estrela	Loriga	V.ale Conde	Zêzere	Outros	Total
Área (km²)	5,2	1,3	0,1	13,4	8,9	1	8,1	3,1	23	2,1	66,2
Área (%)	7,9	2,0	0,2	20,2	13,4	1,5	12,2	4,7	34,7	3,2	
Espessura máx. (m)	239	96	67	191	217	93	180	158	344	-	
Volume (m³)	4,7x10 ⁸	6,78x10 ⁷	3,93x10 ⁶	1,21x10 ⁹	8,84x10 ⁸	3,86x10 ⁷	6,38x10 ⁸	2,48x10 ⁸	2,75x10 ⁹	1,04x10 ⁸	6,42x10 ⁹
Volume (%)	7,3	1,1	0,1	18,9	13,8	0,6	9,9	3,9	42,9	1,6	
Comprimento (km)	5,8	2,5	0,6	6,2	7,2	2,5	6,7	1,9	11,3	-	
Altitude máx. (m)	2090	2090	1360	1970	1970	2090	2090	1830	2090	-	
Altitude mín. (m)	880	1400	1110	980	1040	1290	800	1590	750	-	

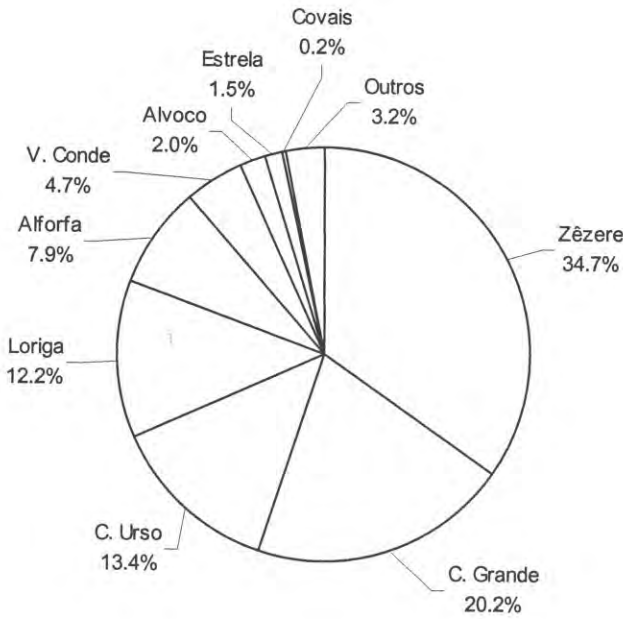


Figura 5.25 – Área percentual das bacias glaciárias no Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela.

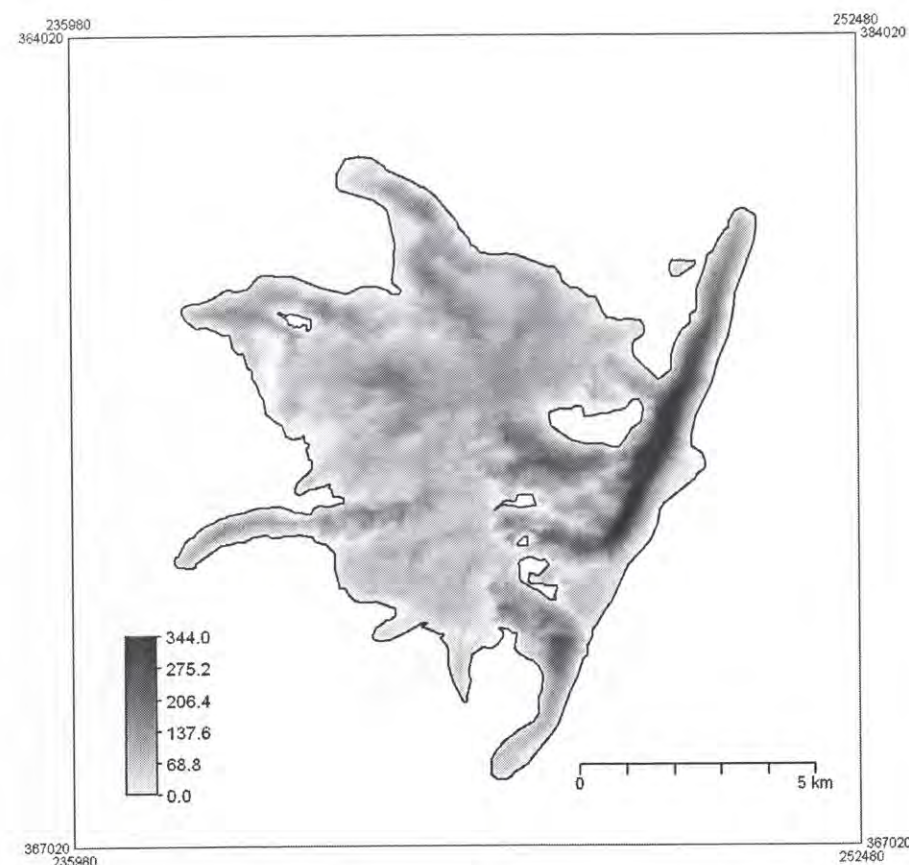


Figura 5.26 – Espessura de gelo estimada para o Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela (em metros).

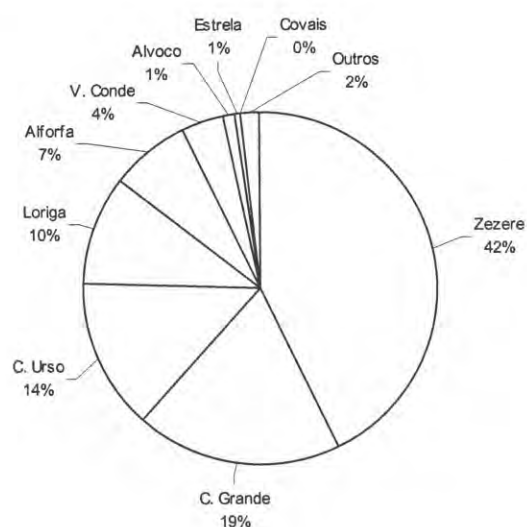


Figura 5.27 - Volumes de gelo em percentagem estimados por bacia glaciária no Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela.

com $1,21 \times 10^9 \text{ m}^3$ (Quadro 5.3 e Fig. 5.27). Estes valores são, pelo menos numa ordem de grandeza, superiores aos das outras bacias glaciárias, e representam respectivamente 43% e 19% do volume de gelo no UMGSE.

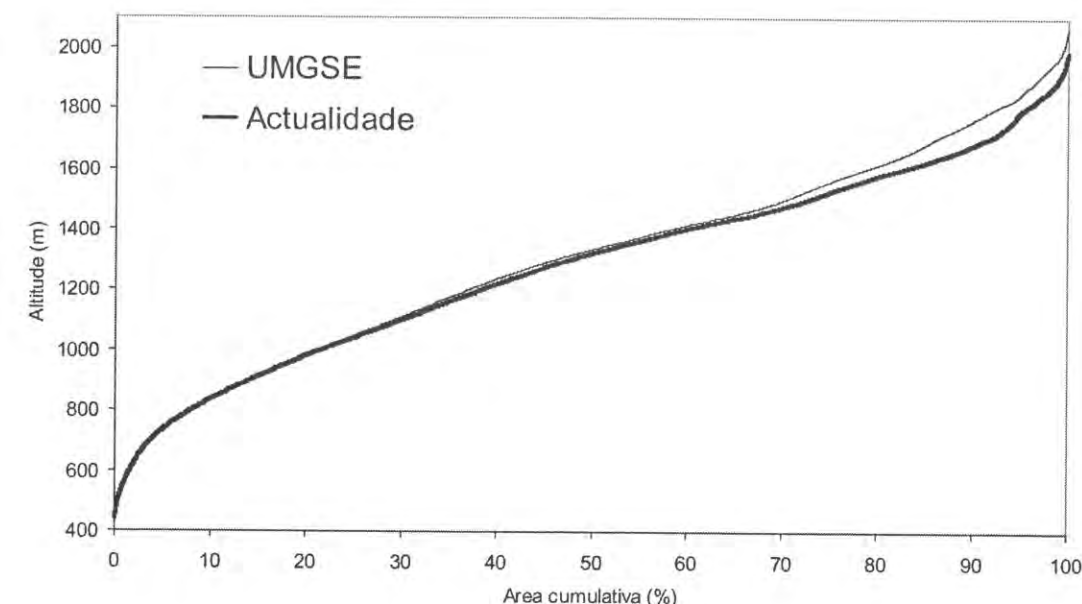


Figura 5.28 – Curvas hipsométricas da Serra da Estrela na actualidade e no Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela.

Quanto ao comprimento máximo dos glaciares, medido desde a frente até à linha de festo glaciária, os valores que calculámos são próximos dos apresentados por Daveau (1971), encontrando-se a principal diferença no Glaciar do Zêzere, com uma extensão de 11,3 km ao contrário dos 13 km indicados pela autora, problema que é discutido no capítulo 4.9.

No que se refere às altitudes extremas das várias bacias, é de salientar o valor máximo de cerca de 2090 m atingido no Alto da Torre.

Um aspecto interessante é a possibilidade de comparação do MNT no UMGSE com o actual, e assim analisar o aumento geral de altitude induzido pelos glaciares¹⁵. As curvas hipsométricas da Serra da Estrela acima de 437 m¹⁶ ilustram bem o aumento de altitude referido (Fig. 5.28). Quanto à variação em área absoluta segundo intervalos altitudinais de 100 m, verifica-se que os principais aumentos ocorrem entre 1700 e 2000 m de altitude (Fig. 5.29). O máximo na classe 1700-1800 m (+6,3 km²) ilustra o aumento geral de altitude do planalto. É notória a diminuição da área a altitudes inferiores a 1700 m, principalmente a redução de 4,7 km² entre 1600 e 1700 m, associada à ocupação dessas extensas áreas de planalto pelos glaciares. A redução de área a altitudes mais baixas está associada ao

¹⁵ A esse aumento, para se obter a altitude real da Serra no UMGSE, deve-se ainda acrescentar a diferença relativa à descida do nível do mar, o que sem saber o momento exacto do UMGSE, se torna pouco rigoroso. Deste modo, a comparação que efectuamos é em relação ao nível médio do mar actual.

¹⁶ Este limiar altitudinal é a altitude mínima da área representada no MNT e é, por isso, um limite aleatório.

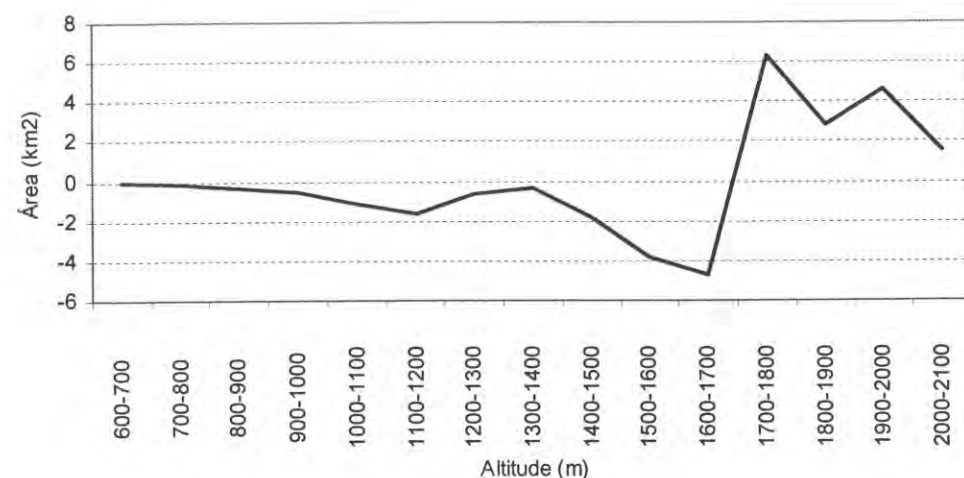


Figura 5.29 – Variações de área por classe altitudinal entre o Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela e a actualidade. As variações positivas indicam um aumento de área no UMGSE.

enchimento dos vales pelos glaciares, que originaram também uma migração da superfície topográfica para altitudes maiores. Entre 1200 e 1400 m, as variações de altitude equilibram-se, pois efectivamente, parte significativa dos fundos de vale actuais, encontram-se nesse limiar, correspondendo a sectores com significativo enchimento de gelo. Se considerarmos a subida altitudinal média da serra acima de 750 m, verificamos que esta foi da ordem de 25 m (Quadro 5.4). Este valor aumenta para 34 m se apenas analisarmos a área acima de 1400 m. Este aumento geral de altitude deve ter tido consequências, embora para já, difíceis de avaliar, tanto ao nível da precipitação, como da temperatura, constituindo um caso de retroacção positiva associada à glaciação.

Quadro 5.4 – Altitude média da Serra da Estrela acima de vários limiares altitudinais, na actualidade e no UMGSE.

Altitude considerada	Actualidade	UMGSE	Diferença
>750 m	1322 m	1346 m	25 m
>1000 m	1410 m	1437 m	27 m
>1400 m	1594 m	1629 m	34 m

5.2. ALTITUDES DA LINHA DE EQUILÍBRIO

Daveau (1971) usou os valores de altitude das frentes glaciárias para tecer algumas considerações de natureza paleoclimática, mas essa variável não é ideal, pois a topografia sub e supraglaciária exercem uma influência muito significativa na posição das frentes glaciárias, que não depende directamente do clima. Porém, a autora não dispunha dos dados e ferramentas hoje existentes, pelo que o cálculo de outros parâmetros mais rigorosos, como as altitudes da linha de equilíbrio para as diferentes bacias, se tornava muito difícil. São estes parâmetros que abordamos no ponto seguinte.

5.2.1. O balanço de massa glaciário, a altitude da linha de equilíbrio e a sensibilidade climática dos glaciares

As oscilações do clima causam variações na quantidade de neve acumulada nos glaciares, e também nas quantidades de gelo e neve, que dele se perdem, o que resulta geralmente em variações na posição da frente glaciária (Paterson, 1994). Sendo essas variações objecto de estudo da geomorfologia glaciária, é importante fazer referência, uma vez mais, a algumas noções elementares da glaciologia. Abordagens mais aprofundadas podem-se encontrar, por exemplo, em Paterson (1994), Bennett e Glasser (1996), Benn e Evans (1998) e Nesje e Dahl (2000).

Em glaciologia, sob a designação de **acumulação**, incluem-se todos os processos através dos quais é incluído material num glaciar. Normalmente esse material é adicionado sob a forma de neve, que é transformada lentamente em gelo. Além da queda de neve, os outros principais processos de acumulação são as avalanches, deposição por processos de *riming*¹⁷, e a congelação da água da chuva no interior do manto de neve. O glaciar perde massa por **ablação**, termo que inclui todos os processos envolvidos nessas perdas, sendo os mais significativos a fusão e consequente escoamento, evaporação, remoção de neve pelo vento ou a libertação de *icebergs* (Paterson, 1994, p. 27). Este último processo pode ser significativo, não só em glaciares de maré e plataformas de gelo, mas também em lagos proglaciários com significado em ambientes de montanha.

De um modo simplificado, e considerando um aumento da precipitação com a altitude, na área alta de um glaciar há maior acumulação do que na área baixa. O inverso ocorre com a

¹⁷ *Riming* é o processo pelo qual o gelo se deposita sobre um corpo através do contacto com gotículas de água sobrefrefecidas em suspensão no ar (Barry, 1992). Este processo resulta frequentemente na formação de sinelos, e é muito frequente em montanhas de clima oceânico (La Chapelle, 1992).

ablação. As áreas altas têm assim, geralmente, ganhos anuais de massa e as baixas, perdas. A monitorização da espessura do glaciador em pontos fixos ao longo do ano, permite avaliar a acumulação e a ablação. Geralmente a espessura é máxima no final da Primavera, ou início do Verão, e mínima no final deste último. A superfície de mínima espessura do gelo fica frequentemente registada nos glaciares por uma película de sedimentos, sendo denominada por **superfície de Verão**. Se t_1 e t_2 forem os momentos de dois mínimos sucessivos, e t_m o momento do máximo contido nesse intervalo, o intervalo de t_1 a t_2 é designado por **ano de balanço**. O comprimento do ano de balanço é variável, mas a sua duração média deverá ser próxima de 365 dias. Em termos glaciológicos, o ano de balanço divide-se na **estação de Inverno** (t_1 a t_m) e **estação de Verão** (t_m a t_2). É de notar que no final do Verão a neve pode estar a acumular-se na área alta do glaciador, e a ablação continuar na área baixa, o que mostra que a duração do ano de balanço e das estações varia na superfície do glaciador (Paterson, 1994, p. 27-28).

A noção de **balanço de massa glaciário** é fundamental, e traduz a variação da massa de um glaciador em qualquer ponto da sua superfície. Geralmente, é calculado para uma unidade de tempo correspondente a 1 ano (Nesje e Dahl, 2000) e corresponde à soma algébrica da acumulação e da ablação, expressa em unidades de volume de equivalente em água (Paterson, 1994). O glaciador pode dividir-se então em duas áreas: a **zona de acumulação**, onde a acumulação excede a ablação; e a **zona de ablação**, onde a ablação excede a acumulação. O **balanço de massa bruto** corresponde à soma do balanço de Inverno (positivo) e do balanço de Verão (negativo) ao longo do ano de balanço, em toda a superfície do glaciador (Nesje e Dahl, 2000). Representa portanto, o ganho ou a perda de massa de um glaciador.

A linha entre as zonas de acumulação e ablação define um balanço de acumulação = 0, e é designada por **altitude da linha de equilíbrio (ALE)**¹⁸. A ALE varia interanualmente, dependendo das condições climáticas, sendo particularmente sensível a variações na precipitação de Inverno, temperatura de Verão e transporte de neve seca pelo vento (Nesje e Dahl, 2000). Por isso, a ALE é considerada a mais importante variável para quantificar os efeitos do clima nos glaciares (Nesje, 1992).

¹⁸ A altitude da linha de equilíbrio tem sido usada como sinónimo de limite das neves perpétuas (*snowline*) nos estudos paleogeográficos recentes (Porter, 2001). Esta última, corresponde ao limite inferior médio da neve na superfície de um glaciador no final do Verão (Benn e Evans, 1998). No entanto, tal nem sempre coincide com a ALE, em particular no caso dos glaciares polares, pois geralmente aí, o limite das neves perpétuas situa-se acima da ALE (Benn e Evans, 1998). Seguindo a generalidade dos autores, no presente trabalho usamos a designação Altitude da Linha de Equilíbrio e o correspondente acrónimo - ALE.

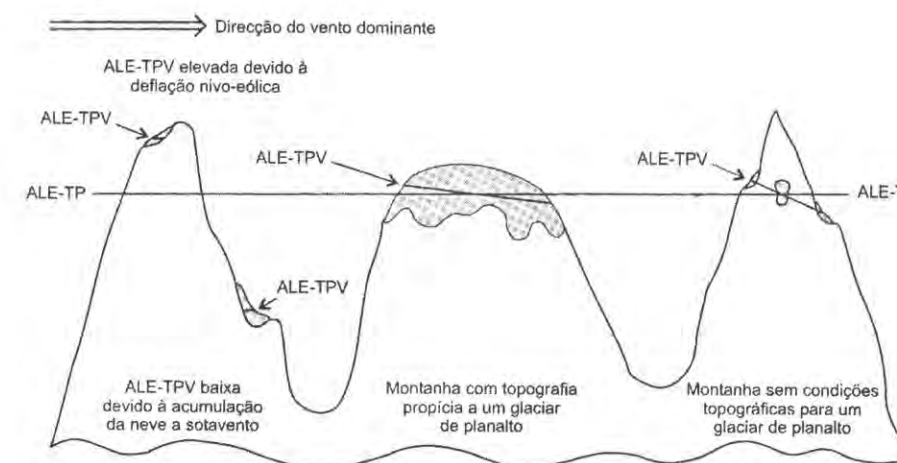


Figura 5.30 – Tipos de altitude da linha de equilíbrio (ALE) segundo Nesje e Dahl (2000, p.58). ALE-TP é a ALE dominada pelo controle da temperatura e precipitação, ou ALE regional. ALE-TPV é, além dos dois factores anteriores, também controlada pelo vento, reflectindo o controle exercido por factores locais. Note-se a inclinação da ALE-TPV para sotavento.

Um outro conceito importante é a **ALE estacionária**¹⁹, correspondente a um balanço de massa bruto = 0 mantido durante vários anos. Ou seja, uma situação em que o glaciador se encontra em equilíbrio com as condições climáticas (estáveis), e portanto, tem uma dimensão constante (Benn e Evans, 1998). Este é, no entanto, fundamentalmente um conceito teórico, pois nunca é encontrado na prática (Paterson, 1994), mas é importante, pois é a ALE estacionária que se procura estimar nos métodos de reconstituição existentes.

A altitude da linha de equilíbrio sofre frequentemente variações a nível regional, e mesmo a nível local, como referem, por exemplo, Ferreira *et al.* (1999) para os casos da Península Ibérica e da Serra do Gerês. Considerando essas variações, Nesje e Dahl (1992, 2000) propuseram uma distinção entre dois tipos de ALE. Para isso, apoiam-se nos controles nela exercidos pela precipitação de Inverno, temperatura de Verão e transporte eólico da neve seca. Consideram assim uma **ALE-TP**, controlada essencialmente pela temperatura e precipitação, e uma **ALE-TPV**²⁰, controlada pelos dois factores anteriores, e pelo vento (Fig. 5.30). Estas noções são particularmente interessantes para as montanhas portuguesas, onde dominam as glaciações de tipo escandinavo, com campos de gelo de planalto e glaciares de vale. Nos campos de gelo de planalto, a deflação da neve domina no lado barlavento, enquanto a acumulação domina a sotavento. Nesses casos a ALE-TP, calcula-se através da ALE média para todos os quadrantes, o que minimiza o papel do vento (Nesje e Dahl, 1992). A deposição da neve nos circos e vales profundos pode fazer-se em larga medida através da acumulação da neve proveniente dos planaltos, ou também através de avalanches. Estes são casos em que a

¹⁹ Tradução do inglês *steady-state equilibrium line altitude*.

²⁰ No original TPW-ELA (*temperature, precipitation and wind equilibrium line altitude*).

ALE é de tipo ALE-TPV. É de notar que, para a neve solta, o limiar de velocidade do vento típico para que se inicie o transporte eólico é de apenas 5 m.s^{-1} (a 10 m de altura), enquanto para uma neve densa e coesa, esse valor sobe para 25 m.s^{-1} (Barry, 1992).

Apesar de os principais factores que determinam a ALE serem a precipitação de Inverno e a temperatura de Verão, a exposição solar também exerce influência. Nesje e Dahl (1992) referem trabalhos em glaciares actuais na Noruega, em que foram obtidas diferenças na ALE em circos orientados a norte e a sul, da ordem de 50 m em Jøtunheimen (Liestøl, 1967) e de 250-300 m em Troms (Andersen, 1968).

Voltando à questão do balanço de massa glaciário, é importante referir as **noções de gradientes de ablação e de acumulação**, pois estes são usados no método da razão de balanços, que é considerado o mais rigoroso para o cálculo das paleo-ALE (ver Cap. 5.3.2). As duas designações anteriores traduzem as taxas de variação da ablação e acumulação com a altitude, e, quando conjugados, reflectem o **gradiente do balanço de massa**. Este parâmetro reflecte as taxas de movimento do glaciar, e é por isso de extrema importância, como se mostra de seguida.

Normalmente a ablação aumenta à medida que a altitude diminui, pois é em larga medida controlada pela temperatura do ar. Os gradientes de ablação são geralmente fortes nos glaciares das latitudes médias, porque nesses casos, nas áreas mais próximas da frente glaciária, ocorrem temperaturas do ar frequentemente acima de 0°C no Verão. Com o aumento da altitude, esse gradiente torna-se mais reduzido. Mas os casos onde os gradientes de ablação são mais fortes, são os glaciares tropicais, pois aí ocorre ao longo de todo o ano (Benn e Evans, 1998, citando Kaser, 1995). Nos glaciares das altas latitudes, os gradientes são fracos, pois a ablação é controlada essencialmente pela radiação de onda-curta, que depende pouco da altitude (Kuhn, 1984 citado por Benn e Evans, 1998). Existem também gradientes de ablação não-lineares, onde se verifica uma diminuição nas áreas baixas. Casos destes são frequentes em glaciares cobertos, ou ligados a variações locais de nebulosidade e humidade, à proximidade das vertentes, a efeitos de sombra, ou da exposição (*ob. cit.*).

Quanto à acumulação, ela aumenta geralmente com a altitude em muitos glaciares de vale e de circo, especialmente nas regiões oceânicas das latitudes médias. Porém, em alta montanha, ou em latitudes muito elevadas, o ar é muito frio e tem fraca capacidade higrométrica, e a precipitação diminui a partir de um determinado limiar altitudinal (Benn e Evans, 1998). Igualmente, em algumas montanhas tropicais, como demonstrou Whittow (1960) citado por Benn e Evans (1998) para o Ruwenzori, as áreas altas podem registar menor acumulação, pois os sistemas convectivos e potencialmente geradores de precipitação nival no

Verão atingem altitudes relativamente baixas, enquanto um tempo seco e céu limpo prevalece nas áreas mais altas. Barry (1992) refere situações semelhantes em várias montanhas tropicais. No interior dos *inlandsis*, onde a altitude é mais elevada, como é o caso da Antárctida, verifica-se também uma acentuada depleção da humidade absoluta das massas de ar (por ex.: Hansom e Gordon, 1998 e Turner e Pendlebury, 2001).

Ainda no que diz respeito aos gradientes de acumulação, um outro factor de natureza distinta que os pode alterar significativamente, são as avalanches, que em algumas regiões são particularmente frequentes em andares altitudinais bem definidos (Benn e Evans, 1998).

Nos casos em que há fortes gradientes de acumulação e de ablação, e portanto fortes gradientes de balanço de massa, verificam-se também elevadas taxas de passagem de massa no sistema glaciário, que se reflectem num movimento mais rápido dos glaciares. Estes casos ocorrem essencialmente nos glaciares das áreas húmidas das latitudes médias. Pelo contrário, gradientes de balanço de massa fracos são característicos das altas latitudes e áreas continentais, e traduzem-se em fracas velocidades de fluxo e baixa actividade (Benn e Evans, 1998).

Finalmente, uma outra noção importante é a razão entre os gradientes de ablação e de acumulação, denominada por **razão de balanços**. Este índice ignora as irregularidades dos gradientes, e representa uma generalização da curva de balanço de massa de um glaciar. Estas curvas têm geralmente diferentes gradientes acima e abaixo da ALE, reflectindo gradientes de ablação geralmente mais fortes do que os gradientes de acumulação (Fig. 5.31). O valor 2 costuma ser representativo dos glaciares marítimos das latitudes médias, enquanto os glaciares tropicais apresentam valores muito mais altos (25 no caso do Glaciar de Zongo na Bolívia, referido por Francou *et al.*, 1995 cit. em Benn e Evans, 1998). Os glaciares com razão de balanços alta têm geralmente pequenas áreas de ablação em comparação com a área total do glaciar, pois apenas uma pequena área é necessária para contrabalançar a acumulação das áreas altas (Benn e Evans, 1998).

5.2.2. Métodos de cálculo da altitude da linha de equilíbrio

Existem vários métodos desenvolvidos de forma empírica para o cálculo de paleo-altitudes da linha de equilíbrio glaciário estacionárias. Os que aplicámos aos glaciares da Serra da Estrela do UMGSE, são os seguintes:

- **Altitude Máxima das Moreias Laterais (AMML);**
- **Razão da Área de Acumulação (RAA);**

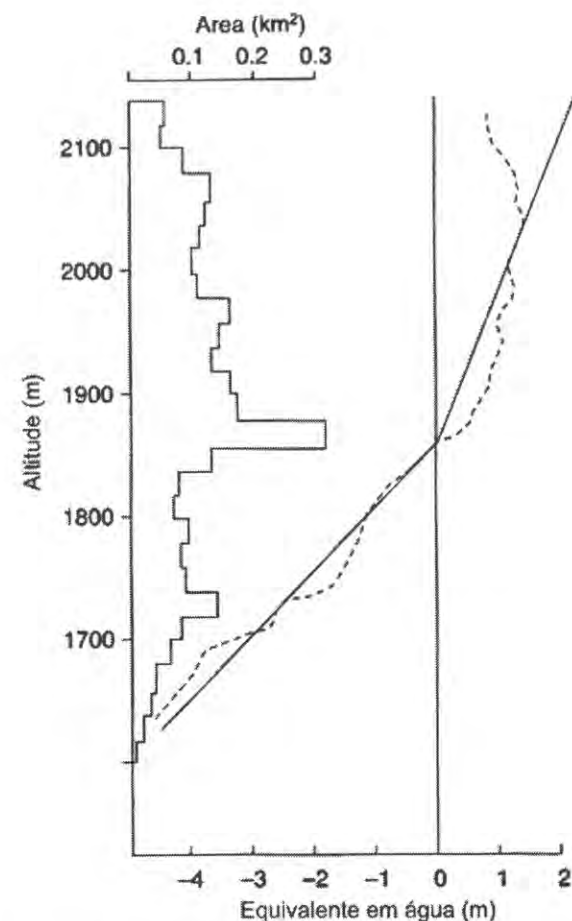


Figura 5.31 – Gradientes de acumulação e de ablação do South Cascade Glacier (EUA) para o período de 1957/58-1963/64 (linha a tracejado), e sua representação como gradientes lineares de acumulação e ablação (linha a cheio) (in Benn e Evans, 1998 adaptado do original de Meier e Tangborn, 1965).

- Razão de Balanços (RB).

O primeiro é provavelmente o método mais frequentemente usado na bibliografia, mas os dois últimos, baseados em reconstituições tridimensionais da superfície glaciária, são mais rigorosos, especialmente o método da razão de balanços (Benn e Evans, 1998).

a) Altitude Máxima das Moreias Laterais (AMML)

É um método de cariz geomorfológico e que tem sido muito usado na Península Ibérica (por ex.: Lautensach, 1932; Daveau, 1971). Os seus fundamentos teóricos são o sentido do fluxo glaciário, acima e abaixo da linha de equilíbrio, pois teoricamente, as moreias apenas se depositam na zona de ablação. Isso porque na zona de acumulação, os fluxos se fazem para o centro e para a base do glaciário, enquanto na zona de ablação, se fazem para cima e para as margens (Hooke, 1998). Segundo este método, a altitude máxima das moreias laterais corresponde à ALE (Fig. 5.32; Nesje, 1992; Nesje e Dahl, 1992).

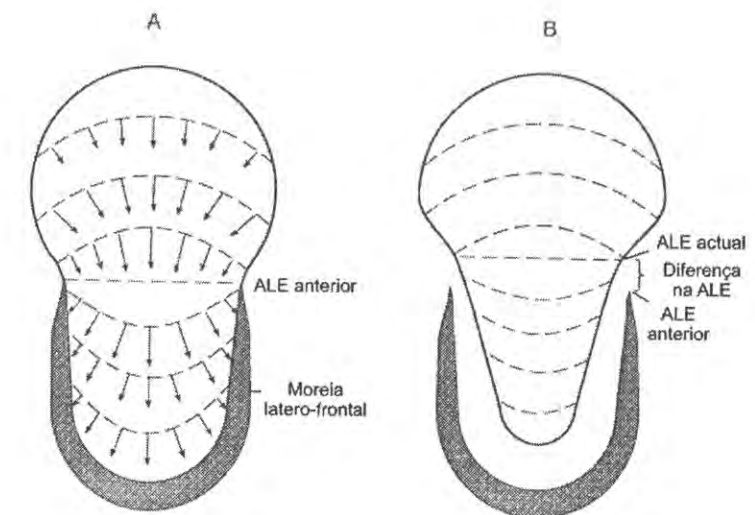


Figura 5.32 – Formação de uma moreia lateral abaixo da altitude da linha de equilíbrio. Notar o sentido dos fluxos glaciários e o desenho das curvas de nível (tracejado). A figura B ilustra o recuo do glaciário, a nova ALE e a antiga ALE, reconstruída com base na altitude máxima das moreias laterais (Nesje e Dahl, 1992, p. 384).

Os maiores problemas resultantes da aplicação da AMML residem em saber se, de facto, a moreia lateral se formou imediatamente abaixo da ALE, e se as suas forma e posição originais se encontram bem definidas. Consequentemente, apenas um limite mínimo para a ALE pode ser determinado por este método (ob. cit.).

Um outro aspecto importante, é o pressuposto de que a acumulação das moreias laterais mais altas se fez numa situação estacionária. Isto porque, se o recuo do glaciário for lento, a moreia pode continuar a formar-se a montante da inicial, no mesmo alinhamento. O mesmo se passa com a alimentação continuada de detritos das paredes dos circos e dos vales, que pode originar moreias bem acima da ALE (ob. cit.).

Pelas razões apontadas, o uso da AMML deve ser feito com precaução, e sempre que possível comparado com outros métodos mais rigorosos. Aliás, num estudo em que foram comparados vários métodos no Front Range do Colorado, Meierding (1982) citado por Porter (2001), refere que este foi o método com resultados menos fiáveis.

b) Razão da Área de Acumulação (RAA)

Este método parte do princípio de que a zona de acumulação ocupa uma percentagem fixa da área total do glaciário, o que se traduz na seguinte equação:

$$RAA = \frac{Ac}{Ac + Ab} \quad (6)$$

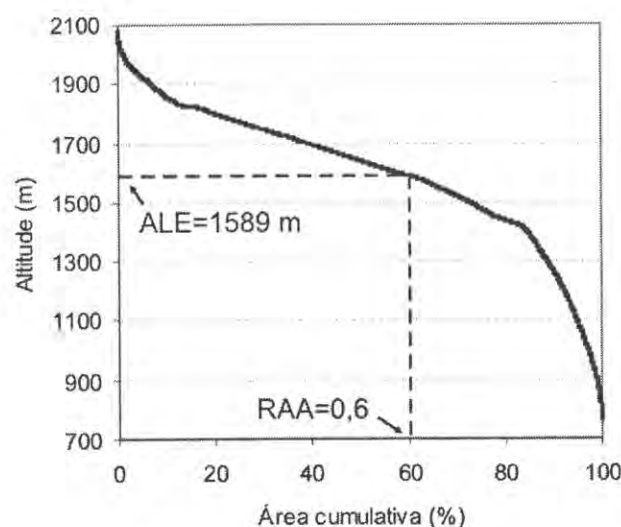


Figura 5.33 – Cálculo da altitude da linha de equilíbrio com base no método da razão da área de acumulação a partir da curva hipsométrica da superfície do glaciar e de uma RAA de 0,6.

Em que A_c corresponde à área cumulativa da zona de acumulação e A_b à área cumulativa da zona de ablação. Assim, usando a curva hipsométrica do glaciar, se a RAA adoptada for 0,60, procura-se o valor altitudinal que limita abaixo dele 60% da área do glaciar, e esse valor corresponde à ALE (Fig. 5.33).

Em glaciares actuais estacionários de altas e médias latitudes, as RAA geralmente variam entre 0,5 e 0,8 (Benn e Evans, 1998 citando Meier e Post, 1962 e Hawkins, 1985), mas os valores mais típicos situam-se entre 0,55 e 0,65 (Benn e Evans, 1998 citando Porter, 1975), sendo este intervalo, o mais frequentemente usado (ver por ex.: Nesje, 1992; Nesje e Dahl, 1992; Porter, 2001; Munroe e Mickelson, 2002). É de notar que, para campos de gelo de planalto e glaciares de sopé, muitas vezes os valores de RAA podem ser substancialmente diferentes (Meier e Post, 1962, Pierce, 1979 e Kuhle, 1988 citados por Nesje e Dahl, 1992). Este facto deve-se às características particulares das curvas hipsométricas destes tipos de glaciares. Finalmente, nos glaciares cobertos a RAA pode ser substancialmente mais baixa devido ao efeito causado pelos detritos no aumento da zona de ablação. Clark *et al.* (1994) referem valores de RAA de 0,15 para glaciares cobertos da Sierra Nevada (Califórnia, EUA).

Para os glaciares da Serra da Estrela, as curvas hipsométricas para cada uma das bacias foram calculadas a partir de um MNT da superfície glaciária com *pixel* de 10 m de lado (Fig. 5.22).

c) Razão de Balanços (RB)

Para resolver as limitações intrínsecas ao método da RAA, especialmente no que se refere aos glaciares com curvas hipsométricas assimétricas, Furbish e Andrews (1984) desenvolveram o método da razão de balanços, que entra em conta com a hipsometria glaciária, mas também com a forma da curva de balanço de massa (Benn e Gemmel, 1997).

O método da RB tem como premissa que, para condições de equilíbrio, a acumulação anual total acima da linha de equilíbrio deve contrabalançar exactamente a ablação que ocorre abaixo dela. E isso, pode-se exprimir em termos das áreas acima e abaixo da ALE, multiplicadas pela acumulação e ablação médias (*ob. cit.*):

$$d_b \cdot A_b = d_c \cdot A_c \quad (7)$$

em que: d_b = ablação bruta anual média na zona de ablação

d_c = acumulação bruta anual média na zona de acumulação

A_b = área da zona de ablação

A_c = área da zona de acumulação

Assumindo que os gradientes de ablação e acumulação são lineares, d_b e d_c são iguais à ablação e acumulação nas altitudes médias ponderadas pela área das zonas de ablação (z_b) e de acumulação (z_c) respectivamente. Por convenção, os valores de z_b e z_c são positivos, e medidos a partir da ALE. Na figura 34 são apresentados como correspondendo a $\frac{1}{2} A_b$ e $\frac{1}{2} A_c$, respectivamente. Para condições de equilíbrio, as altitudes de z_b e z_c são determinadas pela razão de balanço seguindo a relação:

$$b_{nb}/b_{nc} = z_c \cdot A_c / z_b \cdot A_b \quad (8)$$

em que: b_{nb} = gradiente de balanço de massa na área de ablação

b_{nc} = gradiente de balanço de massa na área de acumulação

A ALE estacionária é então definida como a altitude que satisfaz a equação anterior para a razão de balanço representativa da área estudada. A ALE pode ser encontrada desenhando a curva hipsométrica da superfície do glaciar, e escolhendo por tentativa e erro, valores para a

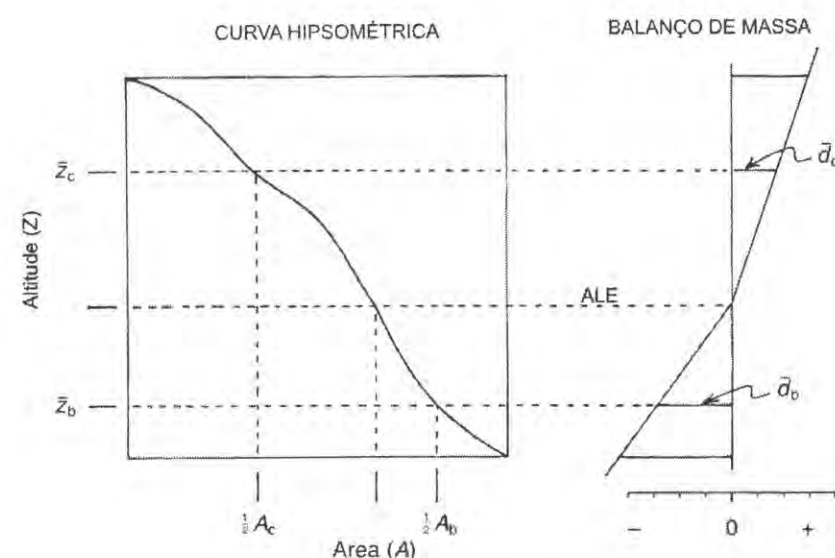


Figura 5.34 – Parâmetros usados no cálculo da altitude da linha de equilíbrio com base no método da razão de balanços (Benn e Evans, 1998, p. 85).

ALE, medindo os respectivos valores de z_c , z_b , A_b e A_c , e testando se satisfazem a razão de balanço escolhida.

Como se depreende, é um método muito laborioso, e por isso, tem sido pouco aplicado (Benn e Gemmel, 1997). Para facilitar a sua utilização, os autores citados desenvolveram uma aplicação em Excel²¹ que permite usar o método da razão de balanços de forma simplificada. Segundo os mesmos autores, este método origina resultados melhores do que o método da RAA.

Para a aplicação à Serra da Estrela, escolhemos uma razão de balanços = 2,0, valor considerado representativo dos glaciares marítimos das latitudes médias, como por exemplo, os glaciares actuais do Alasca e Cascades (Benn e Gemmel, 1997; Benn e Evans, 1998).

5.2.3. As linhas de equilíbrio do Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela

Segundo Lautensach (1932), Albrecht Penck baseando-se no trabalho de Cabral (1881), em 1894 propôs um valor de 1300 a 1350 m de altitude para o “limite climático das neves” no Glaciar do Zêzere na Última Glaciação. Esta parece ter sido a primeira tentativa de reconstituição da paleo-ALE para a Serra da Estrela.

Por sua vez, Lautensach discute o problema do cálculo da ALE, e avalia as possibilidades de aplicação dos diferentes métodos então disponíveis, optando por usar o método da altitude máxima das moreias laterais²². Obtém, dessa forma, valores de 1620 m para a parte oriental

²¹ A folha de cálculo está disponível na Internet em <http://ggg.qub.ac.uk/papers/full/1997/tm011997/elabblank.xls>

²² Na tradução do artigo de Lautensach de 1932, existe certamente um erro, pois é referido o uso da “altitude da base das moreias laterais”.

Quadro 5.5 – Altitudes da linha de equilíbrio glaciário (em metros) no UMGSE nos principais glaciares da Serra da Estrela segundo vários métodos de cálculo: AMML – Altitude Máxima das Moreias Laterais; RAA 0,60 – Razão da Área de Acumulação 0,60; RB – Razão de Balanços.

	Alforfa	Alvoco	Covais	C. Grande	C. Urso	Estrela	Loriga	V. Conde	Zêzere	Total
AMML	1565	-	1330	1640	1640	1700	1450	-	1580	-
RAA 0,60	1571	1913	1278	1667	1625	1700	1831	1701	1589	1650
RB	1588	1872	1290	1668	1617	1704	1651	1721	1586	1643

da serra (na Nave de Santo António), e de 1650 m para a parte noroeste. A diferença de 30 m é atribuída a uma assimetria causada pelo efeito do vento na redistribuição da neve.

Daveau (1971) aponta o valor de 1650 m para o limite das neves perpétuas geral (portanto a ALE - TP), concordando com as observações de Lautensach. A autora salienta que é possível que esse limite fosse algumas dezenas de metros mais baixo na parte Norte da serra, do que na Sul, mas que os declives acentuados das vertentes meridionais limitam uma avaliação precisa.

No presente trabalho, aplicámos três métodos para o cálculo das altitudes da linha de equilíbrio no UMGSE: a Altitude Máxima das Moreias Laterais (AMML); a Razão da Área de Acumulação (RAA); e a Razão de Balanços (RB). O primeiro foi escolhido por ter sido usado pelos outros investigadores que estudaram a Serra da Estrela, e por ser muito frequente nos trabalhos de geomorfologia glaciária na Península Ibérica; o segundo é um dos métodos considerados mais rigorosos, e claramente aquele que está mais divulgado; e o terceiro, é aquele que envolve mais cálculos, mas que, segundo vários autores, fornece os resultados mais precisos (por ex.: Benn e Gemmel, 1997; Benn e Evans, 1998). Este facto é particularmente importante, dadas as características especiais das curvas hipsométricas dos glaciares associados a campos de gelo de planalto, que segundo McDougall (1995) limitam a aplicação dos métodos quantitativos como a RAA.

Os resultados que obtivemos confirmam, em larga medida, os valores de ALE regional (ALE - TP) apontados por Lautensach e Daveau. Usando a área total glaciada, os métodos RAA²³ e RB, forneceram valores de, respectivamente, 1650 e 1643 m (Quadro 5.5), que são obviamente equivalentes dada a escala de análise.

Não foi calculado um valor regional de ALE-TP com o método da AMML, mas se excluirmos os sectores com limitações induzidas pela topografia, em particular pelos declives acentuados (por ex.: Vale de Loriga), verificamos que, segundo este método, a ALE variava

²³ Com uma razão de área de acumulação de 0,6, valor que é frequentemente usado nestes tipos de abordagem.

entre 1580 m (Glaciar do Zêzere) e 1700 m (Glaciar da Estrela) (Quadro 5.5). No sector noroeste do planalto, obtivemos valores de 1640 m próximo do v.g. de Lagoa Seca. É no entanto, um método com várias limitações e que não permitiu obter resultados para todas as bacias glaciárias.

Os resultados da aplicação do método da RAA traduzem um padrão geral semelhante ao obtido com a AMML (Quadro 5.5). Identifica-se, essencialmente, uma grande diferença entre os valores dos glaciares do quadrante S a SW, com ALE mais elevadas (>1700 m), os do quadrante NW (1625 a 1667 m), e os expostos de NE a SSE com ALEs inferiores (1571 a 1589 m). Os valores obtidos são particularmente elevados no Glaciar de Loriga (ALE = 1831 m), mas isso deve-se à particular distribuição das altitudes da superfície glaciária dentro dessa bacia, como se pode observar na curva hipsométrica da figura 5.35. Por isso o valor de ALE estimado deve ser incorrecto, sendo casos como este, uma limitação conhecida deste método (McDougall, 1995).

Quanto aos resultados da aplicação do método RB, estes são os que efectivamente apresentam valores mais homogéneos, parecendo resolver os problemas encontrados com os dois métodos anteriores no Glaciar de Loriga (Quadro 5.4). As altitudes da ALE são homogéneas para a parte ocidental da serra, variando entre 1617 e 1668 m, mas também para a parte oriental (Zêzere e Alforfa), com 1586 e 1588 m respectivamente. É de notar o valor de 1651 m calculado para o Glaciar de Loriga, que se enquadra perfeitamente no âmbito das ALE dos glaciares com exposição idêntica. Quanto aos glaciares da Estrela e Alvoco, estes apresentaram valores de ALE mais elevados, respectivamente 1704 e 1872 m.

A ALE muito baixa que obtivemos com os três métodos para o Glaciar de Covais (1268 a 1320 m), reflecte claramente uma situação de ALE – TPV controlada pela insolação reduzida característica da posição abrigada do circo. Trata-se portanto de uma situação particular e a ALE não tem valor regional. O desenvolvimento do glaciar nesse local está também associado à presença do Planalto das Penhas Douradas a ocidente, logo acima da parede de onde proveio a maior parte da neve por processos de deriva eólica. Caso nessa direcção apenas existisse um estreito interflúvio, não haveria certamente alimentação de neve suficiente para contrabalançar a fusão mais acentuada que domina àquela altitude.

Os valores elevados de ALE encontrados para o Glaciar do Vale do Conde (1692 a 1721 m) parecem-nos excessivos para aquela parte do planalto. No entanto, como referimos, a modelação da superfície deste glaciar foi aquela que gerou mais problemas, podendo existir algumas deficiências no modelo. Além disso, na parte jusante do Vale do Conde, deve ter

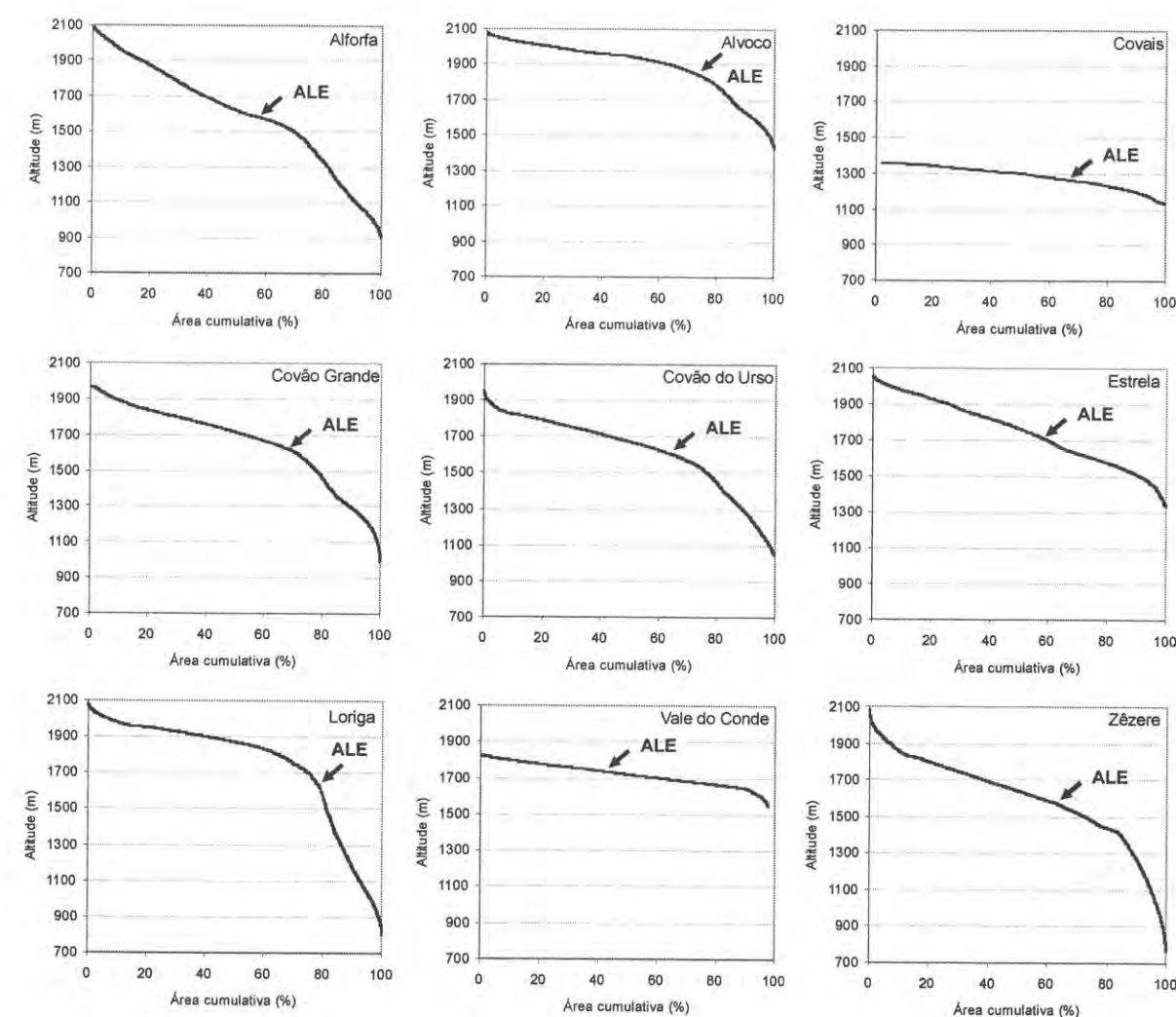


Figura 5.35 - Curvas hipsométricas dos glaciares da Serra da Estrela no Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela e posição da Altitude da Linha de Equilíbrio calculada segundo o método da razão de balanços.

existido também fluxo de gelo para o Glaciar do Covão do Urso, e isso influencia igualmente a ALE estimada. Um outro aspecto patente no modelo da superfície glaciária, e da topografia basal, é o constrangimento ao fluxo causado pela topografia, em particular pelo interflúvio da Fraga das Penas localizado a norte, mas não é ainda possível avaliar a sua efectiva influência sobre a ALE.

Em síntese, a utilização dos três métodos de cálculo fica marcada por uma significativa similitude dos valores obtidos, em particular no que se refere à ALE-TP, de carácter regional (1650 m). Este mesmo valor tinha já sido indicado por Lautensach (1932) e Daveau (1971), com base na AMML. Isso sugere que, no geral, o método da AMML funciona na Serra da Estrela. Porém, onde o declive é mais acentuado, o método não é muito fiável, pois aí as moreias podem ter sido já desmanteladas pela erosão pós-glaciária, como acontece no caso do Vale de Loriga. Como sugerido por outros autores, o método da RAA parece originar erros

que podem ser importantes nos casos em que as curvas hipsométricas da superfície glaciária são muito assimétricas (McDougall, 1995; Munroe e Mickelson, 2002), como sucede também no Glaciar de Loriga. Por isso, o método mais rigoroso parece ser o que se baseia na RB, com valores consistentes com os obtidos nas áreas onde foi possível calcular a ALE através da AMML, e que parecem solucionar problemas intrínsecos à RAA.

5.2.4. Considerações paleoclimáticas baseadas nas altitudes das linhas de equilíbrio

Além do valor de 1650 m para a ALE regional (ALE-TP) no UMGSE, foi também possível calcular os valores para cada uma das principais bacias glaciárias. A análise dos dados que consideramos mais rigorosos (método da razão de balanços), evidencia uma dissimetria W-E, com ALEs cerca de 80 m mais baixas na parte oriental da montanha. Por outro lado, os dois pequenos glaciares existentes na vertente sul, apresentam ALE's muito elevadas (1704 e 1872 m), mas é difícil avaliar com precisão as suas causas, e qual o seu rigor, pois têm áreas restritas e desenvolvem-se em vertentes com declives muito acentuados.

Lautensach (1932) tinha já evidenciado a importância da dissimetria W-E, associando-a ao efeito dos ventos de oeste no transporte da neve. Daveau (1971) concorda com esta observação, mas acrescenta a importância da dissimetria N-S, que liga a diferenças de insolação. No entanto, a autora não se baseou para esta afirmação nas ALE, mas sim na altitude mínima dos glaciares (AMG). Esta variável tem limitações, pois não depende directamente do clima, sendo controlada, em larga medida, pela curva hipsométrica do glaciar e do relevo subjacente. A figura 5.36 mostra a relação entre as duas variáveis na Serra da Estrela, sendo de salientar o grupo correspondente aos glaciares mais desenvolvidos, situado na parte esquerda do gráfico. Os outros glaciares têm, como já referimos, características particulares. O que se observa é que, na Serra da Estrela, de facto há uma relação geral entre a ALE e a AMG, embora os resíduos sejam grandes. Note-se que a variação dos valores da ALE é muito inferior à que se verifica nos valores de AMG, o que mostra que a segunda variável pode exagerar os gradientes climáticos.

O facto de o gradiente W-E não ser muito acentuado, é uma novidade interessante, sugerindo que a dimensão dos corpos glaciários depende mais do relevo subjacente, e no caso do Glaciar do Zêzere, da orientação submeridiana do vale, com alimentação de vários tributários provenientes do planalto, a ocidente. Se o Vale do Zêzere não existisse, captando o gelo do planalto, e se os Glaciares do Alto Zêzere, Candeeira e Covões fluíssem para leste em

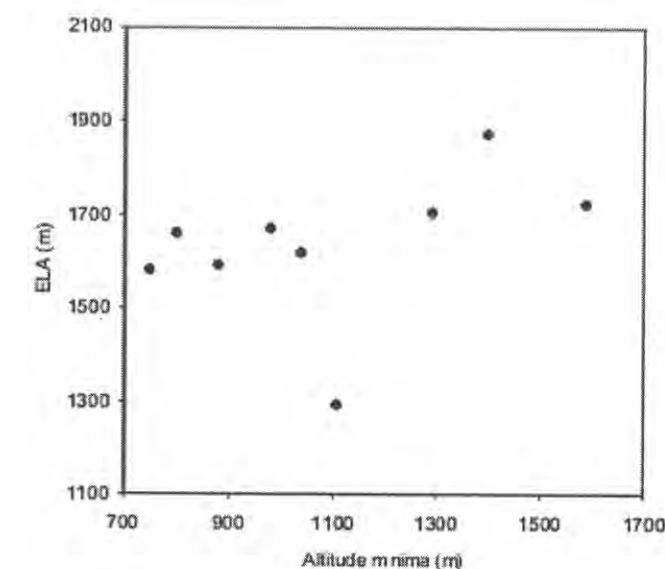


Figura 5.36 – Relação entre a altitude mínima dos glaciares da Serra da Estrela e a altitude da linha de equilíbrio obtida com o método da razão de balanços.

vales independentes, muito provavelmente a sua extensão seria próxima da dos glaciares da margem oeste do planalto.

Quanto à assimetria norte-sul, é de notar que o Glaciar de Alforfa, com um longo trajecto exposto a sul, não parece sofrer uma influência significativa do excesso de ablação sugerido por Daveau (que se baseou na sua menor extensão), pois apresenta, nas várias estimativas efectuadas, uma ALE próxima da do Glaciar do Zêzere. Situação diferente parece reflectida nos glaciares de Alvoco e Estrela, com ALEs muito elevadas. É porém difícil de avaliar o real significado desses valores, dada a pequena área das bacias desses glaciares, e o acentuado declive das vertentes onde se desenvolvem. Mas é provável que o vento e a sua acção na deflação da neve tenham tido um papel determinante na pequena dimensão da zona de acumulação desses glaciares. É, por outro lado, difícil indicar com segurança, se a exposição a sul desempenhou um forte papel, pois isso não se observa no vizinho Glaciar de Alforfa, que tem uma ALE muito baixa (cerca de 1590 m). Cabe salientar ainda, no que se refere aos glaciares do sector Noroeste da serra, que a ALE do Covão do Urso, cerca de 50 m inferior à do Covão Grande, sugere uma influência da menor radiação solar.

A sensibilidade climática de um glaciar pode ser avaliada se projectarmos a ALE na curva hipsométrica da sua superfície. O glaciar é tanto mais sensível a uma variação na ALE, quanto mais plano for o sector da curva hipsométrica onde esta se encontra (Furbish e Andrews, 1984 em Rivera e Casassa, 1999; Benn e Evans, 1998). Esta questão fora já apresentada por Sugden e John (1976), através do exemplo das consequências de uma subida idêntica da ALE numa

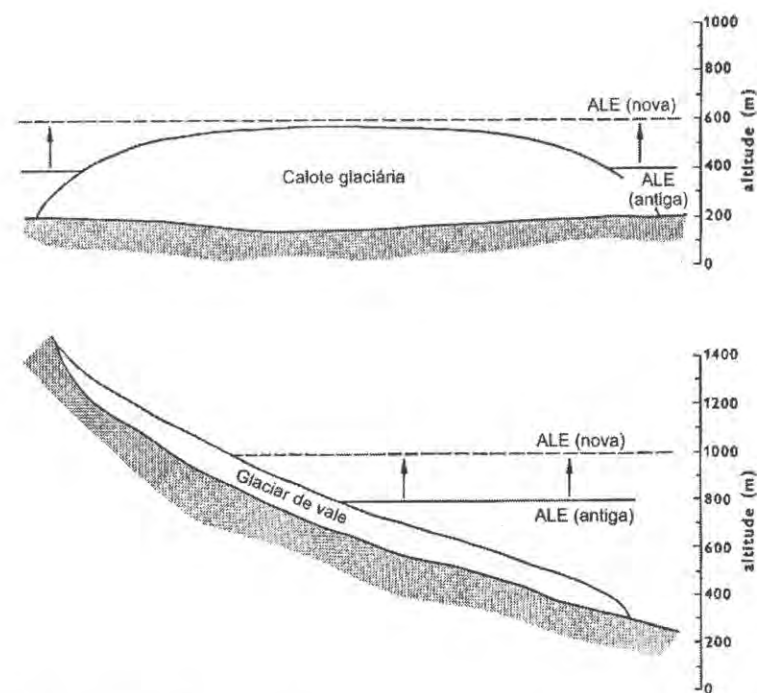


Figura 5.37 – Efeito de uma subida idêntica da altitude da linha de equilíbrio numa calote (ou num campo de gelo), e num glaciar de vale. Note-se que no primeiro caso toda a zona de acumulação é afectada, enquanto, no segundo, apenas se verifica uma redução na zona de acumulação (Sugden e John, 1976, p. 105).

calote glaciária, e num glaciar de vale (Fig. 5.37). No primeiro caso, pode facilmente deixar de existir uma zona de acumulação, o que induz a fusão acentuada do glaciar; e no segundo caso, essa subida, causa uma diminuição da zona de acumulação, e consequentemente, um recuo da frente do glaciar. Situação semelhante sucede entre glaciares de vale com declives da sua superfície distintos (Bennett e Glasser, 1996 – Fig. 5.38). Um glaciar de declive mais suave sofre um aumento da sua zona de ablação maior, do que um glaciar de declive acentuado.

Recentemente, Rivera e Casassa (1999) compararam a curva hipsométrica do Glaciar Pio XI (Campo de Gelo Patagónico Sul), com dados das variações da ALE dos últimos 50 anos, e com variações na posição da frente glaciária. Concluíram que, apesar da subida da ALE, a frente glaciária variou pouco, pois a subida da ALE não causou mudanças significativas no valor da razão da área de acumulação (RAA). Porém, actualmente a ALE posiciona-se já próximo de um amplo patamar na curva hipsométrica do glaciar, e por isso, Rivera e Casassa consideram que mesmo uma ligeira subida da ALE, pode vir a originar mudanças significativas na posição da frente glaciária.

Assim, como forma de melhor compreender a deglaciação da Serra da Estrela, em particular a seguir ao UMGSE, passamos a analisar a figura 5.35, onde se representam as curvas hipsométricas das principais bacias glaciárias, e a posição das respectivas ALE. As

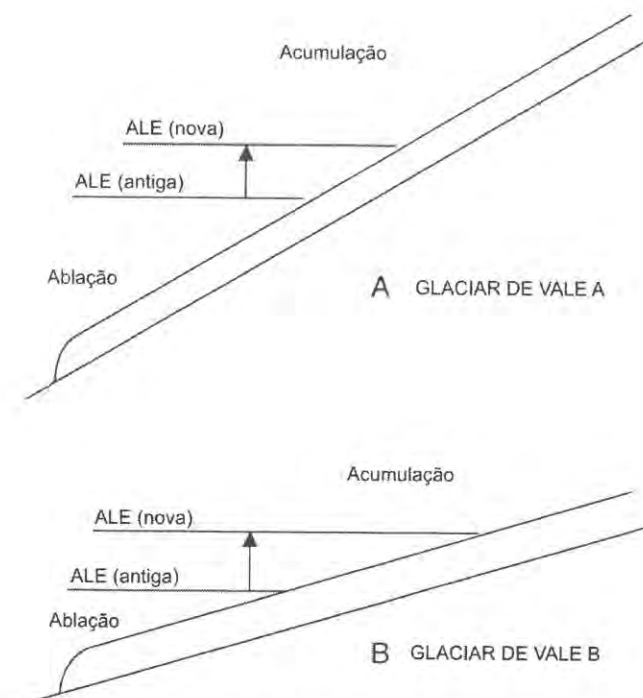


Figura 5.38 – Efeito de uma subida idêntica da altitude da linha de equilíbrio em dois glaciares de vale com declives da superfície diferentes. No primeiro caso, mais declivoso, a redução na zona de acumulação é menor do que no caso do glaciar com maior declive (Bennett e Glasser, 1996, p. 59).

curvas hipsométricas dos maiores glaciares da Estrela são quase sempre caracterizadas por três sectores de características distintas²⁴. A parte mais elevada ocupa sempre uma área pequena, o que se manifesta num sector mais declivoso do lado esquerdo da curva (por ex.: Glaciar do Zêzere). Segue-se um troço a altitudes ainda elevadas, que ocupa uma extensa área do glaciar (cerca de 70%), e que na curva hipsométrica apresenta um declive suave. Finalmente, do lado direito do gráfico, o declive aumenta bruscamente, reflectindo uma acentuada variação de altitude numa área restrita. Este último sector corresponde a aproximadamente 20 a 30% da superfície do glaciar.

As curvas hipsométricas descritas acima têm consequências muito significativas para a deglaciação, que são particularmente claras ao projectarmos as ALE nas várias bacias (Fig. 5.35). Como se pode observar, mesmo no UMGSE, as ALE encontram-se, em quase todos os casos, no sector intermédio das curvas, o que se vai traduzir numa grande sensibilidade climática dos glaciares. No caso do Glaciar de Loriga, verifica-se que a ALE está no terceiro sector, o que terá resultado numa resposta inicial mais lenta à deglaciação. Porém, logo de seguida, encontra-se um amplo sector quase plano, e por isso, de grande sensibilidade climática. É de notar que a razão por que neste glaciar o método RAA não deu resultados

²⁴ Os glaciares de Covais e da Estrela têm curvas hipsométricas diferentes, pois têm a totalidade, ou parte significativa, da sua área, num troço de vale de declive acentuado.

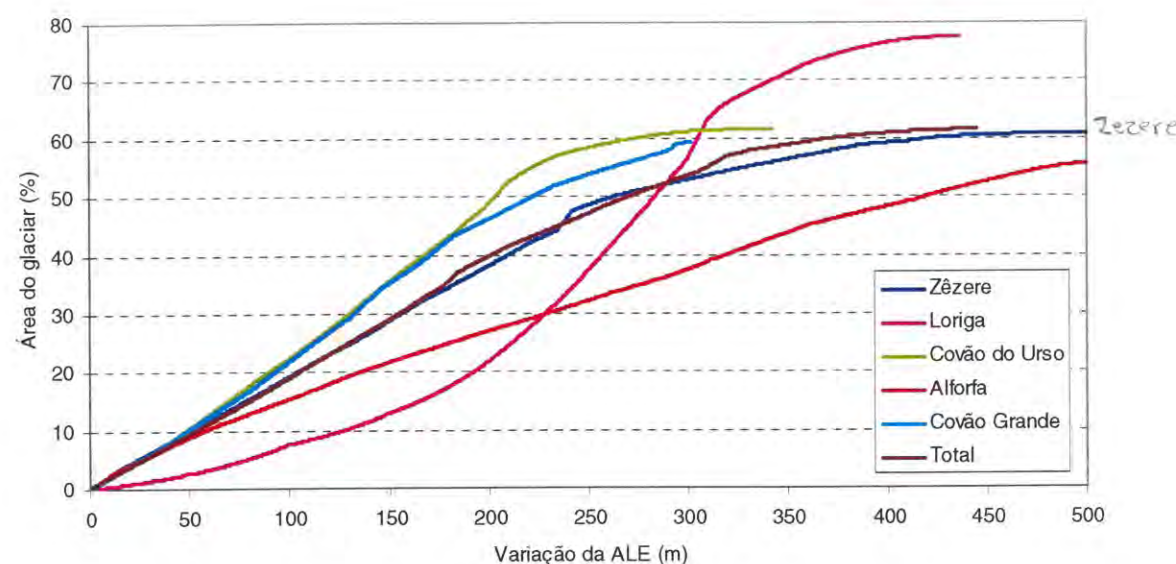


Figura 5.39 – Área da zona de acumulação afectada por diferentes subidas da altitude da linha de equilíbrio.

satisfatórios, foi esse extenso patamar, e a localização do limite inferior da zona de acumulação (60% da área superior do glaciar), ainda a uma altitude muito elevada.

Para melhor ilustrar a influência de subidas da ALE na área dos diferentes glaciares no UMGSE, foi elaborada a figura 5.39, que mostra a percentagem de área dos glaciares afectada por subidas distintas da ALE. Consideraram-se, para isso, as curvas hipsométricas no UMGSE, bem como as ALE calculadas com base no método da razão de balanços. Como se pode observar, as curvas obtidas são muito distintas, mas é visível alguma homogeneidade para subidas de cerca de 50 m, que afectam 10% da área dos principais glaciares. A excepção é o Glaciar de Loriga: para que 10% da sua área seja afectada, tem que haver uma subida da ALE de cerca de 120 m. É de notar que a reacção dos vários glaciares é particularmente distinta a partir de variações superiores a 50 m.

Em síntese, o principal dado que se obtém desta análise é a grande sensibilidade dos glaciares da Estrela a pequenas oscilações na ALE. Pensamos, por isso, que, mesmo pequenas variações das mesmas, poderão ter tido repercussões significativas nos glaciares de vale. Estes dados sugerem a ocorrência de uma deglaciação areolar no troço terminal de alguns vales, que se traduziria na ocorrência de gelo morto, aspecto que parece estar de acordo com as evidências geomorfológicas do Vale do Zêzere (depósito da Barroca de Água).

CAPÍTULO 6

FORMAS E DEPÓSITOS PERIGLACIÁRIOS E CRIONIVAIS

6.1. INTRODUÇÃO

No presente capítulo apresentamos os resultados do estudo das formas e depósitos periglaciários e crionivais herdados. O carácter poligénico de vários dos testemunhos apresentados é discutido no texto, sendo evidente que muitas formas e depósitos evoluíram em condições ambientais variadas. Um período que parece ter sido fundamental na geração dos depósitos de vertente, em especial no que respeita aos taludes e cones de detritos, foi a fase dita paraglaciária, iniciada com a deglaciação dos vales. Nesses casos, mais do que respondendo a um sinal climático, os depósitos reflectem uma resposta das vertentes à fusão dos glaciares de vale, que causaram a descompressão do substrato, e consequentemente uma intensa actividade ligada a movimentos de massa. Mas mais importante ainda, deve ter sido o contributo das moreias laterais, que alcandoradas nas vertentes, facilmente se desmantelaram, contribuindo para a formação dos referidos taludes. É através da análise dos taludes e cones de detritos e da sua distribuição e significado morfogenético, que iniciamos o capítulo.

Analisa-se também vários cortes em depósitos de vertente, sendo apresentados casos formados em condições ditas periglaciárias¹ (por ex.: depósitos de solifluxão); outros ligados a uma morfogénese, onde a acção do frio não foi tão intensa, e que se enquadra na designação de crionival (por ex.: depósitos estratificados de vertente); e finalmente, casos de depósitos de carácter azonal, como as escoadas de detritos e os leques aluviais, que permitem inferir que a sedimentação esteve provavelmente ligada a eventos de precipitação intensa e concentrada,

¹ Note-se que para alguns autores as regiões periglaciárias estão circunscritas àquelas onde existe *permafrost* (por exemplo: Péwé, 1969 citado por Ferreira, 1991; Harris, 1988), e isso poderia mesmo excluir alguns testemunhos indicados, como por exemplo, os depósitos de solifluxão, que ocorrem também nas regiões mais marginais. No entanto, a definição seguida pela maior parte dos autores, e que também adoptamos, é a de que as regiões periglaciárias são aquelas onde a morfogénese é predominantemente controlada pela operação dos processos ligados ao frio (Washburn, 1979; French, 1996; Boelhouwers, 1998).

mas que podem ocorrer em diferentes climas. Estas questões relacionadas com a morfogénese são retomadas no texto e então, devidamente enquadradas do ponto de vista teórico².

Finalmente, numa abordagem essencialmente de base geomorfológica, com o apoio pontual de cortes em depósitos, estudam-se as áreas onde as associações de formas e depósitos periglaciários permitem obter informações mais interessantes do ponto de vista das reconstituições paleoambientais. Cabe ainda salientar, que o contributo das informações discutidas no presente capítulo para o conhecimento dos paleoambientes da Serra da Estrela é apresentado no capítulo 7.3.

² É de notar, que no capítulo 9.1, a propósito da morfogénese actual, se apresenta uma sistematização das características dos principais processos morfogenéticos activos em condições crionivais.

6.2. TALUDES E CONES DE DETRITOS

A designação talude de detritos é usada para descrever uma forma de vertente conhecida em inglês por *talus slope*, correspondendo às acumulações detríticas, mais ou menos contínuas, que se formam na base de cornijas (Ballantyne e Harris, 1994, p. 219; Fig. 6.1). Ocorrem, por isso, em diversas áreas do globo, sempre que haja condições para a fragmentação das cornijas, e para a acumulação dos detritos na sua base, o que significa que a sua presença não é sinónimo de uma génese controlada pela gelifracção, como por vezes se encontra na bibliografia. Mais determinante para a formação dos taludes de detritos, é o processo de transporte, dominado por desabamentos (*ob. cit.*), e não o processo que originou a meteorização do substrato, que tem um papel secundário. Tratam-se portanto, essencialmente de depósitos de gravidade, embora em muitos casos estejam modificados por outros processos que os afectaram posteriormente, como por exemplo, as escoadas de detritos, o escoamento ou a gelifluxão.

Em perfil, os taludes de detritos, quando não modificados por outros processos, são caracterizados por dois sectores distintos: um sector superior, que ocupa quase todo o talude, rectilíneo, e com declives médios de 35 a 36°; e uma concavidade basal, que se conserva nos casos em que não há remoção significativa dos detritos.

De acordo com Ballantyne e Harris (1994), existem dois modelos principais para explicar a regularidade do perfil dos taludes de detritos. O modelo mais difundido, defende que o declive do sector rectilíneo do talude reflecte o ângulo de repouso dos detritos que o constituem. Por outro lado, Statham (1973, 1976) citado por Ballantyne e Harris (1994),



Figura 6.1 – Taludes e cones de detritos a regularizar as vertentes do alto Vale do Zêzere (vista para norte).

influenciado pela distância do movimento dos blocos em queda, e pelo seu impacto sobre os blocos anteriormente depositados. Estes mecanismos proporcionariam o movimento dos blocos em ângulos inferiores ao de repouso. Seguindo este modelo, o declive do talude tende a aumentar com o tempo, e com a diminuição da altura da cornija, o que se traduz numa menor energia na queda dos novos clastos, e consequentemente na deposição mais próxima do ângulo de repouso (Ballantyne e Harris, 1994, p. 219).

Na Serra da Estrela os taludes de detritos são frequentes nos troços de vale onde a erosão glaciária foi mais intensa, levando à criação de escarpas e à instabilização das vertentes após o retrocesso glaciário. Os melhores exemplos de taludes de detritos encontram-se no Vale do Zêzere a montante de Manteigas, onde regularizam o terço inferior das duas vertentes, contribuindo fortemente para o perfil transversal em “U” do vale, e também no Vale da Candeeira, no circo glaciário do Covão do Ferro e a jusante de Manteigas nas vertentes de São Lourenço e Souto do Concelho. Mas como se pode observar no mapa geomorfológico em anexo, eles estão presentes em praticamente todos os vales, sendo um elemento importante na paisagem dos altos vales da Estrela.

Porém, apesar da elevada frequência espacial dos taludes de detritos, é difícil com o conhecimento actual, atribuir-lhes um significado paleoclimático verdadeiramente útil, tal é a diversidade dos mecanismos que estão na origem dos blocos desabados. Em alguns locais, estes apresentam-se angulosos, o que mostra terem sofrido pouco transporte, e sugere uma origem ligada à macrogelifracção (Fig. 6.2-A). Mas noutros, o seu carácter é subanguloso a sub-rolado, e aí são provavelmente o resultado do desmantelamento de antigas moreias alcandoradas nas vertentes (Fig. 6.2-B). No entanto, estas duas interpretações podem nem sempre ser as mais acertadas, pois em vários locais, a alteração terciária profunda predefiniu blocos arredondados no saprólito, que originam *tors* de vertente sub-redondos, que ao desabarem resultam em blocos com características próximas de blocos morénicos. Este tipo de situação pode-se observar na vertente direita do Vale do Zêzere, próximo de Manteigas, entre os sítios do Zurrão e de Santo António, onde os grandes blocos que se encontram no fundo de vale, são restos de *tors* desabados, e não blocos erráticos. Além disso, a sismicidade frequente, embora de fraca intensidade, que caracteriza a falha de Unhais da Serra – Bragança (N. Ferreira, com. pessoal), e onde se encaixou o Zêzere, pode ser, também ela, geradora de instabilidade nas vertentes, levando ao desabamento de blocos angulosos de grande dimensão, aumentando ainda mais a incerteza nas interpretações morfogenéticas. Os grandes blocos da vertente norte do Cântaro Gordo podem ter tido essa origem. Matsuoka (com. pessoal) referiu



Figura 6.2 – Características superficiais de taludes de detritos. A - talude de detritos composto por blocos decimétricos angulosos com estrutura em *open-work*, e uma génese atribuída à macrogelifracção (Cântaro Gordo, 1800 m); B - base de talude detrítico com blocos morénicos arredondados (Vale da Candeeira, 1450 m).



Figura 6.3 – Grandes blocos desabados na vertente norte do Cântaro Gordo.

que nos Alpes Japoneses, depósitos semelhantes são muitas vezes causados por actividade sísmica (Fig. 6.3).

Um outro aspecto que merece referência, é que, embora se tratem de formas resultantes essencialmente de desabamentos, muitas vezes o material caído não são blocos, mas sim elementos mais finos, como areias ou areão, que contribuem juntamente com a meteorização dos blocos do talude, para a constituição da matriz deste, que muitas vezes é abundante. Por isso, em alguns locais, os taludes de detritos são dominados por blocos, enquanto noutros, há uma componente fina significativa, de tal forma que os depósitos são muitas vezes de suporte matricial. Particularmente importante, parece ser o tipo de granito da vertente, pois como verificámos em vários casos, as características litológicas condicionam directamente o modo

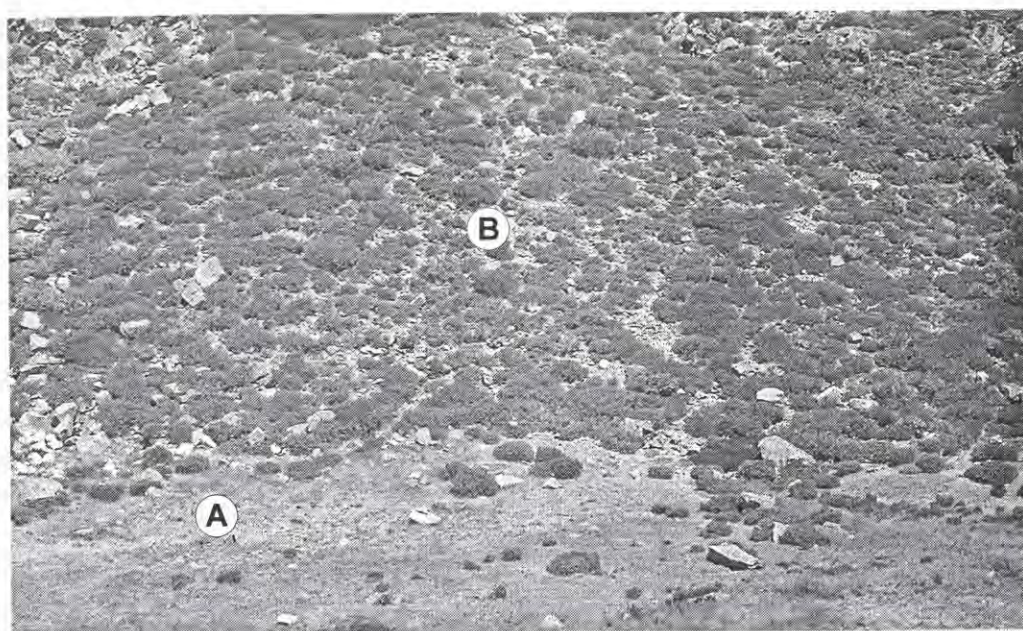


Figura 6.4 – *Glacis* originado por processos de lavagem pluvio-nival (A) na base do talude detrítico (B) da parede norte do Covão Cimeiro.

como a rocha reage à meteorização. Assim, por exemplo, os granitos porfiróides de grão grosseiro, meteorizam-se predominantemente em fragmentos polimineriais de pequenos calhaus e areão, enquanto as variedades de grão fino e médio, se meteorizam por desagregação granular, ou através da fragmentação em blocos maiores, seguindo a rede de fracturas. Os primeiros, originam taludes mais homométricos, e com abundante matriz arenosa, enquanto os segundos dão origem a acumulações de blocos angulosos e tipicamente em *open-work*.

Nos taludes de detritos da Estrela, em particular quando as vertentes contactam com áreas aplanadas e mal drenadas, como fundos de circo ou bacias de sobreexcavação glaciária, observa-se frequentemente o aparecimento de um *glacis* arenoso de declive suave, fazendo a transição entre o talude e o fundo plano (Fig. 6.4). Esse *glacis* resulta da lavagem das areias do talude, que, devido à falta de eficácia de transporte, se vão acumular na base da vertente.

Os aspectos aflorados mostram que, para utilizar os taludes de detritos como base para uma análise paleogeográfica séria, é ainda necessário um extenso e sistemático trabalho de campo, dirigido especificamente ao problema dos taludes, e estudando as suas características detalhadas em locais-chave, de modo a estabelecer quais os factores que condicionam cada tipo de talude. Trata-se de uma abordagem que extravasa o âmbito do presente trabalho, e aqui apenas apresentamos algumas observações sintéticas dos seus caracteres principais.

Um outro dado que merece referência, é o facto da distribuição dos taludes de detritos se fazer preferencialmente dentro dos limites da área glaciada na Última Glaciação, o que permite atribuir-lhes um limite superior de idade, ou seja, sendo estes maioritariamente, pós-

retrocesso glaciário (ver mapa geomorfológico em anexo). É também notório, que os taludes são relativamente estáveis, pois apresentam um coberto vegetal denso (excepto quando sujeitos a incêndios recentes), e os blocos têm geralmente uma densa cobertura de líquenes, sendo espacialmente raros os casos de movimentos de vertente recentes, em especial quando comparados com outras montanhas pouco mais elevadas no âmbito da Península Ibérica, como a Serra de Gredos (de Marcos García-Blanco, 2000) ou os Picos de Europa (Castañon Álvarez e Frochoso Sánchez, 1998). Tratam-se portanto, essencialmente, de formas herdadas, o que, conhecendo o quadro paleogeográfico geral, aponta para uma dinâmica que terá sido mais activa no final do Plistocénico e início do Holocénico, num esquema de morfogénese paraglaciária, como se verificou noutras regiões do Globo mais bem estudadas (ver excelente síntese em Ballantyne, 2002). Mas falta um estudo detalhado dos taludes (e também dos cones) de detritos, de modo a enquadrá-los cronologicamente, o que poderá ser tentado através da liquenometria, ou mesmo de métodos de datação por radioisótopos cosmogénicos.

Também interessante, é a escassez de linhas de corte³, ao contrário do que é frequente nas áreas de montanha glaciadas (Lowe e Walker, 1997; Benn e Evans, 1998). Casos típicos foram apenas encontrados na vertente norte do Cântaro Gordo, facto que se deve ao estilo da glaciação, com um campo de gelo de planalto, de onde sobressaíam escassos *nunataks*. Por outro lado, nos vales glaciados, o domínio do fácies porfiróide grosseiro dos granitos, desfavorável à fragmentação em blocos, deve ter levado à formação de taludes de detritos finos e muito friáveis, que foram facilmente desmantelados na fase paraglaciária. O material areno-cascalhento presente nos taludes do Vale do Zêzere, deve ser, pelo menos em parte, o resultado do desmantelamento de taludes supraglaciares, os quais parecem também estar na origem do material que constitui os depósitos de tipo *kame* da Barroca de Água, apresentados no capítulo 3.6.

Finalmente, merecem referência os cones de detritos, que frequentemente estão embutidos nos taludes, com típicas formas triangulares (Fig. 6.5). Estes encontram-se em maior número no troço glaciado do Vale do Zêzere, a jusante do Covão da Albergaria, onde contamos mais de 20 cones (>2,6 cones/km), e na parte montante do Vale de Alforfa, onde surgem associados à erosão hídrica do substrato muito alterado (ver mapa geomorfológico anexo). A génese dos cones de detritos está essencialmente associada a escoadas de detritos, e mais recentemente, ao escoamento que tem contribuído para a incisão linear (ver Cap. 9.11). Quanto à sua localização, eles estão ligados à presença de valeiros e de pequenas barrocas na

³ Adaptado do inglês *trimline*, que é um termo que descreve o nível máximo de erosão glaciária, e a sua acção erosiva sobre troços de vertente anteriormente cobertos por detritos de origem periglaciária (Ballantyne e Evans, 1994, p. 182).

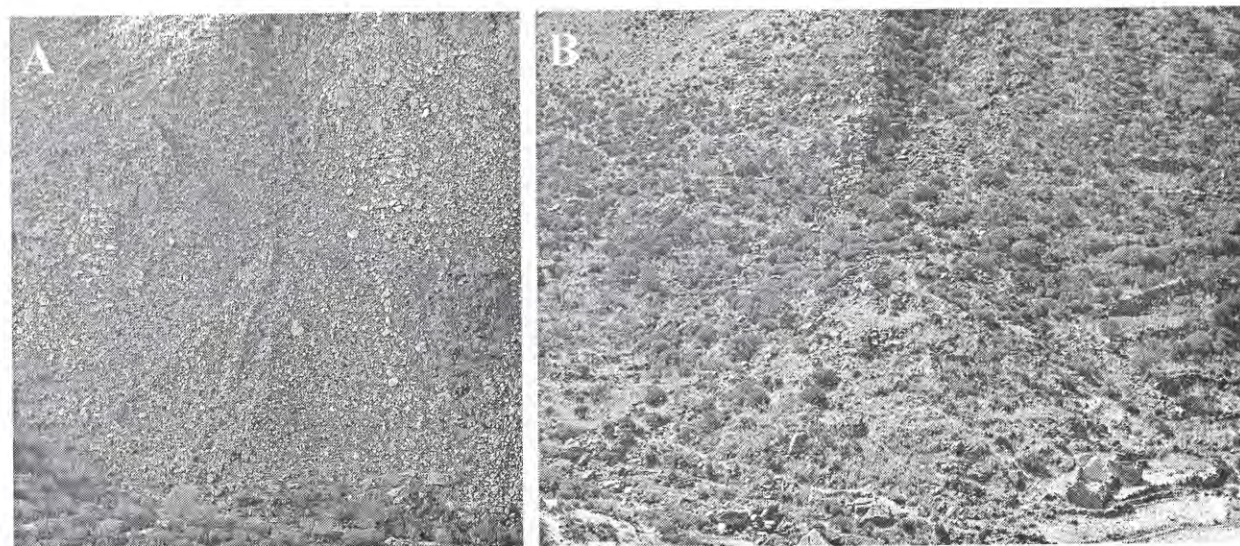


Figura 6.5 – Cones de detritos no Vale do Zêzere. A – Pequeno cone de detritos com canal e *levees* bem conservadas; B – Pequeno cone desenvolvido à custa da remobilização do material do talude de detritos, que se encontra entalhado.

parte alta das vertentes, cuja bacia de recepção serviu de área de alimentação aos detritos que os constituem.

É notável que, nalguns casos, bastam pequenos entalhes na vertente, para que existam cones, por vezes com dimensão comparável à de cones gerados a partir valeiros de maior dimensão. Isso deve-se, por um lado, a diferenças na disponibilidade de material, que dependem da meteorização do substrato, mas está também relacionado com a maturidade das bacias de recepção e com a evolução dos cones. Por exemplo, em muitos casos, as bacias de recepção de maior dimensão, e com idade superior à das pequenas barrocas, têm declives médios menores que as barrocas, e já debitaram também o material mais instável. Como tal, a quantidade de material disponível para o transporte, será inferior à das segundas, que têm maior declive e uma evolução mais curta. Mas assim sendo, com maior maturidade, e tendo debitado mais detritos, o cone resultante também deveria ser maior. Porém, quando se tratam de vales, a história evolutiva é longa, e o factor chave na diferenciação é a remoção dos detritos no vale, para a qual, os glaciares tiveram um papel decisivo, obliterando os cones pré-glaciares, e pondo o “relógio” da acumulação a zero. Assim, uma bacia ampla, mas com energia do relevo moderada, pode demorar o mesmo tempo a formar um novo cone, do que uma bacia mais pequena, mas com maior energia do relevo.

Os cones de detritos da Estrela, são actualmente ainda formas activas, embora predomine essencialmente um regime erosivo, com tendência para a incisão nos canais de escoamento (ver Cap. 9.11). Mostrámos também que as escoadas de detritos ocorrem igualmente com alguma frequência, mas não afectam apenas os cones, podendo incidir também nos próprios taludes, modificando-os, e eventualmente levando à formação de futuros cones. Contudo,

dada a proximidade espacial entre cones e taludes de detritos, e considerando os factores que determinam a sua evolução, pensamos que os cones evoluíram também seguindo o ritmo paraglaciário, não sendo possível ir mais além na interpretação, com o conhecimento de que dispomos.

6.3. ESTUDO DE CORTES EM DEPÓSITOS DE VERTENTE

Apresentamos neste capítulo o estudo de diversos cortes em depósitos de vertente, termo amplo que usamos no sentido de integrar acumulações com géneses diversas, mas sempre ligadas à evolução da vertente em que se encontram. Neste sentido, os depósitos de vertente são o resultado de vários processos, dos quais os principais são as escoadas de detritos, desabamentos, solifluxão e a lavagem.

Os cortes em depósitos de vertente da Serra da Estrela são normalmente pouco espessos e pouco extensos, e concentram-se geralmente ao longo dos principais vales, por um lado, onde a erosão glaciária foi máxima, contribuindo para uma dinâmica paraglaciária particularmente intensa, e por outro, nas margens da área glaciada, como é o caso da bacia de Manteigas. Essa área apresenta uma elevada concentração de cortes em depósitos de vertente, pois é aí que se encontram mais estradas nas vertentes, mas talvez também devido à forma ampla do vale e ao granito biotítico de Manteigas, que pelo seu elevado grau de alteração, originou uma dinâmica de vertentes particularmente intensa.

Optámos por não apresentar os cortes segundo um agrupamento genético, pois em muitos casos, eles resultam de uma complexa evolução por processos distintos, que ainda nos deixa dúvidas de interpretação.

6.3.1. Depósitos das Pessoltas (Vale do Zêzere)

Na vertente oriental do Vale do Zêzere, próximo do sítio das Pessoltas, a cerca de 1300 m de altitude, surgem pequenos cortes em depósitos com 0,5 a 1,5 m de espessura (não se identifica o contacto com o substrato) de areão e cascalho, com elementos angulosos a subangulosos e com origem no granito de Seia (Figs. 6.6 e 6.7). A estrutura é normalmente caracterizada por leitos frustes, compostos por material grosseiro, em *open-work*, e por outros mais finos, com matriz silto-argilosa e um estrutura maciça. Os leitos inclinam moderadamente no sentido do declive da vertente (12 a 14°), e nos cortes feitos perpendicularmente ao declive, é possível observar que são contínuos lateralmente por vários metros, e apresentam limites ligeiramente ondulados. Entre os leitos, encontram-se horizontes de cor castanha-escura, ricos em matéria orgânica. Nos leitos compostos por pequenos clastos em *open-work*, observa-se uma nítida orientação destes paralelamente à vertente. Em alguns cortes, é possível observar clastos e blocos no seio do depósito, a maior parte dos quais estão inclinados no sentido do declive. Observa-se normalmente uma graduação bidireccional, com a passagem do material grosseiro, para o material fino, e novamente para o material grosseiro. É de notar, finalmente, que em alguns cortes, é possível

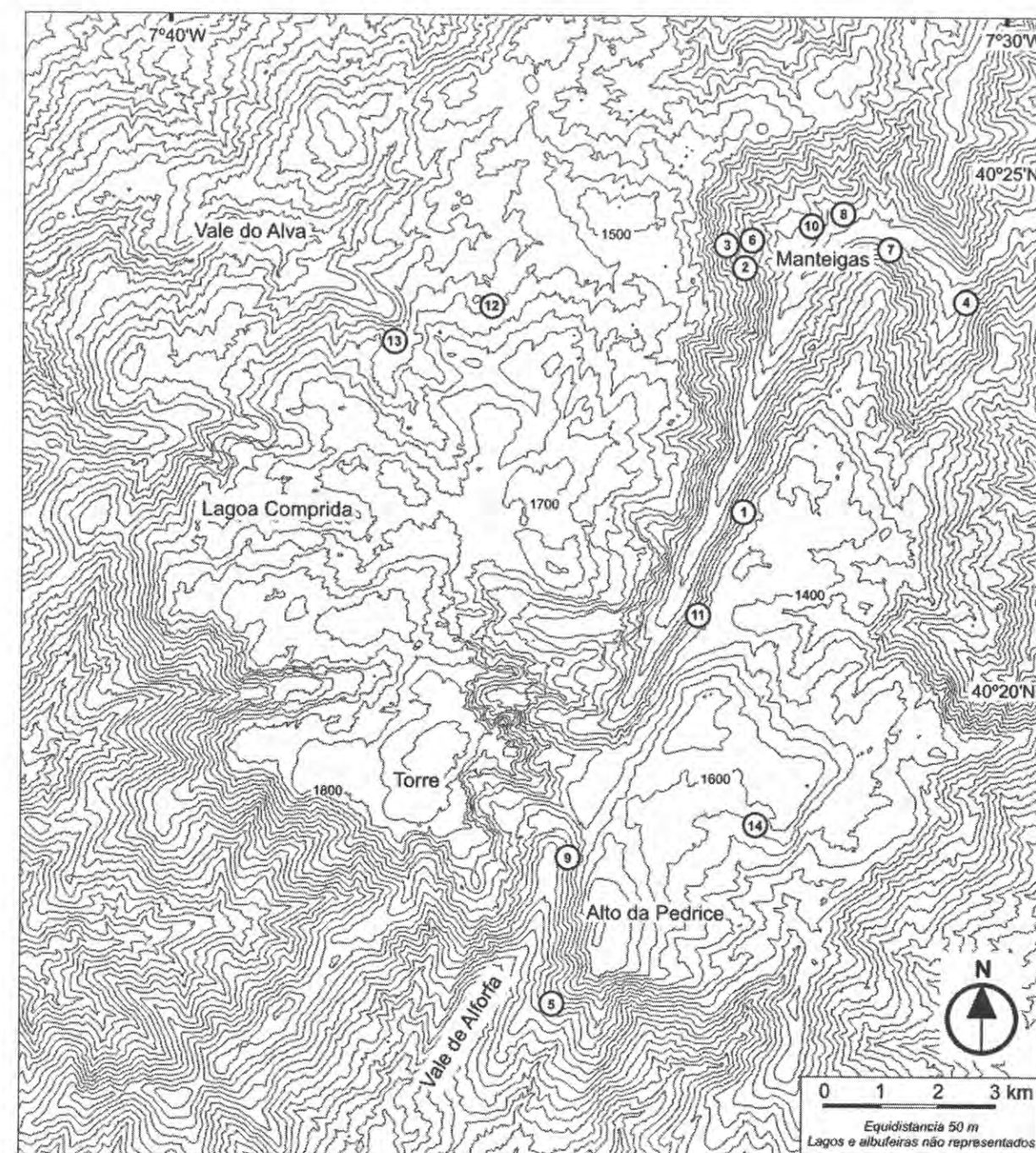


Figura 6.6 – Localização dos depósitos de vertente e dos locais com estruturas lamelares descritos no texto. 1 – Sítio das Pessoltas; 2 – São Sebastião; 3 – Pracota; 4 – Souto do Concelho; 5 – Vila Belo Horizonte; 6 – Campo de futebol de Manteigas; 7 – São Gabriel; 8 – Avesseira; 9 – Cascalvo; 10 – Ribeiro da Vila; 11 – Lagoa Seca; 12 – Covão da Malhada; 13 – Lagoacho; 14 – Penhas da Saúde.

observar no material mais fino estruturas que parecem tratar-se de estruturas lamelares ligadas à segregação de gelo.

Os cortes das Pessoltas testemunham uma fase importante de mobilização de sedimentos, dominados por pequenos clastos graníticos, provavelmente originados pela gelifracção. As características sedimentológicas dos depósitos, sugerem tratar-se de cortes em mantos de

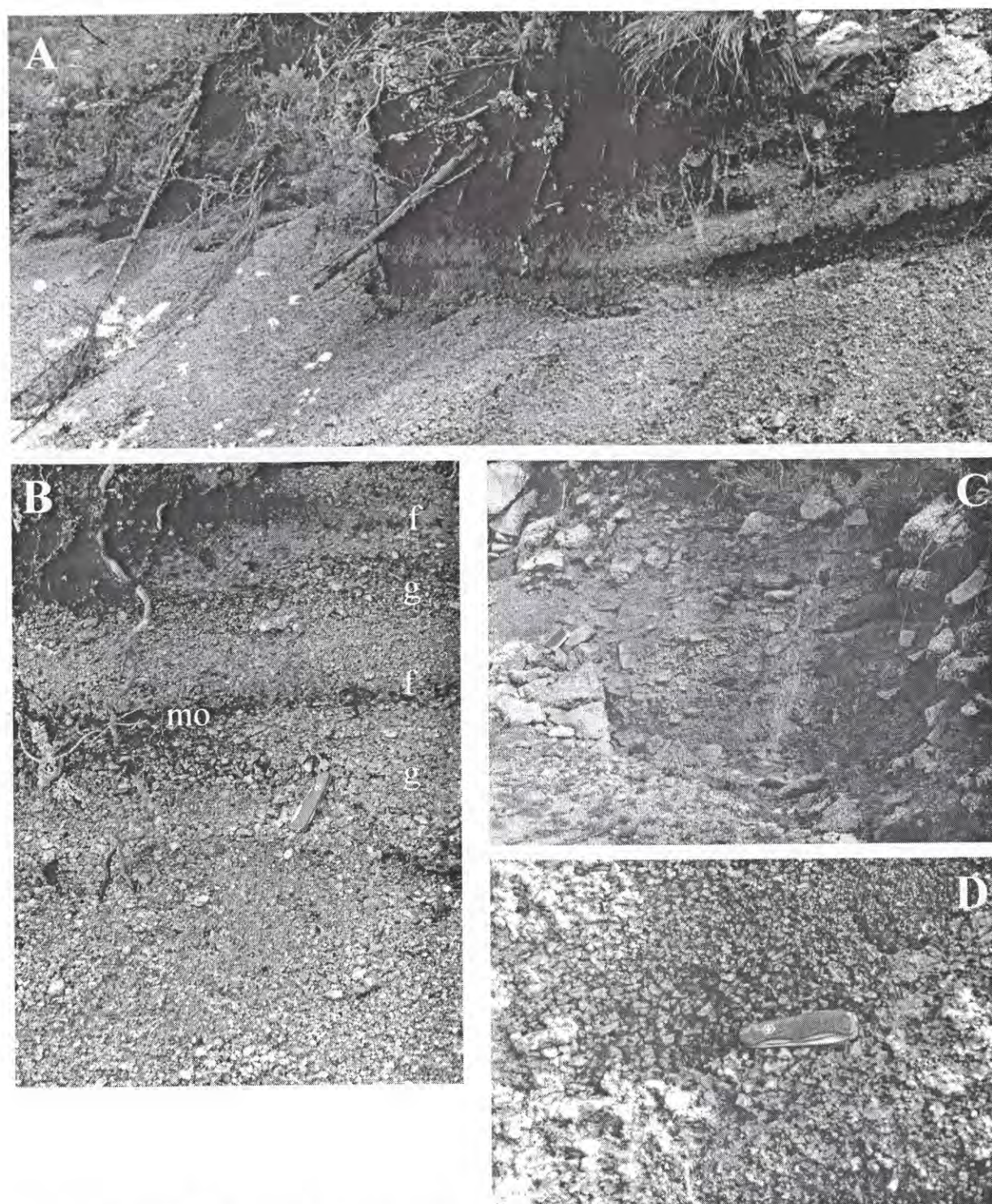


Figura 6.7 – Cortes em depósitos estratificados de vertente do Sítio das Pessoltas (Vale do Zêzere). A – Notar a continuidade lateral da estratificação, bem como a presença de níveis ricos em matéria orgânica; B – Detalhe do corte A ilustrando a alternância entre leitos grosseiros com pequenos clastos (g), e leitos finos com abundante matriz silto-arenosa (f), bem como a presença de níveis ricos em matéria orgânica (mo); C – Depósito predominantemente constituído por alternância de leitos de calhaus e de pequenos clastos em *open-work*, e de leitos com matriz siltosa, de suporte clástico; D – Detalhe do contacto entre um leitos de pequenos clastos em *open-work* e de um leitos com matriz siltosa, de suporte clástico (o canivete marca o contacto). Notar a clara tendência para os clastos estarem inclinados no sentido do declive da vertente (para a esquerda).

pedras⁴ (Fig. 6.8), provavelmente controlados por mecanismos similares aos que ocorrem actualmente nos Andes do Peru e da Bolívia entre cerca de 4500 e 5400 m de altitude, e em declives que variam geralmente entre 4 e 35° (Bertran *et al.*, 1995b; Van Steijn *et al.*, 1995). Esses mantos de pedras têm características sedimentológicas comparáveis às encontradas nas Pessoltas: em corte, são constituídos por um pavimento superficial de clastos, abaixo do qual se encontra um leito de material heterométrico e rico em matriz, e abaixo deste, encontra-se novo nível de clastos em *open-work*; observam-se, por isso, frequentemente, granoclassificações bidireccionais, que resultam da progressão do pavimento superficial de clastos na vertente, que vai sucessivamente galgando um leito rico em matriz (Van Steijn *et al.*, p. 127-128); e normalmente, há uma orientação nítida dos clastos paralelamente à vertente, que testemunha a acção da solifluxão (Bertran *et al.*, 1995b; Bertran e Texier, 1999). A ocorrência de estruturas lamelares incipientes sublinha também a importância da solifluxão (Bertran e Texier, 1999). Como referimos, em alguns cortes das Pessoltas, encontram-se horizontes ricos em matéria orgânica, que parecem corresponder a restos de solos de tipo *ranker* mobilizados. A ausência de vegetação tem sido sugerida como necessária para a ocorrência de mantos de pedras, o que significará que os horizontes referidos devem corresponder a solos formados numa fase anterior, e degradados devido a uma mudança nas condições climáticas. Uma outra hipótese é os horizontes não serem resíduos de solos, mas apenas de níveis enriquecidos em matéria orgânica em virtude da concentração de raízes da vegetação que ocupou a vertente depois da estabilização do depósito. No entanto, dada a escassez de raízes no depósito, esta hipótese não nos parece muito provável. É finalmente de notar que a presença de blocos no seio do depósito deve resultar de desabamentos esporádicos ocorridos a partir da parte alta da vertente.

Em síntese, e considerando o modelo para os mantos de pedras de Van Steijn *et al.* (1995, p. 126), a sua génese deverá corresponder à associação de vários processos:

1. Crioexpulsão dos elementos grosseiros em direcção à superfície;
2. Criorreptação por *pipkrakes* dos elementos superficiais, originando um movimento relativamente rápido;
3. Deslocação por criorreptação e gelifluxão do nível subsuperficial rico em matriz.

A conjugação destes processos leva à deslocação dos mantos na vertente, os quais vão galgando o material depositado anteriormente.

⁴ Do inglês *stone-banked sheets*.

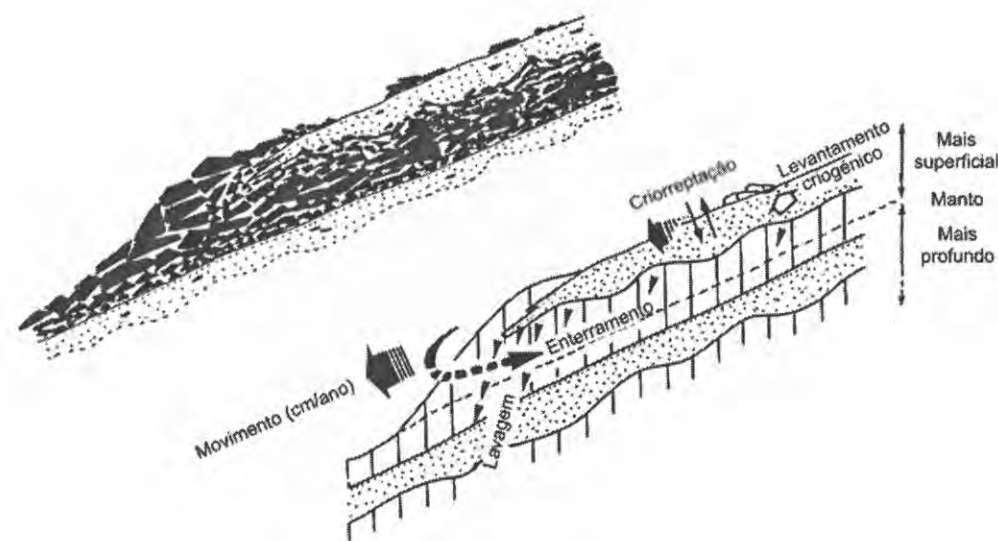


Figura 6.8 – Corte longitudinal num manto de pedras típico, ilustrando os processos activos, bem como as principais características granulométricas (Bertran *et al.*, 1995b).

6.3.2. Corte da Capela de São Sebastião (Manteigas)

O corte da Capela de São Sebastião é o mais desenvolvido depósito estratificado de vertente da Serra da Estrela (Figs. 6.6 e 6.9). Foi referido pela primeira vez por Daveau (1973), mas a autora não o descreve detalhadamente. Este tipo de depósitos surge associado aos granitos de grão grosseiro porfiróides, particularmente sensíveis à desagregação granular que origina agregados polimineriais, da dimensão dos cascalhos e das areias grosseiras, como é o caso do granito de Seia.

O depósito encontra-se a 1010 m de altitude na vertente esquerda do barranco da Ribeira de Fronhas, cerca de 10 m acima do talvegue, colmatando esse sector da vertente. A vertente culmina na área da Fraga da Cruz a 1444 m, portanto cerca de 400 m mais alto do que o depósito, e o seu declive varia entre 20 e 40°, com vários sectores entre 40 e 50°. A vertente é talhada em granito porfiróide de grão grosseiro de Seia. O afloramento tem 4 a 12 m de altura e cerca de 15 m de extensão, porém a metade inferior encontra-se tapada por material desagregado e por vegetação.

O afloramento da Capela de São Sebastião expõe um depósito predominantemente areno-cascalhento, organizado em leitos de espessura centimétrica a decimétrica, mal calibrados, que inclinam cerca de 26° no sentido do declive da vertente. Os leitos não são contínuos longitudinalmente, estendendo-se apenas por alguns metros, e desaparecendo depois. Isso é mais nítido nos leitos compostos por elementos grosseiros, nos quais, por vezes se observa uma tendência para a graduação normal. Os pequenos clastos que se encontram no depósito



Figura 6.9 – Depósito estratificado de vertente de São Sebastião (1010 m).

são angulosos a subangulosos e polimineriais, resultando da fracturação do granito porfiróide de grão grosseiro de Seia. A estrutura é caracterizada pela alternância de leitos de areão suportados por uma matriz siltosa, de carácter maciço, e de leitos de areão e cascalho, com escassa matriz e de suporte clástico, com tendência para os elementos individuais estarem orientados no sentido de declive (Fig. 6.10). Em alguns pontos, observam-se leitos mais finos com calibragem moderada. É de referir, que no interior dos leitos, surgem muitas vezes calhaus angulosos, deitados sobre o eixo maior e inclinados paralelamente à vertente. Em posição intermédia no depósito, encontra-se um nível com blocos de 50 a 100 cm, angulosos a subangulosos, com predomínio de elementos com o eixo maior no sentido da vertente, mas com vários blocos sem organização. A matriz é de composição idêntica à dos outros leitos, sendo os blocos por ela suportados. Na parte superior do depósito desenvolve-se um solo incipiente castanho-escuro, com cerca de 50 cm de espessura. É ainda de referir que se observam no corte estruturas lamelares incipientes ligadas à segregação de gelo no solo.

Infelizmente, não é possível observar o depósito num amplo corte transversal, o qual permitiria verificar a existência, ou não, de continuidade lateral nos leitos, bem como as relações entre eles. Não foi também possível fazer um estudo detalhado da estrutura do corte, e em particular da *fabric*, o qual permitiria, ter uma caracterização macroscópica rigorosa. Falta-nos também a análise micromorfológica, que em alguns casos, pode fornecer dados importantes, como mostraram Bertran e Texier (1999) e Texier e Meireles (2003). Deste



Figura 6.10 – Pormenor do depósito estratificado de vertente de São Sebastião (a fotografia enquadra uma altura de cerca de 50 cm). Notar a alternância de leitos heterométricos de suporte clástico, com leitos ricos em finos, suportados pela matriz. Os contactos entre eles são, por vezes irregulares. Há uma tendência para os pequenos clastos estarem alinhados no sentido do declive da vertente (para a esquerda).

modo, e com os dados de que dispomos, é difícil estabelecer com rigor quais os processos que originaram o depósito. Se é um facto que se trata, à primeira vista, de um depósito similar ao do Cagarouço, na Serra do Gerês, que foi recentemente estudado em detalhe por Texier e Meireles (2003), aspecto que torna atractiva a interpretação genética por eles proposta, é também de notar que alguns aspectos observados no Cagarouço, não são visíveis em São Sebastião. Faltam assim, as estruturas entrecruzadas⁵ (testemunhando a existência de escoamento concentrado e associadas a escoadas de detritos), os níveis arenosos com laminações e bem calibrados (ligados ao escoamento), e a graduação normal nem sempre é evidente. Uma característica que ocorre em São Sebastião, e que não foi encontrada no Cagarouço, são as estruturas lamelares, que neste corte existem, embora pouco desenvolvidas.

Considerando os factos acima expostos, optamos por não avançar, para já, com uma proposta genética para o depósito de São Sebastião, ficando em aberto as seguintes possibilidades:

- tratar-se de um depósito formado essencialmente à custa do escoamento hídrico, marcado por episódios de escoamento hiperconcentrado e dominado por escoadas de detritos, e por processos de lavagem, seguindo portanto o modelo do Cagarouço;

⁵ Estas poderão existir em corte transversal.



Figura 6.11 – Aspecto das bolsas de granito alterado localizadas na parte alta das vertentes da bacia de Manteigas, a cerca de 1450 m de altitude (Fraga da Cruz), e que podem ter contribuído para fornecer parte da fracção fina para os depósitos de vertente.

- ou tratar-se de um depósito com uma génese essencialmente solifluxiva de tipo manto de pedras, como propomos para o caso dos depósitos das Pessoltas. Esta hipótese é apoiada pela alternância de leitos verificada, pela presença de estruturas lamelares, e por uma tendência para os elementos grosseiros inclinarem no sentido da vertente, aspectos muito importantes para identificar um depósito como solifluxivo (Bertran e Texier, 1999).

Dado o enquadramento geomorfológico do depósito no âmbito de uma montanha glaciada e com vestígios certos de acção periglaciária, é provável que a origem da fracção grosseira seja a crioclastia, que teria actuado na área alta da vertente. A degradação dos mantos de alteração, como os que ainda hoje se encontram conservados em bolsas na cabeceira do barranco da Ribeira das Fronhas, a cerca de 1400 m de altitude, poderá também ter contribuído para a alimentação em matriz fina (Fig. 6.11). Quanto aos leitos com blocos, eles devem estar relacionados com desabamentos a partir da área alta das vertentes, embora estes não reflectam necessariamente um sinal climático. Finalmente, as estruturas lamelares indicam a ocorrência de gelo-degelo, mas não é, para já claro, se as estruturas são contemporâneas da formação do depósito (poderiam ser caso se tratem de mantos de solifluxão), ou se elas terão formado num momento posterior (o que seria certo, caso a génese do depósito fosse o escoamento).

6.3.3. Corte de Pracota (Manteigas)

Merece referência um pequeno afloramento encontrado no estradão a NNW da Capela de São Sebastião, a 1000 m de altitude, próximo do sítio de Pracota (Fig. 6.6). O corte tem 3 m de altura, por cerca de 7 m de largura, e situa-se na margem de um barranco afluente da Ribeira de Fronhas. O contacto com o substrato granítico mostra que o depósito colmata a parte lateral do barranco, que teria uma forma mais aberta que a actual.

O depósito tem 3 unidades distintas (Fig. 6.12). A unidade inferior, que contacta com o substrato, pelo menos do lado direito do depósito, é constituída por cascalho e areão grosseiro de origem granítica, mal calibrado, de suporte clástico, com os elementos a inclinarem no sentido da vertente. Notam-se esboços de leitos, muito incipientes. No seio desta unidade, surgem clastos centimétricos, angulosos e subangulosos de corneana e granito de Manteigas, com a mesma inclinação. O limite superior da unidade é irregular, e a sua espessura é inferior a 50 cm. Acima dela, surge uma unidade mais grosseira, com calhaus e alguns pequenos blocos, angulosos e achatados, de corneana (dominantes) e granito de Manteigas, envoltos em abundante matriz areno-siltosa com grânulos e com estrutura maciça. Os clastos encontram-se, predominantemente, assentes segundo o eixo maior, inclinando no sentido do declive, mas a matriz, ao contrário da unidade inferior, não existe qualquer estratificação. A unidade intermédia passa, gradualmente para um depósito mais rico em matriz areno-siltosa, onde “flutuam” calhaus e blocos angulosos das mesmas litologias, e também com a mesma estrutura. No topo do corte encontra-se um solo incipiente, com as mesmas características granulométricas da unidade superior, mas rico em matéria orgânica (castanho-escuro).

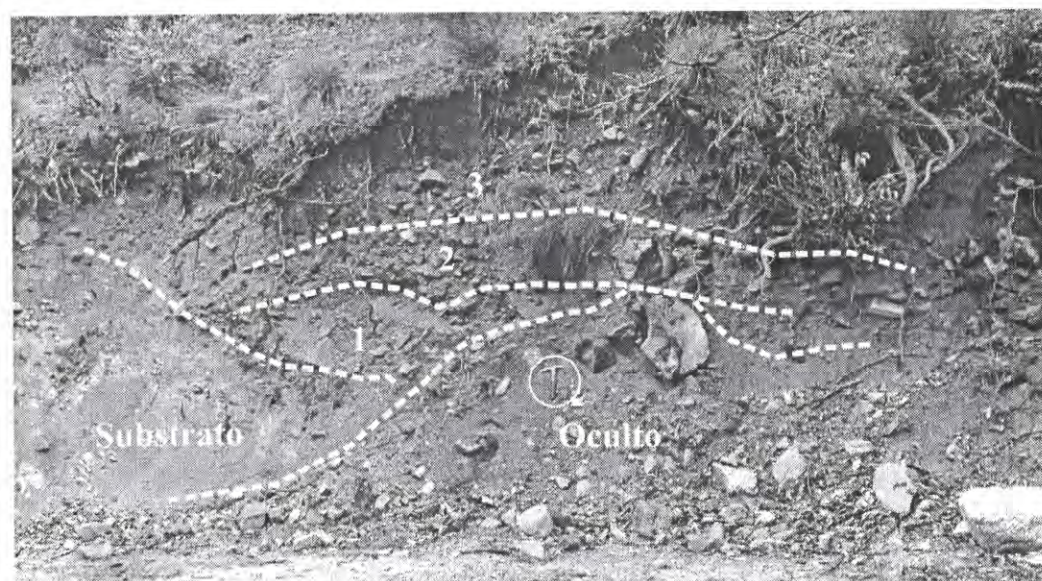


Figura 6.12 – Depósito de Pracota (Manteigas). 1 – Unidade inferior; 2 – Unidade intermédia; 3 – Unidade superior (ver texto). Martelo no sector “oculto” serve de escala.



Figura 6.13 – Aspecto geral da vertente de São Lourenço (1176 m) e das cascalheiras desenvolvidas a partir das corneanas.

As características macroscópicas do depósito de Pracota sugerem a ocorrência de uma fase inicial de colmatação do barranco, ligada a processos de escoamento hídrico, com energia suficiente para não deixar sedimentar os finos, originando leitos incipientes de areias grosseiras e areão. A unidade intermédia revela a substituição do escoamento, por uma dinâmica de características solifluxivas, episódio que é acompanhado pela alimentação de calhaus e blocos angulosos a partir da parte alta da vertente. A unidade superior, é idêntica à intermédia, mas tem menos clastos e mais matriz, parecendo revelar a continuidade da solifluxão num momento com menor alimentação de clastos de montante.

6.3.4. Depósitos da vertente de São Lourenço e do Souto do Concelho (Manteigas)

As vertentes sul de São Lourenço (1176 m) e oeste do Cabeço do Moreira (1197 m) apresentam amplos taludes de blocos angulosos, e achatados, em *open-work*, formando típicas cascalheiras (Figs. 6.6, 6.13 e 6.14). As vertentes têm comandos de cerca de 500 m, e são de modo geral rectilíneo-côncavas, com declives superiores a 30° na parte alta, e de cerca de 25° nos 100 m inferiores. Em termos gerais, a metade inferior das vertentes é talhada no granito biotítico de grão médio de Manteigas (muito alterado) e a metade superior, nos metassedimentos da Formação de Malpica do Tejo, que neste sector se encontram metamorfizados em corneanas (Teixeira *et al.*, 1974).

Daveau (1973, p. 11) descreveu pela primeira vez os depósitos de São Lourenço e salientou o facto de se tratarem de clastos de corneanas, envoltos numa matriz fina pouco abundante. A existência de vários cortes ao longo da vertente, permite verificar que, apesar de haver pouca, ou mesmo nenhuma matriz nos decímetros superficiais do depósito, em profundidade, o material forma um *diamicton* com abundante matriz areno-siltosa, com os



Figura 6.14 – Aspecto geral da vertente do Cabeço do Moreira (1197 m) e das cascalheiras desenvolvidas a partir das corneanas.

clastos geralmente suportados pela matriz, e com uma tendência geral para estarem inclinados no sentido do declive. Em alguns cortes, é possível observar o contacto da base do depósito com o substrato granítico alterado, o que atesta o seu carácter pouco espesso. Na base da vertente, num afloramento que designamos por corte da Várzea do Crasto, foi possível observar o *diamicton* depositado sobre um nível de areias maciças, que interpretámos como tratando-se de um depósito fluvial. Mais a ocidente, o *diamicton* está sobre um terraço fluvio-glaciário do MUGSE. O material arenoso foi datado por termoluminescência, tendo fornecido uma idade de $12,8 \pm 1,9$ TL ka BP (ver discussão no Cap. 7.4.2).

Na base da vertente do Cabeço do Moreira, no Souto do Concelho, a cerca de 700 m de altitude, próximo do campo de tiro, há um corte que merece referência. Está efectuado no sentido do declive e expõe um depósito semelhante aos anteriores, que assenta directamente num patamar erosivo no granito biotítico de Manteigas (Fig. 6.15). O patamar é horizontal e corta a vertente de forma abrupta, tendo uma origem indeterminada. Apesar de não conseguirmos observar de perto a parte superior do corte, pois este não tem acesso, a observação à distância permite identificar três unidades distintas. A unidade inferior, de cor castanha, e cerca de 2,5 m de espessura máxima na concavidade do substrato, é um *diamicton* composto por clastos angulosos de corneana, de dimensões variadas, envoltos em matriz areno-siltosa (estrutura de suporte matricial) com uma estratificação fina incipiente, mas com os leitos mal calibrados. Os clastos encontram-se maioritariamente com o seu eixo maior no sentido do declive da vertente, embora ocorram vários elementos sem qualquer organização. Acima desta unidade, surge uma outra, de cor castanha-alaranjada, com cerca de 50 cm de espessura, e que tem menos clastos e mais matriz. Embora não tenha sido possível a



Figura 6.15 – Corte do campo de tiro do Souto do Concelho.

observação de perto, é notório que os clastos são mais pequenos que na unidade anterior, e apresentam-se claramente orientados no sentido do declive da vertente. Não foi possível observar qualquer organização em leitos na matriz. Finalmente, o nível mais superficial, com cerca de 50 cm de espessura, é composto por um depósito de clastos angulosos que na parte inferior tem uma estrutura de suporte clástico, que se torna em *open-work* próximo da superfície, o que ilustra um processo de lavagem dos finos. Esta unidade é a mesma que dá origem às cascalheiras que afloram à superfície das vertentes, e que se observam claramente nas figuras 6.13 e 6.14.

O controlo que a litologia exerce sobre a evolução das vertentes é claro na formação dos depósitos de calhaus angulosos, que se concentram ao longo da estreita faixa de metamorfismo de contacto, em directa relação com a existência de corneanas pelíticas (Daveau, 1973; Vieira, 1998; Ferreira *et al.*, 2000). Não é possível apontar com certeza se esses clastos, são gelifractos, ou apenas de material debitado por outros processos de meteorização, mas a xistosidade é certamente um factor que facilita a desagregação e formação de clastos angulosos e achatados.

A disponibilidade na vertente de rególito granítico em posição inferior às corneanas é também importante para as características do depósito, pois contribuiu de modo determinante para a formação da matriz. A presença de uma organização fruste em leitos entre os clastos na unidade inferior, resulta da lavagem dos finos de montante, e do progressivo preenchimento dos espaços entre os clastos (Blikra e Nemec, 1998; Nemec e Kazanci, 1999). Já as

características da segunda unidade, sugerem tratar-se de um depósito solifluxivo, embora esta hipótese só possa ser confirmada por inspecção directa do afloramento.

A algumas dezenas de metros do corte anterior, na estrada florestal, surge em posição um pouco mais elevada na vertente um pequeno afloramento com cerca de 1 m de espessura, composto por um *diamicton* silto-argiloso de cor avermelhada, com clastos de corneana dispersos, e depositados paralelamente ao declive da vertente. A estrutura sedimentar tem um carácter maciço, o que aliado às características indicadas sugere uma génese solifluxiva. Além disso, observaram-se estruturas lamelares que testemunham a segregação de gelo.

Um aspecto interessante, é a grande variação lateral no tipo de matriz, encontrada entre os dois depósitos descritos, que se encontram a apenas algumas dezenas de metros de distância. Essas variações parecem estar relacionadas com a disponibilidade de material a montante, a qual é controlada pela distância relativa entre o local do depósito, e o contacto entre o granito e os metassedimentos. Ou seja, se um depósito tem acima dele uma área ampla de granito alterado, a matriz vai ser tendencialmente areno-siltosa, mas se a área de granito alterado é diminuta, e o sítio se encontra mais próximo dos metassedimentos, a matriz vai estar menos contaminada pelo rególito granítico, e adquire um carácter mais fino, e cor mais avermelhada, resultante da alteração dos metassedimentos. É mesmo provável que no primeiro depósito descrito, a transição entre a unidade basal, e a que lhe é sobranceira, se deva principalmente a uma mudança nas condições na fonte, e não corresponda a uma oscilação de cariz ambiental. Num modelo conceptual simplificado, isso pode-se dever a duas situações: a fossilização das fontes de sedimento e sua consequente migração para montante; ou a exaustão das fontes, e fornecimento de material a partir da fonte mais susceptível à meteorização (Fig. 6.16). No primeiro caso, as mudanças nas características da matriz dão-se devido à fossilização da área fonte da matriz granítica; e no segundo caso, numa fase inicial, a vertente tem um manto de alteração granítico muito móvel, que vai alimentar a matriz do depósito, mas com a sua erosão, passa a ser o substrato mais facilmente meteorizável que vai ceder a matriz para o depósito. Estes mecanismos simples resultam em mudanças na matriz⁶, sem que haja necessariamente qualquer variação nas condições ambientais. Há que ter, necessariamente estes aspectos em consideração na interpretação dos depósitos estratificados de vertente, em particular em vertentes heterogéneas do ponto de vista litológico, independentemente de afectar o mesmo tipo geral de substrato, pois variações locais podem exercer influência significativa.

⁶ Neste caso, damos especial importância à matriz, porque os clastos provêm da parte mais alta da vertente.

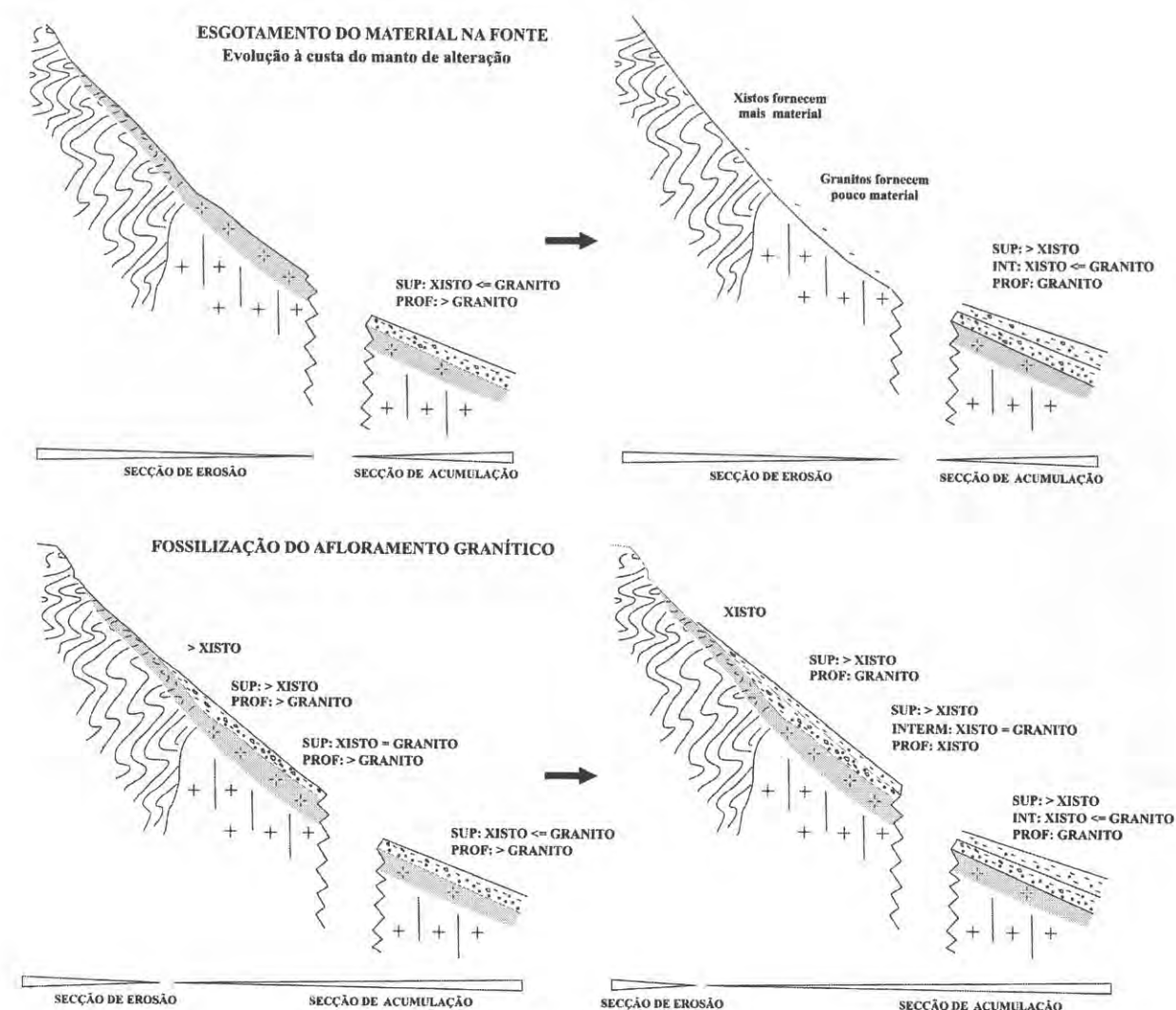


Figura 6.16 – Influência das mudanças nas características da área fonte de sedimento, nas características dos depósitos de vertente. O modelo superior refere-se ao esgotamento de material na fonte e o inferior à fossilização do afloramento granítico e consequente cessação da alimentação do depósito. Ao longo dos perfis são indicadas as características litológicas dominantes do sedimento do depósito de vertente (Prof – profundidade; Int – intermédio; Sup – superfície).

6.3.5. Corte da Vila Belo Horizonte (Vale de Alforfa)

O corte da Vila Belo Horizonte situa-se na estrada Nave de Santo António – Unhais da Serra, na cabeceira do Vale da Ribeira do Aguilhão, a 1260 m de altitude (Fig. 6.6). Apesar de o local não fazer parte da bacia-vertente da Ribeira de Alforfa, a posição próxima da linha divisória de águas e o facto de estar na vertente sudoeste do Alto da Pedrice, da qual depende, leva-nos a incluí-lo no presente trabalho. A vertente tem no local do corte um declive de 19°, aumentando para o topo até atingir valores de 25-30°, próximo do alto da vertente, que se

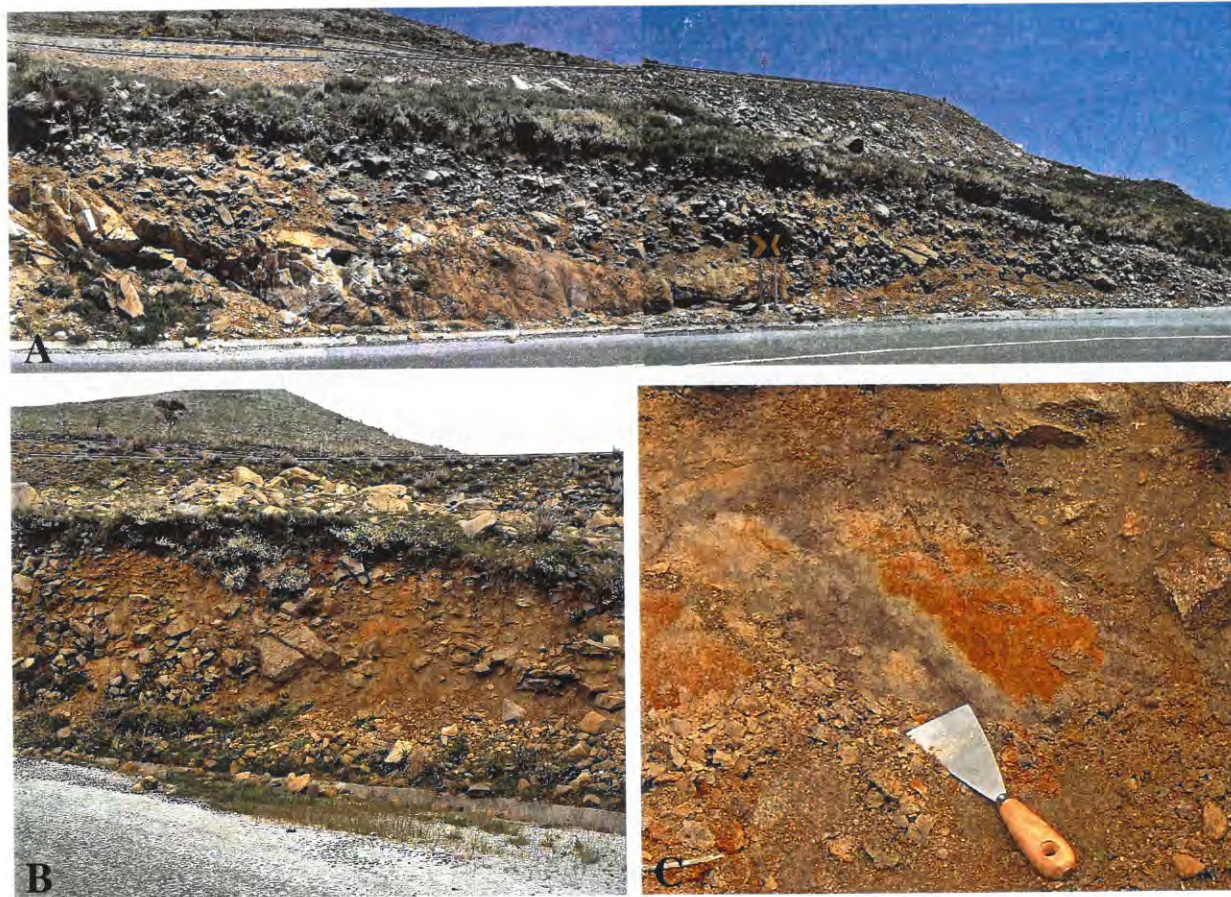


Figura 6.17 – Aspectos do corte da Vila Belo Horizonte (Vale de Alforfa). A – Perspectiva geral do corte; B – Notar a estrutura dos blocos na parte superior do corte, inclinando no sentido do declive (para a direita), bem como o bloco fracturado e com movimento diferencial, à esquerda do qual se nota um *diamicton* sem estrutura definida e de suporte clástico preenchendo um canal; C – Detalhe dos blocos muito alterados, sendo notórios os diferentes graus de alteração.

situa a cerca de 1700 m de altitude. O substrato é o granito de grão fino de duas micas da Pedrice.

O corte expõe um depósito com cerca de 2 m de espessura e 30 m de largura, que colmata dois pequenos entalhes no substrato, provavelmente ligados à paleo-rede de drenagem da cabeceira do Vale da Ribeira do Aguilhão (Fig. 6.17). O depósito é um *diamicton* muito heterométrico, composto por blocos e calhaus de granito, angulosos a subangulosos, com estrutura predominantemente de suporte clástico, e matriz areno-siltosa. Dominam os clastos inclinados no sentido da vertente, em especial próximo da superfície. Em alguns pontos, a matriz é mais abundante, passando os blocos a ser por ela suportados, e em alguns sectores, o depósito torna-se silto-arenoso, praticamente sem clastos. Essa textura mais fina domina na parte basal, próximo do contacto com o substrato. Nesses sectores mais finos, é possível encontrar vestígios de blocos completamente alterados, e com nítidos níveis de alteração, em que o exterior é argiloso e cinzento, o interior, arenoso e avermelhado (Fig. 6.17-C). Noutros casos, o material silto-arenoso parece ocupar pequenos ravinamentos que afectam o *diamicton*. Esse sedimento fino é geralmente mal calibrado, e maciço, embora se identifiquem

esboços de organização em leitos, uns grosseiros, com grânulos, e outros, mais finos. É interessante notar que em alguns pontos do depósito, muito localizados (geralmente menos de 1 m de altura e largura), se verifica que os blocos e calhaus se apresentam desordenados, com inclinações diversas, e uma estrutura que em alguns casos é mesmo *open-work*. Encontrou-se um grande bloco fracturado e com as metades deslocadas, sendo que a superior testemunha um movimento mais rápido, o que indica a actuação de um movimento de massa lento na vertente. Finalmente, é de notar, que foram encontradas estruturas lamelares na matriz, o que testemunha a segregação de gelo.

As características do depósito da Vila Belo Horizonte sugerem que este tenha tido uma génese ligada à ocorrência de escoadas de detritos, atestada pelo seu carácter heterométrico, organização fruste em leitos da matriz, e presença de canais colmatados. A presença de vestígios de blocos totalmente alterados indica que se trata de um depósito antigo, o que, quando comparado com as características dos depósitos glaciares, onde os blocos não se encontram tão alterados, sugere tratar-se de uma acumulação anterior ao UMGSE. O domínio de material fino na parte inferior do depósito pode também estar ligado a uma alteração mais profunda. Há também indicações que mostram ter havido uma deformação posterior por solifluxão, em especial dos níveis mais superficiais, como são os casos dos blocos alinhados paralelamente à vertente, dos blocos fracturados e deslocados, e da presença de estruturas lamelares. Porém, a presença de estruturas ligadas às escoadas de detritos até à superfície, indica que estas voltaram a ocorrer na vertente após o episódio marcado pela solifluxão.

6.3.6. Depósito do campo de futebol (Manteigas)

O depósito do campo de futebol localiza-se na vertente ocidental do Zêzere, acima de Manteigas, a uma altitude de 900 m (Figs. 6.6 e 6.18). As suas características gerais foram pela primeira vez apresentadas por Daveau (1971), que o descreveu como um depósito grosseiro muito heterométrico e mal calibrado, com os blocos maiores inclinados no sentido do declive, sendo visível uma estratificação fruste. A autora refere ainda que o depósito tem uma forma triangular de cerca de 600 m de lado, fortemente entalhada pela Ribeira de Fronhas e seus afluentes (ob. cit., p. 26). Estes aspectos, levaram-na a propor uma génese associada a escoadas lamacentas (*coulées boueuses*), e a apontar uma importante erosão periglaciária na parte alta das vertentes. As escoadas ter-se-iam depositado de encontro a um obstáculo constituído pelo glaciar do Zêzere que preencheria parte da bacia de Manteigas, formando o depósito um terraço de *kame*/obturação lateral. Observações posteriores revelaram uma maior complexidade no depósito, o qual por evidenciar fácies variados,



Figura 6.18 – Localização do corte do campo de futebol de Manteigas (seta). O depósito localiza-se num patamar na convergência de vários barrancos.

tornava necessária uma nova análise mais detalhada (Daveau *et al.*, 1997). Vieira e Ferreira (1998) referem que o depósito do campo de futebol, faz parte de um cone complexo, com génese associada a escoadas de detritos, não sendo necessária a existência de um glaciar a bloquear o escoamento para que se desse a deposição. Para os autores, a diminuição na capacidade de transporte associada à redução no declive na rechã que existe na vertente, é suficiente para a sedimentação. Esta é a interpretação que nos parece mais adequada, como explicamos de seguida.

O corte visível na década de 90 situava-se imediatamente acima do campo de futebol e tinha cerca de 20 m de largura e 3 m de altura⁷. Observavam-se três unidades sedimentares distintas (Figs. 6.19 e 6.20). Do lado direito, e em posição estratigraficamente inferior, surgia um material areno-siltoso, não consolidado, de cor amarela-clara, com alguns grânulos e escassos clastos subangulosos, e em alguns níveis, uma ligeira estratificação sub-horizontal, embora dominasse uma estrutura maciça (unidade 1). Esta unidade estava abarrancada, e contactava do lado direito e em cima, com um *diamicton* composto por blocos e calhaus sub-rolados a subangulosos, envolvidos em matriz arenosa (unidade 2), sem organização interna e não consolidada. A litologia dos blocos e calhaus era essencialmente granito de Seia, existindo também elementos de granito de Manteigas com diferentes graus de alteração (são a muito alterado). Na parte superior do corte surgiam sectores descontínuos com blocos angulosos e achatados, assentes com o eixo maior no sentido do declive, por vezes parecendo preencher pequenos barrancos (unidade 3). As características das duas últimas unidades são idênticas às referidas por Daveau (1971), embora segundo a descrição, dominasse a unidade

⁷ Infelizmente este corte já não se encontra visível.

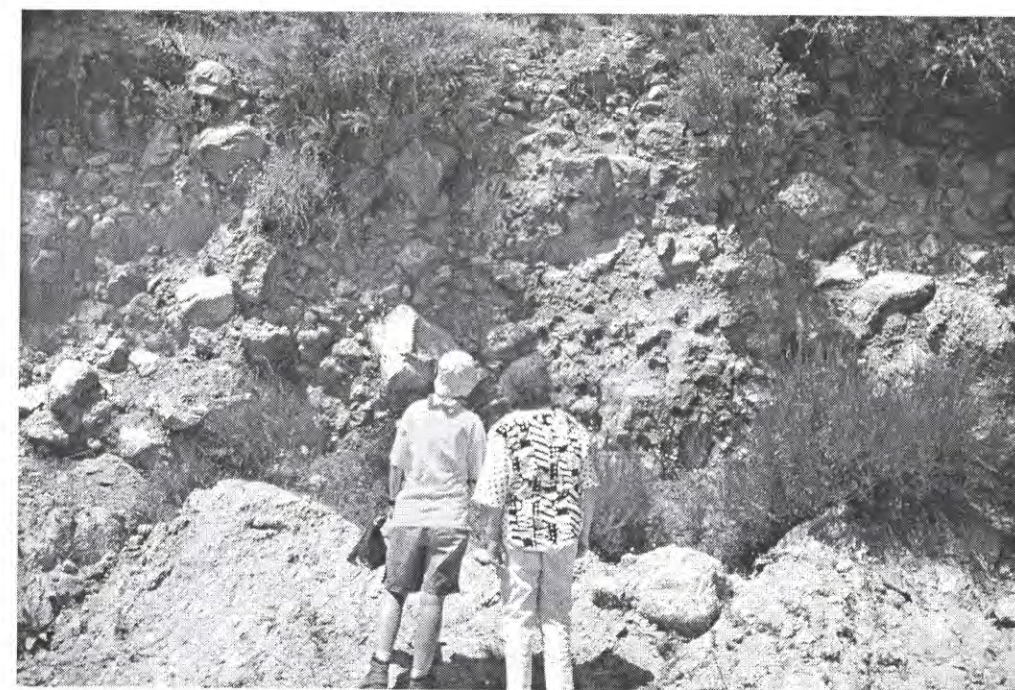


Figura 6.19 – Aspecto da unidade principal do corte do campo de futebol, que corresponde a um *diamicton* pouco consolidado associado a escoadas de detritos.

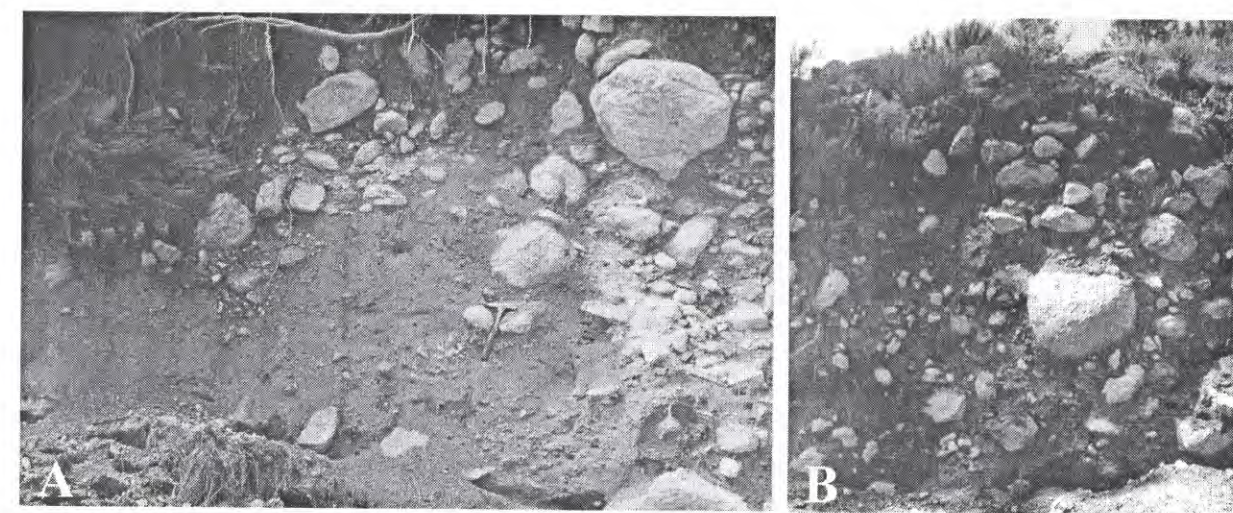


Figura 6.20 – Aspectos do corte do campo de futebol. A - Contacto lateral entre o *diamicton* grosseiro (unidade 2) e o depósito arenoso maciço datado por termoluminescência (unidade 1); B - Corte ilustrando o *diamicton* grosseiro (unidade 2), bem como a unidade superior (unidade 3), em que os blocos assentam preferencialmente com o seu eixo maior no sentido do declive.

superior.

É de notar que na estrada que liga a Manteigas, entre 850 e 880 m de altitude, surgem vários afloramentos de material arenoso, que é sobreposto por *diamicton* grosseiro e pouco consolidado, sendo as características semelhantes às unidades 1 e 2 do corte do campo de futebol.

Em nosso entender, as características sedimentológicas do corte do campo de futebol, indicam tratar-se de um depósito num cone de detritos, que revela típicas migrações laterais dos canais, e variações de regime no escoamento. As diferenças granulométricas e na

sedimentação, devem ser controladas essencialmente pela diferente disponibilidade de material na área fonte. A unidade 1, mais fina e que continua na vertente, corresponde provavelmente a episódios de escoamento hiperconcentrado, sendo por vezes visíveis leitos grosseiros, provavelmente correspondentes a pavimentos de fundo de canal. O seu carácter fino e areno-siltoso pode-se dever a um momento de mobilização dos rególitos presentes na parte alta da vertente, dominado por escoadas de solos (*cf.* Schrott *et al.*, 1996; termo em português em Zêzere, 2000) (Fig. 6.11). A título experimental, esta unidade foi datada por termoluminescência e a idade obtida foi $10,6 \pm 1,6$ TL ka BP⁸. A unidade 2 revela escoadas de detritos num regime torrencial, sendo que a erosão da unidade 1 deve ter sido contemporânea de um desses episódios. Quanto à unidade 3, os dados são escassos, pois esta apenas aflora em pequenas partes do corte, mas é provavelmente uma remobilização da unidade 2. Não é claro se a estrutura encontrada é de natureza solifluxiva, ou se se trata, de estruturas associadas às escoadas de detritos, que podem também originar a disposição dos blocos paralela à vertente (Palacios *et al.*, 1999).

Cabe ainda justificar por que motivos entendemos que o depósito em questão não é um terraço de *kame*/obturação lateral. A área do campo de futebol, onde se localiza o depósito, encontra-se a jusante de 3 barrancos importantes, que para lá confluem (Fig. 6.21). Como se pode observar no mapa de declives, o sector entre 860 e 930 m de altitude, apresenta valores entre 10 e 20° numa extensão de cerca de 300 m, formando um patamar. Não há indicações precisas acerca da espessura dos depósitos, e as observações não levam a crer que o patamar seja uma forma de acumulação como sugeriu Daveau. Note-se que, na mesma vertente, a nordeste, existem outras rechãs de declive idêntico, talhadas no substrato. Em nosso entender a existência de uma ruptura de declive ao longo de uma distância significativa, especialmente quando comparada com o declive das vertentes a montante, quase sempre superior a 20°, e com vários sectores com mais de 40°, é suficiente para levar à deposição dos sedimentos. O estrangulamento no escoamento existente a cerca de 850 m de altitude, pode também favorecer a acumulação. Mas o facto mais importante para afastar a hipótese glaciónica, é a ausência de evidências glaciárias, tanto no depósito, como na própria bacia de Manteigas a jusante da Senhora dos Verdes. Finalmente, embora seja uma datação com limitações, é de notar o seu carácter muito recente, que limita a hipótese de génese juxta-glaciária.

Na estrada, junto ao cruzamento para o campo de futebol, a 880 m de altitude, encontra-se um outro resto do depósito torrencial. É um depósito semelhante à unidade 2 do corte acima descrito, que colmata um terraço erosivo do valeiro da Ribeira das Fronhas, situado cerca de 6

⁸ Ver a explicação dos objectivos e limitações da datação no capítulo 7.4.2.

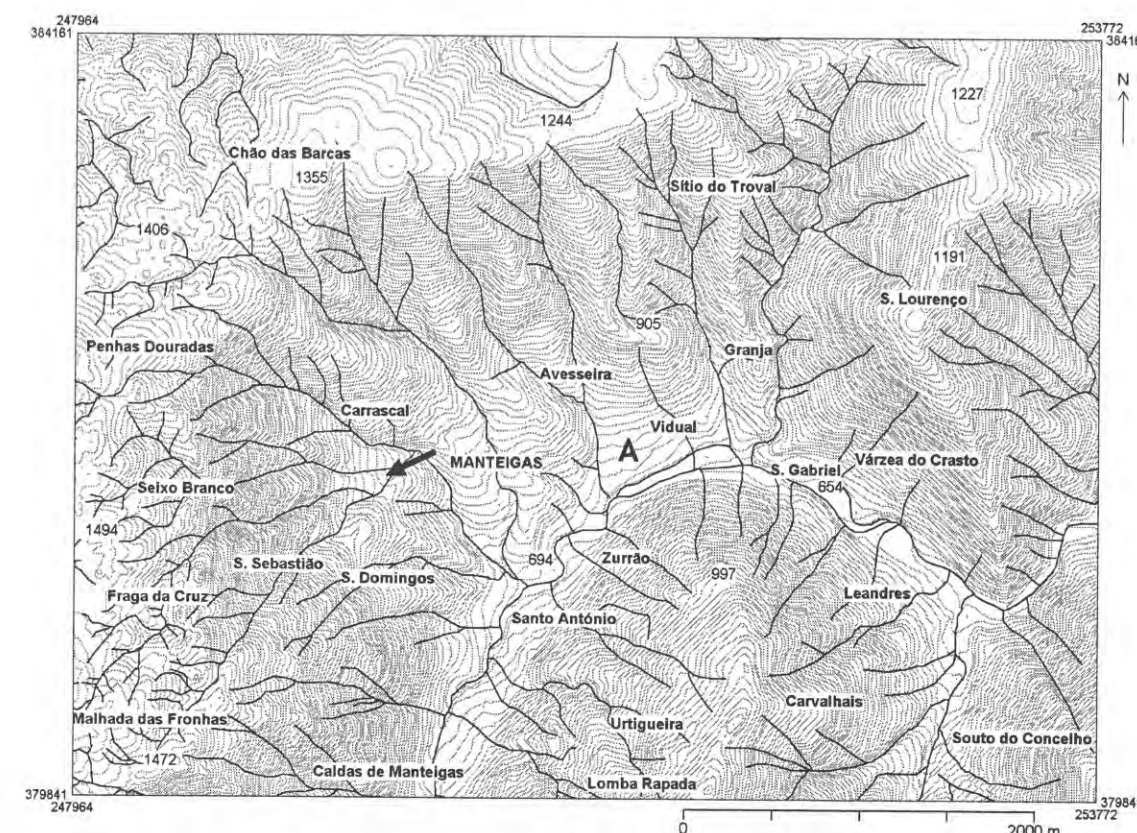


Figura 6.21 – Topografia da bacia de Manteigas. A seta indica a posição do corte do Campo de Futebol de Manteigas. Notar a expressão topográfica do leque aluvial da Avesseira (A). A equidistância das curvas de nível é de 50 m.



Figura 6.22 – Corte do cruzamento do campo de futebol. Aflora um saprólito granítico evidenciando uma alteração profunda. Na parte superior direita, é possível ver o depósito de material grosseiro embutido no saprólito.

a 8 m acima do seu leito. Este depósito, pela sua posição alcandorada, testemunha uma evolução longa, mostrando que após a deposição dos cones de detritos, ocorreu uma fase erosiva importante, facto aliás já notado por Daveau (1971).

6.3.7. Corte de São Gabriel (Manteigas)

O corte de São Gabriel situa-se no sopé da vertente sul do Vale do Zêzere próximo da Ponte da ETAR de Manteigas, a uma altitude de 680 m (Fig. 6.6). A vertente tem 420 m de comando e é convexa, com declives entre 10 e 20° acima de 1000 m de altitude, dominando abaixo desse limite, os declives entre 20 e 30°, embora se encontrem sectores com 30 a 40°, e mesmo com 40 a 50°.

Daveau (1971, 1973) refere a ocorrência de vários cones de detritos na área de São Gabriel, e salienta que se observam bons cortes ao longo da estrada de Leandres. Segundo a autora, foram estes que terão sido interpretados como moreias por Cabral (1884) e por Lautensach (1929, 1932), hipótese que descarta, salientando que se tratam apenas de sedimentos de origem local. Porém, em nosso entender, não é claro se terão sido estes os depósitos que Cabral e Lautensach interpretaram como moreias, ou se terá sido o afloramento de terraço fluvio-glaciário existente no fundo de vale, cerca de 400 m a jusante da fábrica de São Gabriel (ver Cap. 3.4.2).

O afloramento de São Gabriel tem algumas dezenas de metros e 3 a 4 m de altura, correspondendo a uma ampliação do corte descrito em Vieira (1998) devida a obras na estrada. Embora não tenha sido possível limpar todo o corte, identificam-se três tipos de fácies sedimentares distintos. O afloramento divide-se em três partes, do lado esquerdo, por um barranco, e mais à direita, por um afloramento de substrato. Uma vez que estes limites coincidem aproximadamente com as principais diferenças de fácies encontradas, usamo-los para definir uma parte esquerda, central e ocidental.

Na parte esquerda do corte encontra-se um *diamicton* composto por blocos e calhaus sub-rolados a subangulosos, envoltos em abundante matriz areno-siltosa, com uma estrutura de suporte matricial, muito pouco compacta (fácies A – Figs. 6.23 e 6.24). O material não tem organização interna, sendo de notar a presença de blocos métricos de origem local (granito de Manteigas). Este fácies domina na parte esquerda do corte, e na parte central surge apenas num sector restrito.

Na parte central do corte, domina um fácies caracterizado por leitos mal definidos, e sempre mal calibrados, de areias grosseiras, areão e material silto-arenoso (fácies B). Em alguns locais observa-se uma estratificação sub-horizontal muito fruste, especialmente onde o material é mais grosseiro (Fig. 6.25). Noutros pontos, encontram-se clastos e blocos, geralmente angulosos a subangulosos, alguns achatados, de aplito e granito de Manteigas,

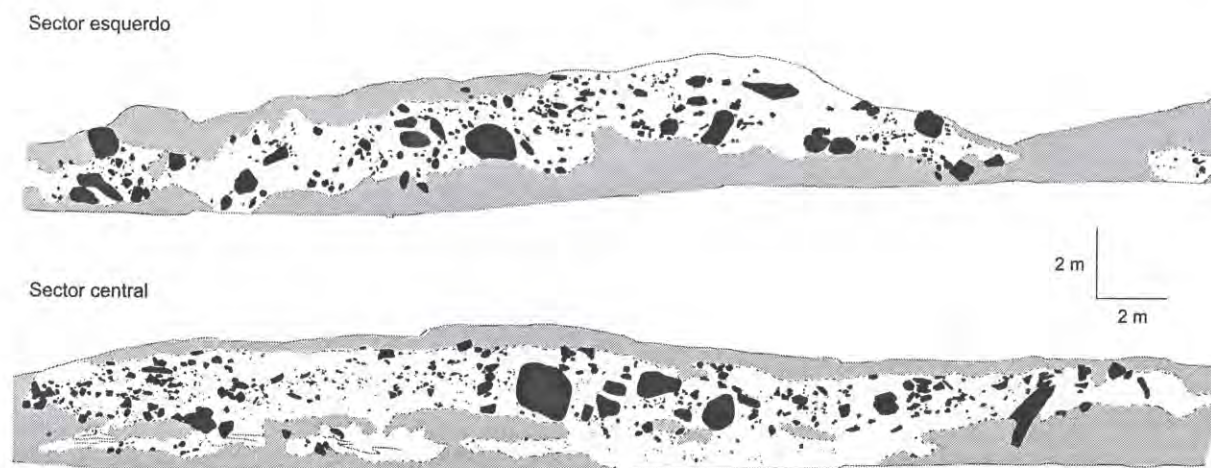


Figura 6.23 – Esboço da disposição dos blocos nos sectores central e esquerdo do corte de São Gabriel. Estes sectores são dominados pelas fácies A e B (ver explicação no texto). A cinzento está representada a parte oculta do corte.



Figura 6.24 – Sector do corte de São Gabriel à esquerda do barranco, ilustrando o fácies A (o corte tem cerca de 4 m de altura).

mas sempre envolvidos pelo material fino, com leitos mal definidos. Mais próximo da superfície há uma tendência para aumentar a frequência desses blocos. No seio do fácies B encontram-se horizontes escuros, ricos em matéria orgânica, devendo corresponder a antigos solos transportados da parte montante da vertente. Este material forneceu, através do método do ^{14}C , uma idade não calibrada de $25.260 \pm 250 \text{ BP}^9$. Encontram-se também níveis com

⁹ Datação obtida no Laboratório de Radiocarbono de Kiev, Centro Estatal Científico de Radiogeoquímica Ambiental, Academia das Ciências da Ucrânia.

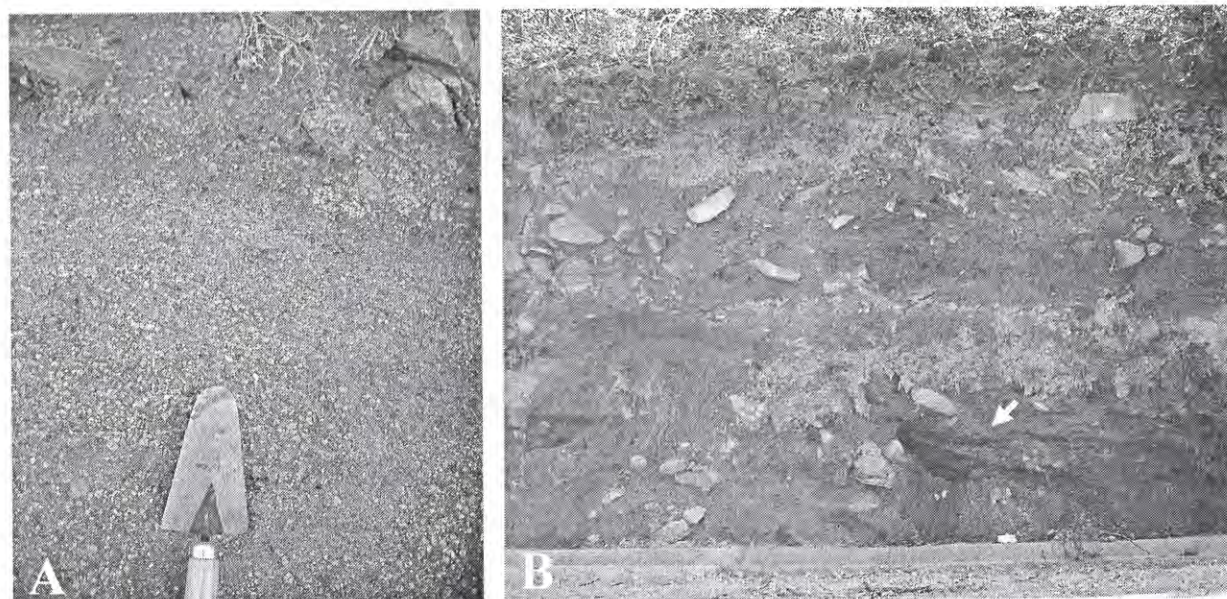


Figura 6.25 – Aspectos do fácies B do corte de São Gabriel. A – Detalhe da organização em leitos mal calibrados; B – Aspecto do corte no mesmo material, sendo de notar os blocos achatados, bem como os níveis ricos em matéria orgânica, datado por radiocarbono (seta; o corte tem cerca de 3 m de altura).

ferruginização. É de notar, que nesta parte do corte, se encontram também sectores com um *diamicton* grosseiro e não calibrado, que por vezes abarrancam o material mais fino. A figura 6.23 ilustra a disposição geral dos clastos e blocos nas partes central e esquerda do corte, que correspondem aos fácies A e B.

Finalmente, do lado direito do corte surge um depósito de tipo *head*¹⁰, constituindo um *diamicton* com calhaus e blocos predominantemente achatados, angulosos a subangulosos, quase sempre de aplito com origem em filões existentes na vertente (fácies C). Os blocos encontram-se tendencialmente com o eixo maior inclinando no sentido do declive da vertente, e estão envoltos numa matriz heterométrica areno-siltosa, de carácter maciço, embora em alguns locais se encontre uma ligeira calibragem hídrica. Este fácies encontra-se também noutros cortes ao longo dos 50-60 m inferiores da vertente. Observou-se também a deformação do substrato alterado em estruturas de foice, mas não se encontraram vestígios de estruturas lamelares (Fig. 6.26).

Tendo em consideração a posição topográfica do depósito de São Gabriel, bem como os fácies descritos, torna-se evidente, que a parte direita se trata de um corte num cone de detritos, actualmente em fase de erosão, como atesta o barranco que o divide. O fácies A testemunha os episódios de escoadas de detritos que preenchem, por vezes, entalhes no fácies B. A abundante matriz e os grandes blocos sub-rolados devem corresponder a restos de rególito. O fácies B, por sua vez, reflecte um escoamento hídrico normalmente de baixa

¹⁰ O termo anglo-saxónico *head* designa os *diamictons*, compostos por uma matriz de silte e areia, na qual se encontra clastos de dimensões variadas, e com uma estrutura de suporte matricial, sendo-lhes atribuída uma origem periglaciária (Ballantyne e Harris, 1994, p. 121).



Figura 6.26 – Limite ocidental do fácies C, onde se observa a deformação do substrato em forma de foice causada pela solifluxão.

energia na vertente, interrompido por episódios de escoamento hiperconcentrado, que originam os sedimentos de estrutura mais maciça. O modo como os dois fácies alternam é típico de um ambiente de cone de detritos, embora o fácies B esteja mais ligado ao escoamento fluvial, indicando um ambiente mais próximo do leque aluvial. Estes episódios devem ser correlativos da degradação de solos da vertente, facto que se reflecte no enriquecimento em matéria orgânica do nível datado de cerca de 25 ¹⁴C ka BP. Tratam-se de fácies nitidamente ligados à dinâmica do barranco. Finalmente, o fácies C, para o qual não foi possível distinguir a relação estratigráfica com os anteriores, parece reflectir uma génese por solifluxão, hipótese apoiada na matriz maciça, pela disposição dos clastos, e também pela deformação sofrida pelo substrato granítico. A distribuição deste tipo de depósito ao longo da base da vertente, mostra que não há uma dependência em relação ao barranco. A observação de esboços de leitos em algumas partes desta unidade, sugere que o escoamento poderá ter tido um papel activo no transporte do material. Quanto ao carácter anguloso e achatado de parte significativa dos blocos, este não traduz um controle climático, pois eles formam-se a partir de filões aplíticos, e a sua forma é claramente controlada pela forma dos filões, que por serem muito resistentes à alteração, se encontram pouco alterados.

6.3.8. Corte da Avesseira (Manteigas)

Quando o fundo de um vale é relativamente amplo, os barrancos que entalham as vertentes têm espaço para que se verifique, do topo para a base, uma progressiva perda da capacidade de transporte, e uma sedimentação mais fina e organizada, que só dificilmente poderia ocorrer nos vales estreitos e com vertentes de declive acentuado. No primeiro caso, há condições para

se formar um leque aluvial, caracterizado por um declive da sua superfície relativamente suave (segundo Selby, 1993, inferior a 11°); no segundo caso, pode-se formar um cone de detritos, com um declive mais acentuado (segundo o mesmo autor, sempre superior a 11°, e mais frequentemente superior a 20°, podendo atingir 46°). A manutenção dos sedimentos que formam o leque ou cone de detritos depende da remoção pelo canal do vale principal (Gómez Villar, 1996). Selby (1993) salienta ainda que nos leques aluviais o transporte é essencialmente fluvial, ocorrendo também escoadas de detritos, enquanto nos cones de detritos, a sedimentação pode ser mais complexa, através de desabamentos, deslizamentos, avalanches e escoadas de detritos. Segundo Leeder (1999), a forma em leque deve-se à migração radial dos canais de alimentação em relação a um eixo que se localiza no contacto entre o barranco na vertente e a área de deposição.

A erosão diferencial do granito biotítico muito alterado que aflora na área de Manteigas, faz com que o Vale do Zêzere, aí apresente um alargamento significativo, que é suficiente para que os cones de detritos existentes no troço de vale glaciado a montante, tenham dado lugar, em particular na vertente esquerda, a vários leques aluviais. Essa vertente é mais extensa, e por isso tem também bacias-vertente mais amplas para alimentar os leques, que foram empurrando o rio Zêzere para junto da vertente sul, erodindo-a e mantendo os fortes declives, e mesmo, provavelmente, o seu perfil longitudinal convexo.

Os leques aluviais da vertente esquerda do Zêzere são facilmente identificáveis pela forma da base das vertentes, apesar da ocupação humana ser densa (especialmente edifícios e terraços de cultivo) e dificultar a observação. Mas mesmo a topografia no mapa 1:25.000 reflecte claramente a existência dos leques, os quais se encontram entalhados pelo escoamento actual, formando terraços-de-leque (*fan-terraces*), conforme a designação usada pelos geomorfólogos japoneses (Ono, 1990).

No âmbito da sedimentação em leques aluviais, observou-se um corte na Avesseira (Manteigas) em Maio de 1997, num desaterro para construção de uma moradia a cerca de 710 m de altitude, num sector cujo declive no MNT é de 6 a 7° (ver Figs. 6.6 e 6.21). A bacia-vertente que deu origem ao depósito está talhada maioritariamente no granito biotítico de Manteigas, na Formação de Malpica do Tejo, e um pequeno sector na parte alta, no granito de grão grosseiro porfiróide de duas micas de Seia. A secção observada encontrava-se perpendicularmente ao declive e tinha cerca de 3 m de altura, permitindo observar dois fácies sedimentares distintos, que alternavam em camadas, e com uma tendência para o material fino se tornar dominante próximo da superfície (Fig. 6.27):

- níveis grosseiros e heterométricos, de calhaus e blocos angulosos e subangulosos de



Figura 6.27 – Sedimentação no corte do leque aluvial da Avesseira.

corneanas e xisto, geralmente depositados sobre o eixo maior, com elementos inclinados no sentido do declive, e outros em sentido oposto. Alguns clastos apresentavam-se na vertical. A matriz era areno-siltosa e escassa, sendo a estrutura geralmente de suporte clástico, e em vários sectores, em *open-work* em vários sectores. Estes níveis grosseiros apresentavam até cerca de 70 cm de espessura, e tinham alguns metros de continuidade lateral, com forma em lente;

- níveis compostos por areias, grânulos e silte, maciços e fracamente calibrados, embora em alguns casos se distinguíssem leitos incipientes, de espessura centimétrica, mas fracamente calibrados. No seio dos leitos finos, encontravam-se pequenos preenchimentos de canal compostos por calhaus e blocos idênticos aos dos leitos mais grosseiros, e também casos de pavimentos de blocos. Na parte superior do corte este fácies tornava-se dominante, apresentando-se com uma espessura de cerca de 1 m, sem intercalações grosseiras.

Pontualmente, encontraram-se abarrancamentos no fácies fino, colmatados por clastos de xisto.

O corte descrito reflecte a dinâmica torrencial do leque aluvial, com migrações laterais dos canais e dos lóbulos de deposição, que se reflectem numa sedimentação complexa. Os leitos de material grosseiro correspondem a eventos com escoamento de grande capacidade de transporte, embora em vários casos a viscosidade não devesse ser muito elevada, pois permitiu a deposição de leitos em *open-work*. Isto significa que os elementos maiores foram depositados, mas que o caudal era suficientemente forte para transportar as fracções mais finas para jusante. É também provável que os níveis grosseiros tenham evoluído à custa da lavagem da matriz fina em episódios de menor caudal. A forma dos leitos em lente mostra tratar-se de enchimentos de canal. A origem do material grosseiro é a parte metassedimentar da vertente. Por outro lado, os leitos maciços de areias e siltes indicam episódios de escoamento hiperconcentrado. Os pavimentos de blocos no seio do material fino reflectem eventos curtos e de grande capacidade erosiva, correspondendo a depósitos residuais de fundos de canal. Os processos dominantes deviam ser as escoadas de detritos e o escoamento fluvial.

6.3.9. Corte do Cascalvo (Vale de Alforfa)

O recente alargamento da estrada Nave de Santo António – Unhais da Serra expôs vários afloramentos interessantes na vertente oriental do Vale de Alforfa. Designamos o afloramento em questão, por corte do Cascalvo, embora na realidade ele se encontre na base da vertente e não próximo do vértice geodésico com o mesmo nome, mas esse é o único topónimo de um sítio relativamente próximo, e foi escolhido de modo a evitar confusão com a vertente da Pedrice. O corte situa-se a 1410 m de altitude, e expõe o enchimento de um pequeno barranco localizado imediatamente a sul do barranco principal da vertente oeste do Cascalvo (Figs. 6.6 e 6.28). Esse barranco entalha cerca de 60 m da vertente, num sector onde o substrato granítico se encontra muito alterado e fracturado, sugerindo tratar-se de uma caixa de falha. Segundo o mapa geológico trata-se do granito moscovítico de grão médio da Estrela. O depósito encontra-se na parte glaciada da vertente, cerca de 70 m acima do fundo do vale. A vertente prolonga-se até 1680 m de altitude, e tem um declive de 30 a 50° no troço onde se situa o barranco.

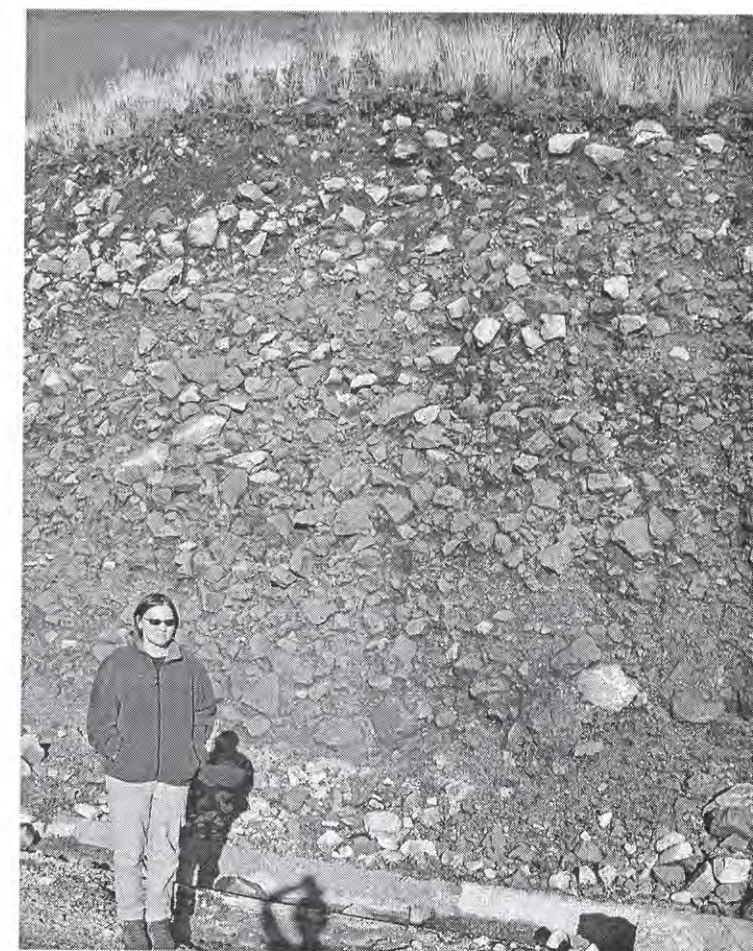


Figura 6.28 – Corte do depósito do Cascalvo (Vale de Alforfa).

O depósito deve ter preenchido totalmente o barranco, mas actualmente encontra-se entalhado no lado sul pelo escoamento. É um *diamicton* muito heterométrico, composto por blocos de aplito, que atingem cerca de 50 cm de diâmetro, angulosos e com estrutura de suporte matricial a clástico, e sem organização aparente (Fig. 6.28). Os blocos têm uma forma homogénea (*equant* cf. Lindholm, 1987; Tucker, 1996), sem tendência para o achatamento como sucede noutros depósitos com clastos aplíticos. A matriz é arenosa, heterométrica e é predominantemente maciça, mas em alguns pontos observa-se uma incipiente laminação horizontal, embora sempre com má calibragem. Apesar do depósito ser relativamente homogéneo, é possível identificar algumas discontinuidades na granulometria (e na cor dos blocos), que parecem testemunhar episódios de abarrancamento, seguidos da sua colmatção. Sobre o depósito desenvolve-se um solo de cor castanha-escura com cerca de 50 cm de espessura.

Não é possível indicar com certeza se os blocos angulosos são de origem crioclástica, mas o facto dos barrancos parecerem entalhar uma caixa de falha, contribui para a predisposição estrutural do substrato para a fragmentação em blocos angulosos.

Uma hipótese que nos parece provável para a génese deste depósito, é ser o resultado de episódios em que volumes importantes de material foram removidos da cabeceira do barranco através de deslizamentos, como testemunham algumas cicatrizes ainda existentes. O movimento deve depois ter-se feito como escoadas de detritos ou por desabamentos, colmatando a parte inferior do barranco. Porém, a estrutura do depósito é distinta da de outros em escoadas de detritos observados na Estrela. Como referimos, é possível definir esboços de canais preenchidos por depósito, que parecem estar embutidos uns nos outros. Por outro lado, as lâminas encontradas, em alguns casos na matriz entre os blocos, testemunham uma sedimentação secundária pelo escoamento nos espaços entre os blocos, a qual segundo Blikra e Nemec (1998), é típica de depósitos de desabamento. É por isso provável, que o depósito tenha uma génese mista através de desabamentos e de escoadas de detritos. Actualmente, o depósito está abarrancado, mas isso não significa que ele esteja inactivo, pois como se observa na estrutura sedimentar, a sua evolução tem sido marcada por episódios de abarrancamento, seguidos de outros com movimentos de massa e colmatção dos barrancos. Essa dinâmica é claramente pós-glaciária, não sendo de excluir a hipótese de movimentos semelhantes virem a ocorrer, com consequências para a estrada recentemente alargada.

6.3.10. Outros cortes na bacia de Manteigas

Os depósitos de vertente de São Lourenço, Souto do Concelho, São Gabriel e São Sebastião são os mais significativos da bacia de Manteigas. No entanto, devido à grande quantidade de estradões existentes em ambas as vertentes do Vale do Zêzere, encontram-se vários pequenos cortes de menor significado, reflectindo essencialmente condições locais, e como tal optámos por não os analisar. Tratam-se essencialmente de depósitos que revelam uma importante acção do transporte por escoamento superficial, e de alguns depósitos de tipo *head*, que apresentam um carácter solifluxivo. Surgem, além disso, em especial junto aos barrancos ou na base das vertentes, acumulações grosseiras ligadas à ocorrência de escoadas de detritos. São de salientar os vários afloramentos próximo do campo de futebol, bem como um corte localizado na parte alta de Manteigas (840 m) próximo do barranco do Ribeiro da Vila, que ilustram bem a dinâmica geomorfológica desta vertente (Figs. 6.6 e 6.29). Lautensach (1932, p. 29) referira já a importância dos cones de detritos na área de Manteigas, embora a sua ideia fosse que estes teriam uma grande espessura. Esse aspecto, levou-o mesmo a considerar que Manteigas se situava sobre um grande cone, o que não é totalmente correcto, pois a vila encontra-se sobre um patamar talhado no substrato, sobre o qual se encontram retalhos peliculares e dispersos de depósitos resultantes escoadas de detritos.



Figura 6.29 – Corte num depósito com origem em escoadas de detritos próximo do Ribeiro da Vila (Manteigas – 840 m).

Em geral, e uma vez que os depósitos encontrados são relativamente simples e se encontram sobre o substrato, pode-se dizer que eles não têm, à luz do conhecimento actual verdadeiro valor estratigráfico. A elaboração de uma detalhada base de dados fotográfica, bem como a cartografia da sua localização usando um Sistema de Informação Geográfica, que efectuámos serão certamente úteis para futuros estudos de maior detalhe.

4.3.11. Nota acerca da presença de estruturas ligadas à segregação de gelo no solo

Os solos e depósitos quando sujeitos à acção do gelo-degelo, em particular quando se trata de um ritmo sazonal, na presença de água, e caso apresentem uma textura favorável, desenvolvem frequentemente estruturas ligadas à segregação de gelo, que se podem conservar milhares de anos após a fusão deste (Harris, 1985; Van Vliet-Lanoë, 1985, 1998; French, 1994). Uma das estruturas mais frequentes, é a de tipo lamelar (*structure lamellaire, bladed structure*), que encontramos recentemente em vários cortes, num trabalho em colaboração com os Professores A. Brum Ferreira e J.-P. Texier, que se encontra ainda numa fase inicial.

As estruturas lamelares são descontinuidades sub-horizontais no solo, que geralmente delimitam agregados de espessura milimétrica a centimétrica (Fig. 6.30). São o resultado da migração da água em direcção às lentículas ou veios de gelo, que crescem paralelamente à frente de congelação, e que consequentemente levam à dessecação do solo, e ao aumento na compactação (Van Vliet-Lanoë, 1985, 1998; Ballantyne e Harris, 1994). A fusão do gelo do solo, de cima para baixo, origina além disso, a lavagem dos finos, que são interceptados pela

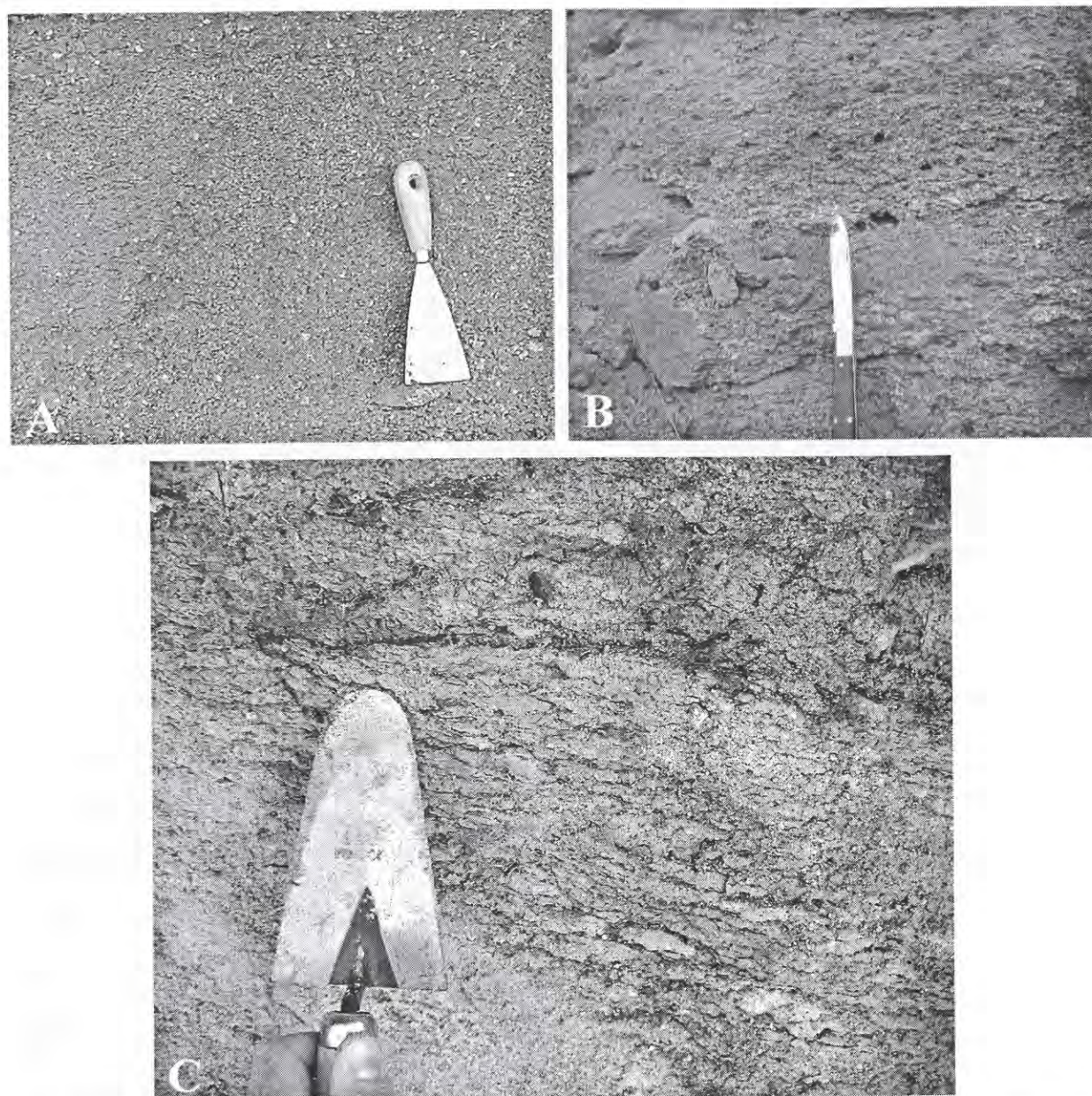


Figura 6.30 – Estruturas ligadas à segregação de gelo no solo. A – Estrutura lamelar incipiente em depósito de vertente ligado ao escoamento superficial (Covão da Malhada – 1500 m); B – Estrutura lamelar em granito alterado (Penhas da Saúde – 1520 m) (fotografia: A. Brum Ferreira); C – Estrutura lamelar passando em profundidade a bandeada incipiente em *till* de fluxo (Lagoa Seca – 1350 m).

parte superior dos agregados lamelares, aumentando a sua coesão, o que resulta numa estrutura muito estável (Van Vliet- Lanoë, 1985).

Normalmente, é no topo do *permafrost* (*permafrost table*) que ocorre mais segregação de gelo, pois é aí que a água de fusão proveniente dos níveis superiores do solo vai regelar. À medida que se progride em profundidade abaixo do topo do *permafrost*, aumenta o espaçamento das lenticulas de gelo, e como tal, das estruturas horizontais resultantes que passam a de estruturas lamelares a estruturas bandeadas (*platy structures*). Como tal, frequentemente, a presença desta sequência em que se nota o aumento da espessura das discontinuidades tem sido associada à presença de *permafrost* (Van Vliet- Lanoë, 1985, 1998;

Ballantyne e Harris, 1994). Aliás, nesse sentido, Van Vliet- Lanoë (1985, p. 150) refere que “*structural patterns created by ice lensing are excellent indicators of the location of a former permafrost table. They are more common and as reliable as ice-wedge casts or flat-based involutions in a deeply drained environment*”.

Apesar da fase inicial dos trabalhos, e de ainda faltarem as análises micromorfológicas, podemos afirmar que encontramos vários casos de estruturas lamelares, e casos prováveis de sequências de estruturas lamelares a bandeadas, em vários depósitos na Serra da Estrela, sendo possível notar alguns aspectos interessantes:

- encontraram-se estruturas lamelares em vários tipos de material (*till*¹¹, depósitos estratificados de vertente, *diamictons*, depósitos de escoamento superficial e substrato granítico alterado), o que mostra que não se trata de um fácies sinsedimentar característico de um determinado tipo de processo sedimentar, mas sim de um processo pós-sedimentar que afectou vários tipos de depósitos distintos;

- a presença de estruturas lamelares em depósitos de *till* de fluxo do UMGSE indica que a segregação de gelo ocorreu num momento posterior;

- as estruturas lamelares foram encontradas acima de 700 m de altitude, mas surgem mais desenvolvidas em depósitos acima de 1350 m, nível a partir do qual se identificaram sequências lamelares a bandeadas (ver síntese no quadro 7.2, p. 404). As estruturas encontradas nas altitudes mais baixas são pouco desenvolvidas, e ocorrem em depósitos localizados em vertentes expostas a norte. As observações sugerem a existência de um gradiente altitudinal na acção do frio no solo, e conjugadas com os outros testemunhos de um ambiente periglaciário herdado que apresentámos anteriormente, contribuem para a zonagem altitudinal preliminar da morfogénese periglaciária na Serra da Estrela, que apresentamos no capítulo 7.

É finalmente de referir que se tratam de observações preliminares, e que serão aprofundadas em breve através de um estudo micromorfológico sistemático dos cortes, que poderá fornecer novos e importantes dados para as reconstituições paleogeográficas.

¹¹ É importante uma observação atenta dos depósitos, em especial para não confundir as estruturas lamelares, com a *fissility* típica dos *tills* subglaciares.

6.4. ASSOCIAÇÕES DE FORMAS E DEPÓSITOS PERIGLACIÁRIOS

6.4.1. Introdução

Na Estrela as heranças geomorfológicas periglaciárias mais importantes, para além dos depósitos descritos, concentram-se do lado oriental da montanha, em especial nos Planaltos do Alto da Pedrice e Poios Brancos – Curral da Nave, e suas margens. Não se encontra uma grande diversidade de testemunhos periglaciários, e eles estão quase sempre ligados à presença de acumulações de blocos angulosos, e formas originadas às suas expensas. Para além dos campos e vertentes de blocos, mais frequentes, outras formas como os lóbulos de pedras ou os glaciares rochosos, têm geralmente um carácter pontual, mas são muito significativas, pois quando analisadas em conjunto permitem extrair algumas conclusões importantes do ponto de vista paleoambiental. Por esta razão, optámos por organizar este ponto em associações de formas e depósitos, de modo a podermos extrair o máximo de informação possível, do estudo do modo como eles se relacionam entre si. Segue-se uma muito breve nota terminológica respeitante aos termos usados para a separação dos capítulos, menos usados na bibliografia portuguesa, e que serve para clarificar o modo como eles são empregados neste texto. No que se refere a outros fenómenos geomorfológicos mais localizados, eles serão caracterizados aquando da sua apresentação

Campos de blocos (*blockfields*, *felsenmeer*) são áreas extensas, amplas e geralmente planas ou com declive suave, cobertas por blocos angulosos (Washburn, 1979, p. 219 citando Sharpe, 1938). Quando superfícies com as mesmas características apresentam um declive superior a 10°, designam-se por vertentes de blocos (*blockslopes*), sendo estas distinguidas dos taludes de detritos, pela ausência de cornijas a encimar as acumulações de vertente (Washburn, 1979; Ballantyne e Harris, 1994). É no entanto, de notar que nem todos os autores fazem esta distinção, pelo que ela nem sempre surge de modo clara na bibliografia. Por exemplo, Van Steijn *et al.* (2002, p. 556) referem que as vertentes de blocos ocorrem normalmente sob cornijas. Quando a mesma superfície com blocos tem um desenvolvimento linear no sentido do declive, frequentemente ao longo de vales, de valeiros ou de outros entalhes nas vertentes, designa-se por corrente de blocos (*blockstream* – Washburn, 1979; Ballantyne e Harris, 1994; Van Steijn *et al.*, 2002). Ballantyne e Harris (1994) distinguem os campos de blocos e vertentes de blocos das superfícies cobertas de detritos (*debris-mantled surfaces*) e das vertentes cobertas de detritos (*debris-mantled slopes*), sendo que nestes dois casos, os blocos se encontram envolvidos por uma matriz de finos. Os autores salientam que se tratam de condições muito mais frequentes nas regiões periglaciárias, mas que têm

merecido muito menos atenção do que os depósitos em *open-work*. Na Serra da Estrela, são também muito frequentes, mas por apresentarem (provavelmente!) um carácter mais nitidamente poligénico, elas não foram estudadas no presente trabalho.

A génese dos campos e vertentes de blocos tem gerado muitos estudos, que têm mostrado a possibilidade de estes depósitos terem evoluções distintas, como a exumação de perfis de alteração, ou a macrogelifracção em ambientes periglaciários com *permafrost* (Van Steijn *et al.*, 2002). Um dos problemas geomorfológicos mais interessantes e que tem sido motivo de vários estudos, é o da presença de amplos campos de blocos no interior de áreas glaciadas na Última Glaciação (por ex.: Escandinávia e Escócia). Sabe-se que nalguns casos se tratam de depósitos pré-glaciários, que sobreviveram sob o gelo dos *inlandsis*, o qual por ser gelo frio, não tinha movimento basal, nem acção erosiva (ver por ex.: Rea *et al.*, 1996a e b), mas outros autores sugerem que esses campos de blocos se desenvolveram em *nunataks* no interior dos *inlandsis*, que assim seriam necessariamente menos espessos do que antes sugerido (Nesje e Dahl, 1990). Rea *et al.* (1996a e b) e Whalley *et al.* (1997) atribuem uma história muito longa aos campos de blocos do norte da Noruega, referindo mesmo que podem ter uma génese iniciada ainda no Terciário, e que a acção da alteração na meteorização dos blocos, é pelo menos, tão importante como a da gelifracção. Há ainda outros autores que sugerem que os campos de blocos são posteriores à fusão dos grandes *inlandsis*, tendo-se desenvolvido no final do Plistocénico e em alguns casos, mesmo no Holocénico (Hogbön, 1914, Dahl, 1966 e Sellier, 1995 citados por Ballantyne, 1998). Perante tal diversidade, parece evidente, que há vários tipos de campos de blocos com géneses diferentes, facto que impõe limitações na utilização dos campos e vertentes de blocos *per se* como indicadores paleoambientais. Torna-se, por isso, fundamental analisar outros testemunhos geomorfológicos no seu seio ou no seu entorno, para interpretar a sua génese, e é isso que efectuamos a seguir.

6.4.2. Campos de blocos e fenómenos associados

Os campos de blocos são raros na Serra da Estrela e só existe um caso bem desenvolvido na área de estudo, situado no Alto da Pedrice, a 1750 m de altitude. Noutros locais, apenas pontualmente se encontram áreas planas com cobertura de blocos, mas elas ocupam poucas centenas de metros quadrados. São os casos do topo do Cântaro Gordo (1870 m), e de alguns locais do Planalto da Torre acima de 1800 m, onde a superfície topográfica surge coberta por blocos achatados, mas sem que constituam verdadeiros campos de blocos, pois tratam-se essencialmente de coberturas peliculares de lajes graníticas.

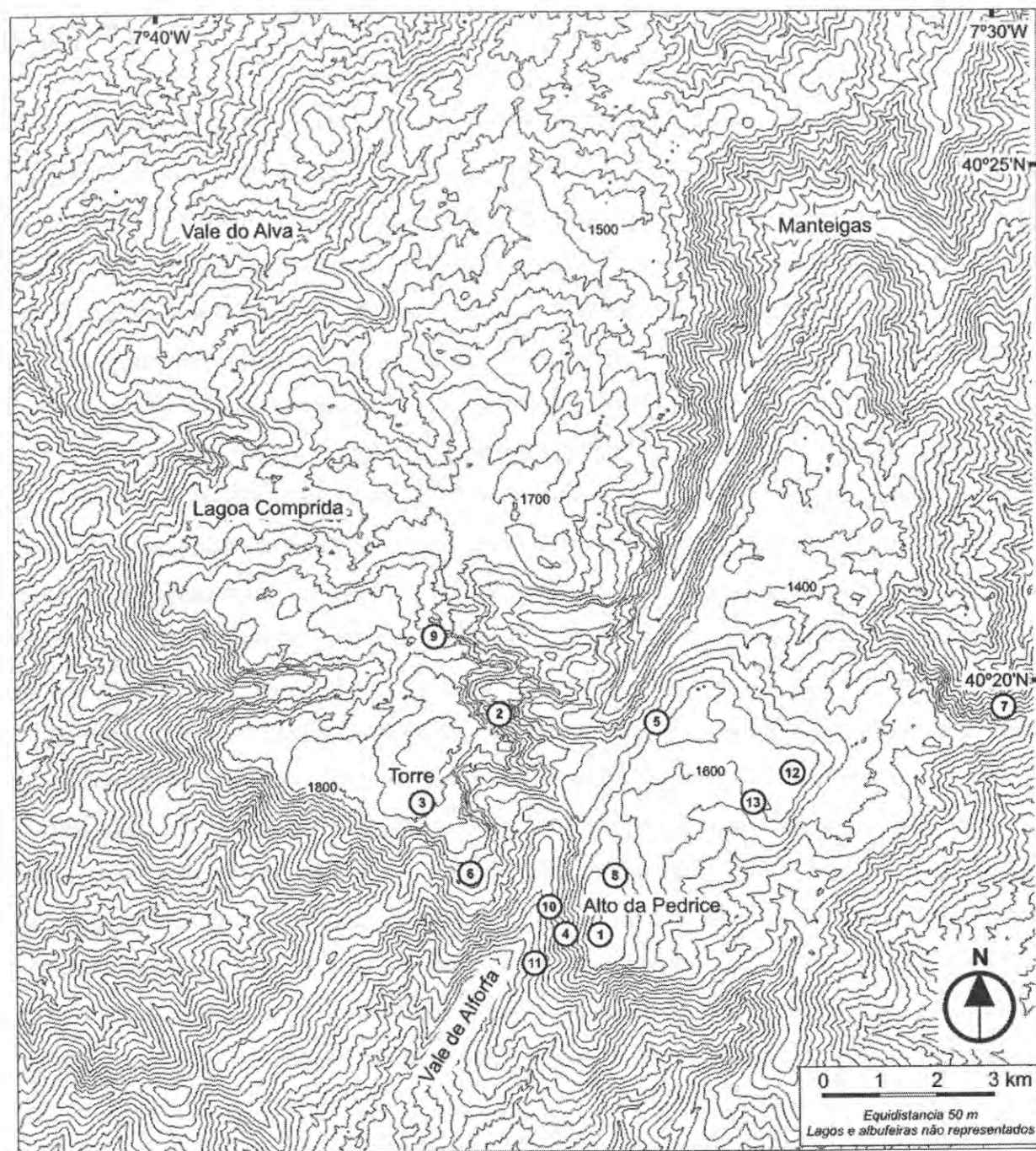


Figura 6.31 – Localização das associações de formas e depósitos periglaciares referidos no texto. 1 – Campo de blocos do Alto da Pedrice; 2 – Cântaro Gordo; 3 – Alto da Torre; 4 – Vertente de blocos da Pedrice; 5 – Acumulação de blocos dos Poios Brancos; 6 – Acumulação de blocos do Terroeiro; 7 – Vertente de blocos do Vale de Beijames (não foi estudada); 8 – Lóbulos de pedras do Alto da Pedrice; 9 – Salgadeiras; 10 – Glaciares rochosos de frente de talude da Pedrice; 11 – Glaciar rochoso da Pedrice; 12 – Terraço de crioplaneação do Curral do vento; 13 – Depósito das Penhas da Saúde.

a) Alto da Pedrice

O campo de blocos do Alto da Pedrice situa-se no topo da vertente oriental do Vale de Alforça, entre cerca de 1720 e 1758 m de altitude, prolongando-se para oeste sob a forma de uma espectacular vertente de blocos (Figs. 6.31 e 6.32). Os blocos são decimétricos a



Figura 6.32 – Campo de blocos do Alto da Pedrice (1750 m).

métricos, predominantemente achatados, angulosos a subangulosos, e compostos por granito de grão fino de duas micas (granito da Pedrice). O depósito é um *diamicton*, sem estrutura, e com abundante matriz arenosa, que em alguns locais, suporta os blocos. Nesses casos, será mais correcto usar o termo superfície coberta por detritos como sugerido por Ballantyne e Harris (1994). Com o aumento da proximidade ao rebordo ocidental do interflúvio, a matriz vai-se tornando mais escassa, desaparecendo totalmente da parte superficial do depósito junto ao rebordo, ocorrendo uma perfeita estrutura em *open-work*, que se mantém na vertente de blocos (Fig. 6.33).

A estrutura e a matriz do campo de blocos do Alto da Pedrice, são aliás, aspectos fundamentais para serem investigados no futuro, pois poderão fornecer novas informações quanto à génese do depósito, como por exemplo, saber se a matriz é contemporânea da fragmentação, se é alóctone, se apresenta vestígios de um manto de alteração original, ou se tem uma origem eminentemente mecânica.

A ausência de matriz junto ao rebordo do planalto relaciona-se provavelmente com a acção da lavagem, que ali é mais activa, removendo os finos. Mas, caso a matriz seja posterior à fragmentação dos blocos, é também possível que os processos erosivos que actuam sobre os blocos na margem do planalto sejam distintos daqueles que ocorrem na parte mais interior, pois no primeiro local, há menos humidade, escassa vegetação (e menor influência do fogo), e maior influência do vento.

Quanto à estrutura, ela no geral é marcada superficialmente pela falta de organização dos blocos, embora em alguns locais haja tendência para a disposição horizontal. Uma



Figura 6.33 – Aspecto da estrutura em *open-work* no rebordo ocidental do campo de blocos do Alto da Pedrice (1730 m).



Figura 6.34 – Blocos levantados formando estruturas circulares (Alto da Pedrice, 1750 m).

característica importante, é a presença de vários **blocos levantados** na vertical, como aliás já referira Daveau (1973), sobressaindo do depósito, o que revela o movimento repetido de levantamento e assentamento criogénico como explicado por Pissart (1970, p. 27-28) e retomado por French (1996, p. 136). Em alguns locais, são visíveis à superfície, esboços de organização dos blocos segundo formas circulares, de diâmetro decimétrico a métrico, mas não é claro se, se tratam de restos de verdadeiros **círculos de pedras**, ou apenas de estruturas ao acaso, resultantes da crioexpulsão dos blocos¹² (Fig. 6.34). De qualquer modo, a forma achatada e alongada, bem como a dimensão dos blocos, e a limitada matriz, não devem ser particularmente favoráveis à ordenação dos solos. Tratam-se claramente de

¹² Na Ilha Livingston (Shetlands do Sul, Antártida), há casos de círculos de pedras de dimensão semelhante nos interflúvios muito ventosos, acima de 100 m, encontrando-se normalmente em locais com *permafrost* (Vieira e Ramos, 2003).

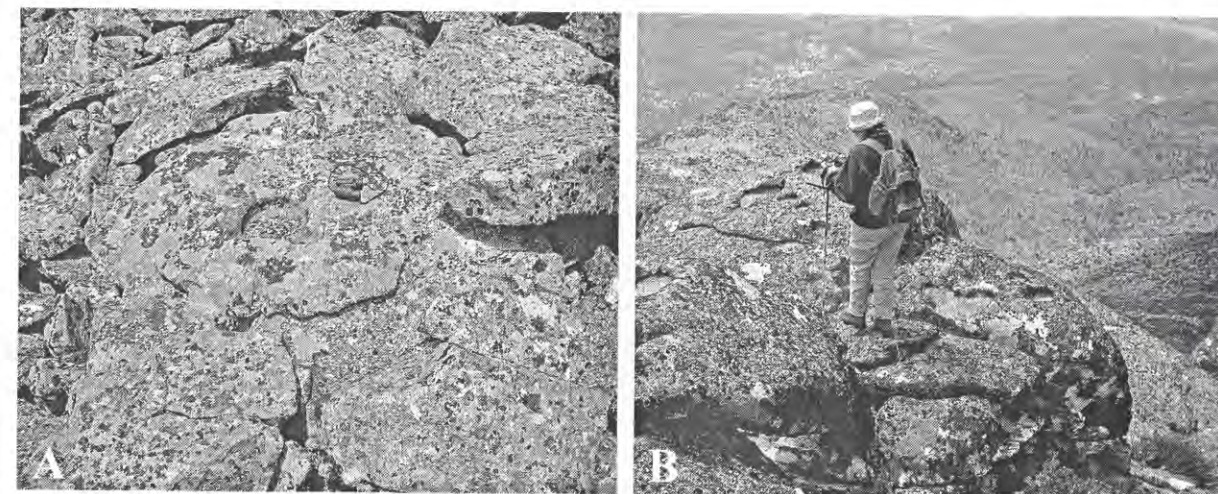


Figura 6.35 – Contraste entre as pias presentes no substrato no rebordo do Planalto do Alto da Pedrice - Varanda (A), e as existentes no substrato no rebordo sul do planalto, aproximadamente à mesma altitude (1700-1740 m).

fenómenos herdados, pois o depósito é actualmente estável, como atestam a cobertura de líquenes, a vegetação arbustiva que cobre a superfície cimeira, e as pequenas pias com profundidade centimétrica e cerca de 1 dezena de centímetros de largura que alguns blocos apresentam. É aliás, interessante notar o contraste entre essas pequenas pias, e as grandes pias decimétricas e formas de alteração do granito conservadas no substrato no rebordo sul do interflúvio, mas isso também se pode dever a diferenças petrográficas nos granitos (Fig. 6.35).

É finalmente importante notar a elevada frequência de incêndios na área, destruindo a vegetação, e exercendo uma acção erosiva significativa sobre os blocos superficiais (ver discussão sobre o tema no Cap. 9.8). O fogo é mesmo capaz de destruir toda a cobertura líquénica, transformando um bloco com uma superfície totalmente colonizada, e de cor cinzenta escura, num bloco totalmente branco, com uma superfície fresca. A acção do fogo pode, por isso, ter um papel determinante na geração da matriz arenosa, aspecto que se encontra ainda em estudo. Um outro ponto, para o qual importa chamar a atenção, é a limitação que o fogo exerce nas datações pela liquenometria, pois apaga e faz voltar a zero, o cronómetro que os líquenes constituem.

Associados ao campo de blocos, na sua parte norte, a cerca de 1700 m de altitude (Fig. 6.31), foram encontrados **lóbulo de pedras** que mostram que o frio deve ter participado na génese do próprio campo de blocos (Figs. 6.36 e 6.37). Tratam-se de blocos decimétricos a métricos, angulosos a subangulosos, predominantemente achatados e com uma estrutura em *open-work*, dispostos em escadaria numa vertente com declives médios entre cerca de 10 e 14°. Os patamares têm 10 a 25 m de extensão no sentido do declive e 40 a 100 m de largura, e as frentes mais declivosas têm cerca de 1 a 2 m de comando¹³. O carácter grosseiro dos blocos

¹³ A densa cobertura arbustiva, em especial nos patamares, dificulta bastante a observação das formas.



Figura 6.36 – Sector da vertente norte do Alto da Pedrice onde se encontram os lóbulos de pedras. A densa cobertura de vegetação mitiga a identificação nítida das formas, mas é possível distinguir os patamares (P), bem como as frentes (F). O círculo indica uma pessoa que serve de escala.

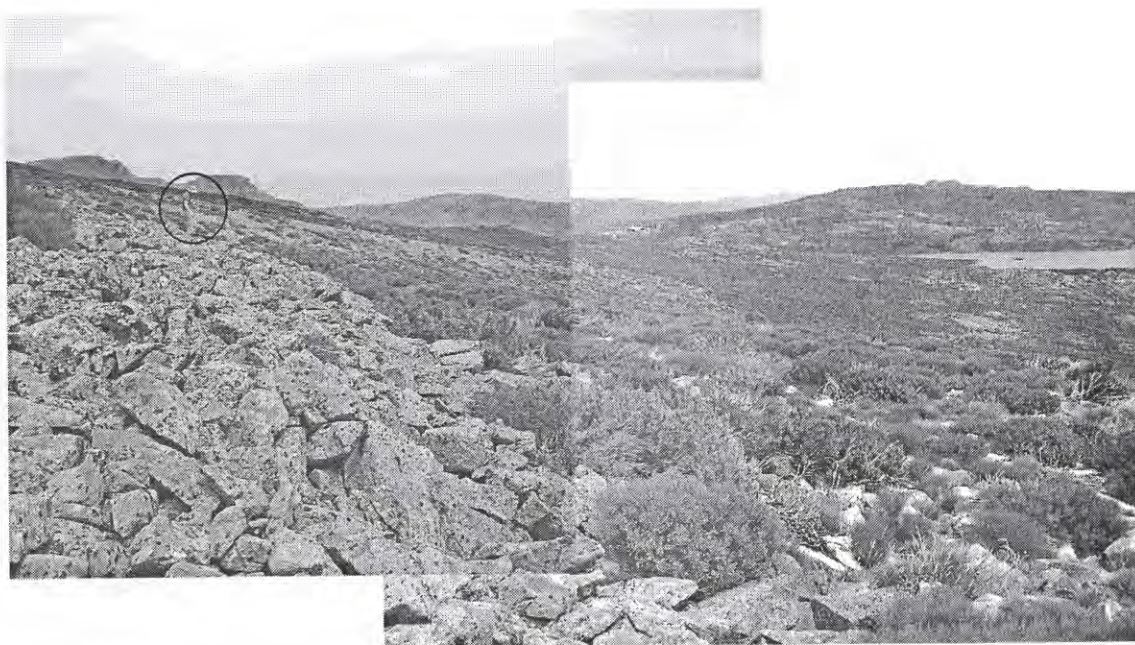


Figura 6.37 – Frente e patamar (à direita) de lóbulo de pedras na vertente norte do Alto da Pedrice (1720 m).

e a altura das frentes indicam uma génese ligada à solifluxão profunda e sugerem a presença de *permafrost* (Matsuoka, 2001b). São ainda de registar formas semelhantes a lóbulos de pedras, embora menos nítidas, encontradas a 1750 m de altitude no limite ocidental do campo de blocos, junto ao alto da vertente de blocos da Pedrice.

Os testemunhos geomorfológicos encontrados, dos quais são de salientar a presença dos lóbulos de pedras ligados provavelmente a uma solifluxão profunda, os blocos na vertical, e os esboços de círculos de pedras, parecem confirmar a influência da morfogénese periglaciária na evolução do campo de blocos, podendo a macrogelifracção ser o principal processo causador da desagregação do substrato.



Figura 6.38 – Blocos provavelmente fracturados por macrogelifracção no Planalto da Torre, dando origem a um campo de blocos em miniatura (1880 m).

b) Planalto da Torre

No Planalto da Torre, em particular acima de 1850 m, encontram-se também alguns exemplos de campos de blocos incipientes (Daveau, 1973), embora a cobertura grosseira, tenha um carácter pelicular, só se tornando um pouco mais espessa junto aos patamares rochosos (Figs. 6.31 e 6.38). Estas formas desenvolvem-se no granito da Estrela, que é um granito moscovítico de grão médio, e que se meteoriza por exfoliação em lajes, que vão originar blocos decimétricos a métricos, com poucas dezenas de centímetros de espessura, e normalmente subangulosos. A exfoliação está geralmente associada à libertação de tensões internas do granito, causada pela erosão da rocha suprajacente (Young, 1972; Thomas, 1974; Selby, 1993). As lajes graníticas surgem um pouco por todo o Planalto da Torre, mas mostram particular desenvolvimento nos arredores do Alto da Torre, dentro dos limites da área glaciada.

Observaram-se também casos de correntes de blocos em torno de 1950 m de altitude, como ilustrado na figura 6.39, e que podem testemunhar a ocorrência de solifluxão para a deslocação dos blocos, e provavelmente uma posterior lavagem da matriz.



Figura 6.39 – Pequena corrente de blocos a sul do Alto da Torre (1950 m).

c) Cântaro Gordo

No topo do Cântaro Gordo, a 1875 m de altitude, surge também um pequeno campo de blocos com escassas centenas de metros quadrados (Fig. 6.31). Tratam-se de blocos métricos, subangulosos, com estrutura em *open-work* próximo do topo, mas que nas vertentes apresentam uma matriz arenosa, que em alguns locais chega a suportar os blocos. Apesar da pequena extensão, é especialmente notória a dimensão dos blocos, bem como a posição do Cântaro Gordo acima da superfície glaciada, o que possibilitou a manutenção e evolução do campo de blocos durante a(s) glaciação(ões).

6.4.3. Vertentes de blocos e fenómenos associados

a) Vertente de blocos da Pedrice (Vale de Alforfa)

O caso mais desenvolvido de vertente de blocos da Serra da Estrela encontra-se na vertente oriental do Vale de Alforfa, a jusante do campo de blocos do Alto da Pedrice, estendendo-se entre 1750 e cerca de 1250 m de altitude (Figs. 6.31, 6.40 e 6.41). Trata-se de uma extensa acumulação de blocos decimétricos a métricos, achatados e subangulosos, gerados a partir da mesma unidade de granito de grão fino de duas micas, que originou o campo de blocos que lhe é cimeiro, e com o qual contacta. A vertente tem um declive médio no MNT de 35°, uma exposição a oeste e está atapetada por uma camada superficial de blocos em *open-work*, que cobre uma área¹⁴ de 397.000 m². Se considerarmos a área em que a estrutura não é *open-work*,

¹⁴ Este valor foi obtido em ambiente SIG a partir dos resultados da fotointerpretação dos ortofotomapas digitais do CNIG, com resolução de 1 m.



Figura 6.40 – Sector superior da vertente de blocos da Pedrice.

a área do depósito é mais ampla, contudo não foi feito o seu levantamento cartográfico.

Um corte na estrada do Vale de Alforfa, permitiu verificar que abaixo da camada superficial em *open-work*, os blocos se encontram envoltos em matriz areno-siltosa. É também interessante notar, que embora não exista uma cornija contínua que tenha fornecido os blocos, surgem a partir de meia-vertente, vários afloramentos rochosos residuais, que a terão alimentado. Esses afloramentos são pontuais, e na parte alta da vertente deixam de ser proeminentes, encontrando-se ao mesmo nível da superfície com blocos. Cabe ainda referir que, naturalmente, se trata de uma vertente de blocos fóssil, sem alimentação actual de blocos, e sem vestígios de uma dinâmica contemporânea significativa.

Para além do enorme volume de material e da grande dimensão dos blocos da vertente da Pedrice, um aspecto particularmente importante, é o prolongamento de parte significativa da acumulação de blocos para o interior da parte glaciada do vale, situação que ocorre no troço mais setentrional do depósito, onde este desce até cerca de 1320 m de altitude. Este facto mostra que houve deslocação dos blocos após o retrocesso do glaciar naquela parte do vale, mas não contribui para esclarecer a idade dos mesmos, pois estes podem ser mais antigos. No entanto, é interessante verificar que nesse local, entre cerca de 1320 e 1350 m de altitude, se nota uma redução do declive junto à base da vertente, que está ligada à presença de um conjunto de colinas alongadas no sentido do declive, com frentes mais declivosas, formando grandes lóbulos de blocos, que testemunham um movimento por fluxo (Fig. 6.42). A dimensão dos lóbulos (cerca de 40 a 60 m) parece excessiva para um movimento por



Figura 6.41 – Panorama para a vertente oeste do Alto da Pedrice, sendo possível observar a vertente de blocos, com amplos sectores em *open-work* de cor cinzenta e outros sectores com matriz, que apresentam vegetação, ou uma cor castanho-acinzentada, pois arderam no ano anterior à fotografia. GRFT – Glaciares rochosos de frente de talude; GR – Glaciar rochoso.



Figura 6.42 - Glaciares rochosos de frente de talude na base da vertente de blocos da Pedrice a 1320 m de altitude (a caixa de madeira na base da fotografia tem cerca de 1,5 m de lado).

gelifluxão ligado à presença de uma camada activa e sugere uma deformação de tipo *permafrost creep*¹⁵. As formas referidas são pequenos **glaciares rochosos de frente de talude** (*protalus rockglaciers* ou *talus-derived rockglaciers*) incipientes.

A cerca de 1 km a jusante dos pequenos glaciares rochosos de frente de talude referidos, encontra-se uma acumulação de blocos angulosos com forma lobada de maiores dimensões (cerca de 300 m de comprimento e 50 a 80 m de largura), e com lombas e depressões transversais bem desenvolvidas¹⁶ (Fig. 6.43), características que indicam tratar-se de um **glaciar rochoso** de pequena dimensão (Barsch, 1988; Humlum, 1998)¹⁷. Este desenvolve-se à custa do material da vertente de blocos, e tem a raiz num barranco da vertente, onde devido à forma côncava em plano, se concentram blocos, situação que facilitou a formação de um glaciar rochoso maior do que os presentes mais a norte. É difícil precisar a altitude a que se encontra a raiz do glaciar rochoso, porque esta encontra-se entalhada por dois canais, mas parece situar-se entre 1300 e 1350 m de altitude. A frente encontra-se a cerca de 1220 m, limite que corresponde à moreia lateral do glaciar de Alforfa na sua máxima extensão

¹⁵ *Permafrost creep* é a deformação lenta do solo gelado que resulta da aplicação de tensões tangenciais demasiado pequenas para que se produzam cisalhamentos. O movimento por *creep* está essencialmente ligado a deformações do gelo intersticial e à migração da água presente nos poros (Ballantyne e Harris, 1994).

¹⁶ Do inglês *transverse ridges and furrows*.

¹⁷ O glaciar rochoso da Pedrice, bem como os glaciares de frente de talude, foram identificados numa visita recente à Estrela, e como tal, não mereceram o devido aprofundamento, que será efectuado em trabalhos futuros. É de notar, que os incêndios recentes ocorridos no Vale de Alforfa, e que contribuíram para a destruição da densa cobertura arbustiva, facilitaram a identificação destas formas, que antes não eram visíveis.



Figura 6.43 – Glaciar rochoso da Pedrice. As setas indicam as lombas associadas ao fluxo. É de notar que o glaciar rochoso se encontra alcandorado na vertente, e que o fundo do Vale da Alforja está cerca de 100 m abaixo da sua frente.

(UMGSE). Isto quer dizer que não é possível, com os dados actualmente disponíveis, precisar se este glaciar rochoso (que passamos a designar de glaciar rochoso da Pedrice) é anterior, posterior, ou contemporâneo do UMGSE. De qualquer forma, a presença de glaciares rochosos de frente de talude de idade pós-UMGSE à mesma cota, a cerca de 1 km de distância, sugere que o glaciar rochoso da Pedrice deverá ter estado activo, pelo menos, nessa mesma fase, embora possa também ser mais antigo.

O glaciar rochoso da Pedrice deve ter sido de tipo *ice-cemented*, ou seja, uma acumulação de blocos com gelo intersticial e/ou gelo de segregação, e não uma acumulação com núcleo de gelo resultante da acumulação de blocos sobre um neveiro ou um pequeno glaciar (cf. definições por Martin e Whalley, 1987). Estas são as duas diferenças genéticas principais para os glaciares rochosos, e a primeira indica uma origem periglaciária, enquanto a segunda reflecte uma génese glaciária. A interpretação apresentada apoia-se na ausência de testemunhos glaciários a montante, e localização bem abaixo da ALE no UMGSE. A presença deste pequeno glaciar rochoso, está de acordo com os outros testemunhos geomorfológicos encontrados (lóbulos de pedras, glaciares de frente de talude, estruturas lamelares e macrogelifracção), que indicam ter ocorrido, *permafrost* no passado na parte alta da Serra da Estrela, pois os glaciares rochosos são indicadores seguros, de pelos menos a presença de *permafrost* descontínuo (Haeberli, 1985, 1996 citado por King, 2000; Barsch, 1988).

b) Salgadeiras

Uma outra área que importa referir, no que respeita às vertentes e correntes de blocos, é as Salgadeiras (cabeceira do Vale da Candeeira), situada a 1800 m de altitude, tratando-se de uma área de particular interesse, por se encontrar no interior do campo de gelo de planalto (Fig. 6.31). Aí, as vertentes estão frequentemente atapetadas por acumulações heterométricas de blocos angulosos a subangulosos (Fig. 6.44), por vezes com as arestas já muito suavizadas pela desagregação granular. Em alguns locais a estrutura é em *open-work*, e noutros os blocos estão envoltos em matriz areno-siltosa. A forma dos blocos é variada, podendo encontrar-se exemplares cúbicos, e outros achatados, frequentemente ligados ao padrão de diaclases do granito. Se em vários locais, a origem dos blocos por desabamentos é clara (Fig. 6.45), em muitos casos, a génese das acumulações é mais difícil de estabelecer. Não é claro se, se tratam de macrogelifracções pós-glaciárias, ou de material morénico remobilizado e já praticamente sem matriz por acção da lavagem pluvio-nival. A posição relativamente próxima da fonte (praticamente no interflúvio), torna possível que, mesmo tratando-se de blocos morénicos, estes se encontrem pouco modificados pelo fluxo glaciário, e por isso, se apresentem angulosos. Mas um aspecto que consideramos importante para a solução do problema, dada a escassez de outros elementos, é o facto das acumulações de blocos ocorrerem quase exclusivamente em posição de vertente, ou na sua base. E, em nosso entender, caso se tratassem de acumulações morénicas, mesmo considerando a forte erosão pós-glaciária, seria muito provável que a localização dos blocos, se fizesse independentemente da posição topográfica; ou seja, as acumulações localizar-se-iam, quer em vertente, quer nas amplas áreas aplanadas com rocha nua, e isso não se verifica. Por isso, o mais provável é tratarem-se de depósitos associados à macrogelifracção. Mais abaixo (por exemplo, no patamar da Lagoa do Pachão), começam a surgir alguns blocos erráticos sobre os afloramentos planos e polidos, e as vertentes e fundos das bacias apresentam acumulações de blocos mais espessas e irregulares. Nessas áreas a presença de blocos morénicos é mais nítida, e estes, para além de colmatarem fundos de valeiros, misturam-se em maior proporção nos taludes de detritos.

Quanto à distribuição espacial das acumulações de blocos na área das Salgadeiras, verifica-se uma concentração preferencial nos valeiros, em sectores de declive moderado, formando correntes de blocos (Fig. 6.46-A), que estão provavelmente associadas a movimentação por solifluxão. Em alguns locais encontram-se lóbulos de pedras com frente de cerca de 1 m bem marcada (Fig. 6.46-B).



Figura 6.44 – Aspecto dos depósitos que cobrem as vertentes próximo do Poio dos Cães (área da Lagoa do Pachão). São de notar sectores com abundante matriz e com vegetação, e outros com uma estrutura em *open-work*. Nota-se também a importância da fracturação no controlo da morfologia, sendo de destacar a fracturação vertical, mas também a sub-horizontal (pouco visível), que controla a existência de vários ressaltos, a maior parte dos quais colmatados por depósitos de vertente (seta).



Figura 6.45 – Desabamentos próximo das Salgadeiras (1850 m).



Figura 6.46 – Aspectos de acumulações de blocos da área da Lagoa do Pachão que sofreram deslocação por processos solifluxivos. A - Corrente de blocos; B - Lóbulo de pedras.

c) Outros locais

Há outros casos de vertentes de blocos na área de trabalho, mas tratam-se de acumulações de menor dimensão. São geralmente depósitos com algumas dezenas de metros quadrados de área e que surgem pontualmente, mas sempre ligados à presença de granitos de textura fina ou média, quer se trate do granito de duas micas da Pedrice, ou do moscovítico da Estrela. Os casos mais interessantes ocorrem nos seguintes locais:

- Terroeiro (1780 m) - apresenta uma acumulação de blocos métricos mais desenvolvida na vertente oriental, que corresponde ao desmantelamento de um *tor*. Trata-se de um depósito localizado fora da área glaciada no UMGSE;

- Poios Brancos (1650 m) - na vertente noroeste encontram-se dois pequenos sectores com blocos métricos sub-angulosos, em *open-work*, muito semelhantes à vertente de blocos da Pedrice, e que parecem ter-se desenvolvido à custa de massas localizadas de granito de grão fino de duas micas. Estes depósitos encontram-se fora da área glaciada no UMGSE.

Merece finalmente referência a vertente de blocos situada na encosta norte do interflúvio da Vila de Mouros (Vale de Beijames), que apresenta uma extensa cobertura de blocos angulosos em *open-work*, mas este local está fora da área de trabalho. Neste caso, a litologia são a corneanas ligadas à faixa de metamorfismo de contacto na Formação de Malpica do Tejo.

6.4.4. Possíveis terraços de crioplaneação

Terraços de crioplaneação são patamares em posição de topo ou de vertente, talhados no substrato de modo independente das condições litoestruturais, que estão confinados a climas frios (Washburn, 1979, p. 237). Priesnitz (1988, p. 53-54) refere que os terraços mais

elevados frequentemente rodeiam *tors*, ou resíduos de elevações mais amplas, e que após a sua destruição dão origem a um planalto regular e plano. As dimensões dos terraços de crioplaneação variam de poucos metros a várias centenas de metros, podendo em casos excepcionais ser de vários quilómetros. Porém, se é um facto que os chamados terraços de crioplaneação existem, já não é tão claro o uso do termo crioplaneação com um sentido morfogenético, o que leva mesmo Thorn e Hall (2002, p. 548) a afirmarem: *“To deny the fairly widespread occurrence of features commonly called cryoplanation benches, terraces, and pediments would be foolish: to claim that there is anything approaching an adequate explanation of their origin(s) would be even more foolish...”*. Um dos principais problemas parece residir na escassez de estudos acerca da dinâmica actual dos terraços de crioplaneação, e outro, é a da convergência nos processos apontados para explicar a crioplaneação, com aqueles envolvidos na (também controversa) nivação (Hall, 1998b; Thorn e Hall, 2002). Aliás, nos terraços de crioplaneação encontram-se normalmente neveiros próximos das bermas, aos quais é muitas vezes atribuída grande importância para a fase inicial da génese dos terraços. Hall (1998a) que estudou terraços de crioplaneação activos na Antárctida, tentou organizar as diferenças essenciais entre crioplaneação e nivação, e propôs um interessante esquema conceptual em que posiciona a nivação num extremo morfogenético frio e húmido, e a crioplaneação num extremo frio e seco. Nesse esquema encontram-se sintetizados os processos activos, bem como a sua contribuição relativa para cada um dos tipos de formas, ficando patente a sua complexidade (Fig. 6.47). Um outro problema que se encontra na bibliografia, é o facto de alguns autores considerarem que os terraços de crioplaneação são indicadores seguros da existência de *permafrost*, enquanto outros (a maioria), consideram que o *permafrost* não é condição necessária para a sua formação (Priesnitz, 1988; Hall, 1998a; Thorn e Hall, 2002). Efectivamente, é difícil compreender como é que a presença de um solo gelado em profundidade, afecta o modo como ocorrem os processos que estão na origem das formas referidas (Thorn e Hall, 2002).

Na Serra da Estrela, há uma área cujas características levam também a apelar à hipótese de se tratarem de terraços de crioplaneação, pois as formas são muito similares às assim tradicionalmente interpretadas. Trata-se do Planalto do Curral do Vento, localizado na parte oriental da serra, entre 1600 e 1700 m de altitude, fora da área glaciada no UMGSE (Figs. 6.31 e 6.48). O primeiro autor a atribuir uma génese associada à crioplaneação àquela área, parece ter sido Schroeder-Lanz (1981), que num artigo publicado na revista Finisterra, dedicado aos líquenes da Estrela, indica estar a preparar um outro trabalho sobre a morfologia periglaciária no *“kryoplanations-gipfelplateau Poios Brancos”*, que no entanto,

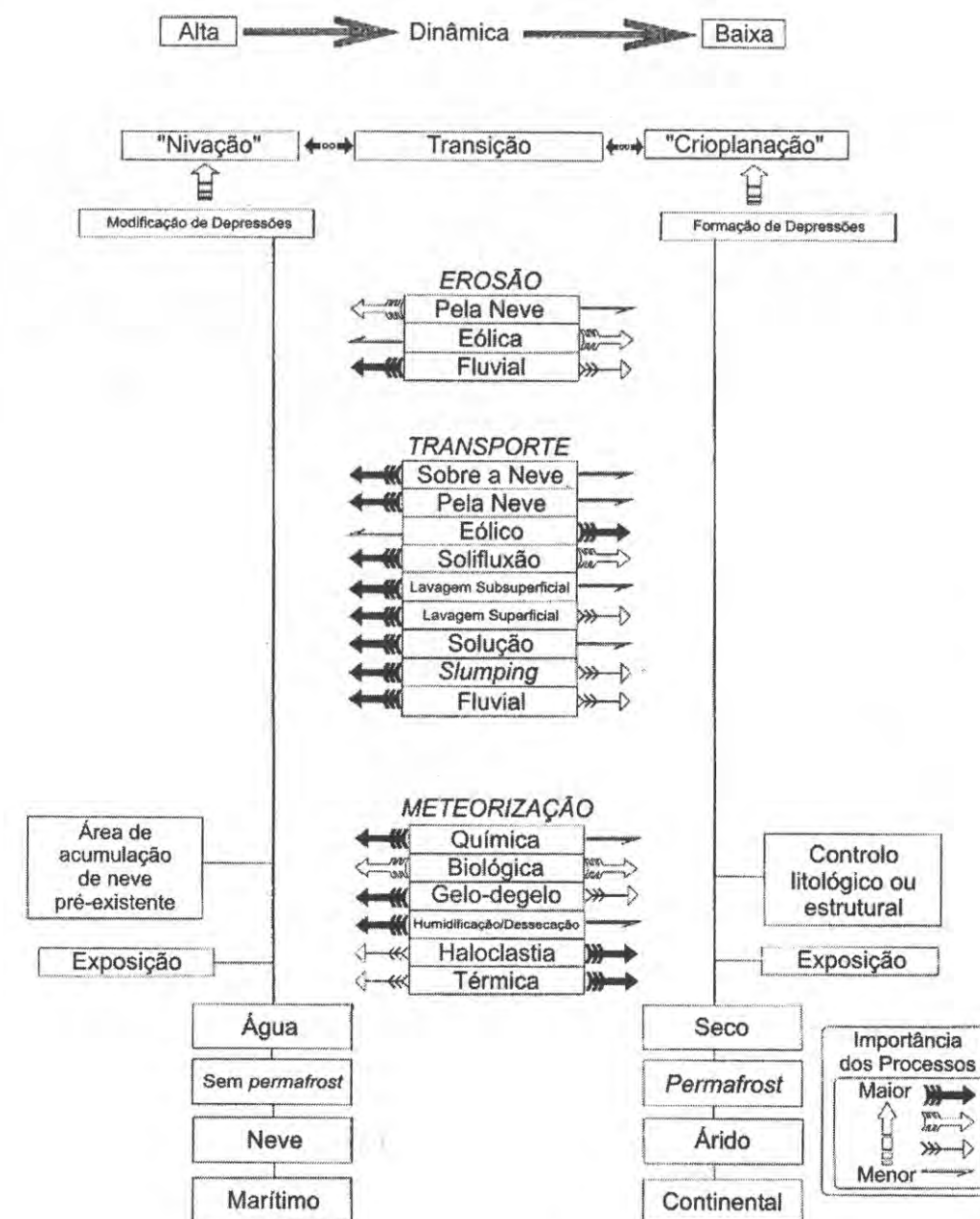


Figura 6.47 – Modelo de síntese dos processos associados com a nivação e a crioplaneação, indicando as suas importâncias relativas em função das diferenças de humidade disponível (Hall, 1998, p. 12).

parece não ter sido publicado.

O Planalto do Curral do Vento tem uma superfície muito regular, com declives geralmente inferiores a 5° e 2300 m de comprimento no sentido NW-SE e 600 a 1200 m de largura (Fig. 6.49). O planalto apresenta dois pontos culminantes: a noroeste, os Poios Brancos (1704 m); e a sudeste, o Curral do Vento (1656 m), encontrando-se entre os dois uma ampla portela, a cerca de 1615 m de altitude. A sudeste e noroeste, o planalto é limitado por vertentes de declive acentuado, enquanto a nordeste os declives são moderados, e suaves a sudoeste, na vertente das Penhas da Saúde.



Figura 6.48 – Panorama do Planalto do Curral do Vento visto desde próximo dos Poios Brancos (1650 m).

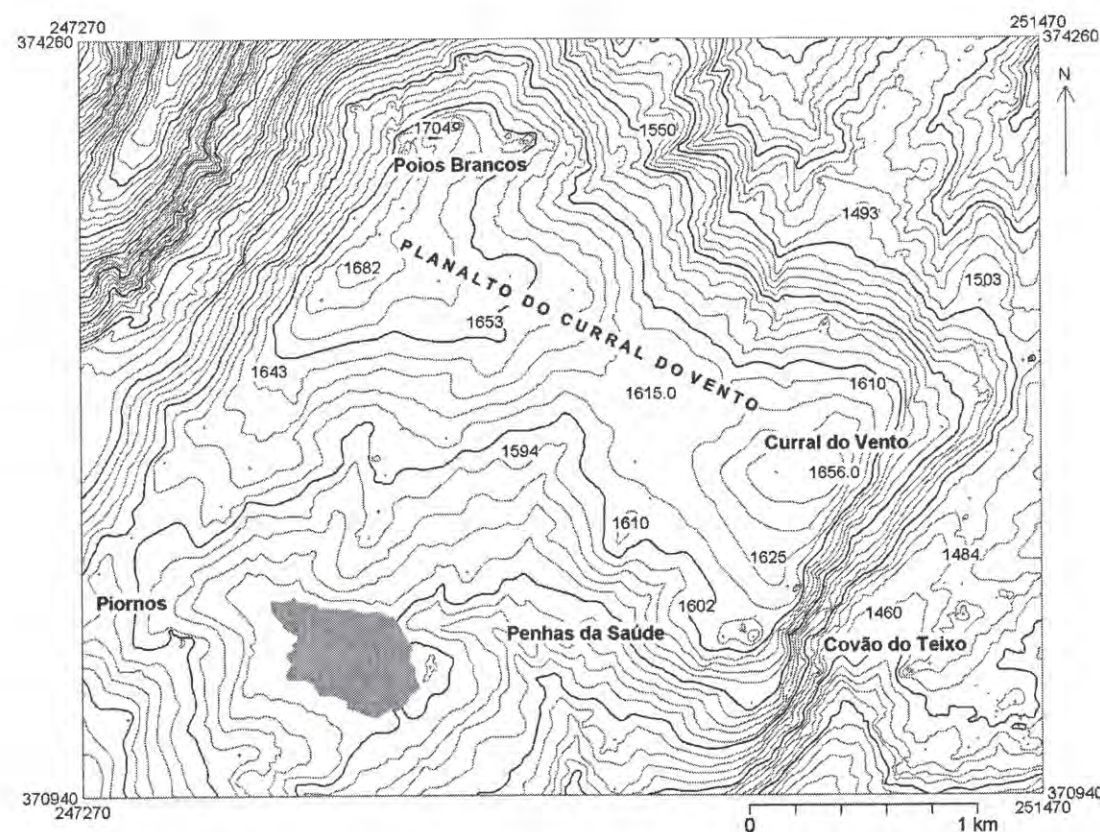


Figura 6.49 – Topografia do Planalto do Curral do Vento (as curvas de nível têm uma equidistância de 10 m. Elaborado a partir da Carta Militar de Portugal 1:25.000 Digital, IGeoE).

A superfície do interflúvio está talhada no substrato granítico, dominando o granito de grão médio de duas micas e de tendência porfiróide do Curral do Vento na maior parte do planalto. Porém, no seu limite noroeste, na área dos Poios Brancos, aflora já o granito de grão médio de duas micas porfiróide da Covilhã. Esta diferença litológica tem consequências importantes na paisagem, em particular no que se refere ao modo de meteorização dos granitos, e consequentemente nas formas resultantes. O granito da Covilhã meteoriza-se essencialmente através da fragmentação em pequenos calhaus e areão grosseiro, que posteriormente se



Figura 6.50 – Diferenças na cobertura detrítica do Planalto dos Poios Brancos – Curral do Vento dependendo do tipo de granito. A – Cobertura arenosa grosseira no granito de grão grosso porfiróide de duas micas coberta por musgos e herbáceas; B – Cobertura arenosa com lajes no granito de grão médio de duas micas (1650 m). As lajes são as superfícies cinzentas que pontuam o solo.

desagregam com relativa facilidade, originando a cobertura arenosa no solo (Fig. 6.50-A). Por outro lado, a meteorização do granito do Curral do Vento, parece mais controlada pela rede de diaclases, e este fragmenta-se em lajes decimétricas e blocos, ou então por desagregação granular. Isso vai-se reflectir também na cobertura detrítica do sector talhado neste tipo de granito, que é dominada por lajes envoltas em matriz arenosa, ou por uma película centimétrica de areias grosseiras (Fig. 6.50-B). O substrato está mais próximo da superfície, e aflora em diversos locais, aspecto que está relacionado, por um lado, com o estilo da meteorização, mas por outro, também com a maior facilidade com que as areias desagregadas (mais finas) são transportadas pelo escoamento superficial.

Mas a característica mais marcante do Planalto do Curral do Vento, além da sua planura, são os afloramentos rochosos residuais que o pontuam, dos quais o localizado no extremo leste, e onde está instalado o vértice geodésico é o mais espectacular, fazendo lembrar os modelos teóricos da crioplaneação (Figs. 6.48, 6.51 e 6.52). Trata-se de um pequeno domo, limitado por vigorosos rebordos verticais de 4 m de altura do lado do planalto, e por uma ampla vertente convexo-rectilínea com 170 m de comando do lado sudeste. Especialmente marcante é o contacto abrupto entre a vertente do domo e a superfície do planalto, onde aflora um substrato com uma fina e irregular cobertura de lajes. O topo do domo tem vários metros de largura, e apresenta vários degraus controlados pela fracturação, onde se encontram pias de largura decimétrica a métrica, e profundidade decimétrica, algumas das quais estão abertas, testemunhando uma evolução longa. É possível observar domos semelhantes em vários locais

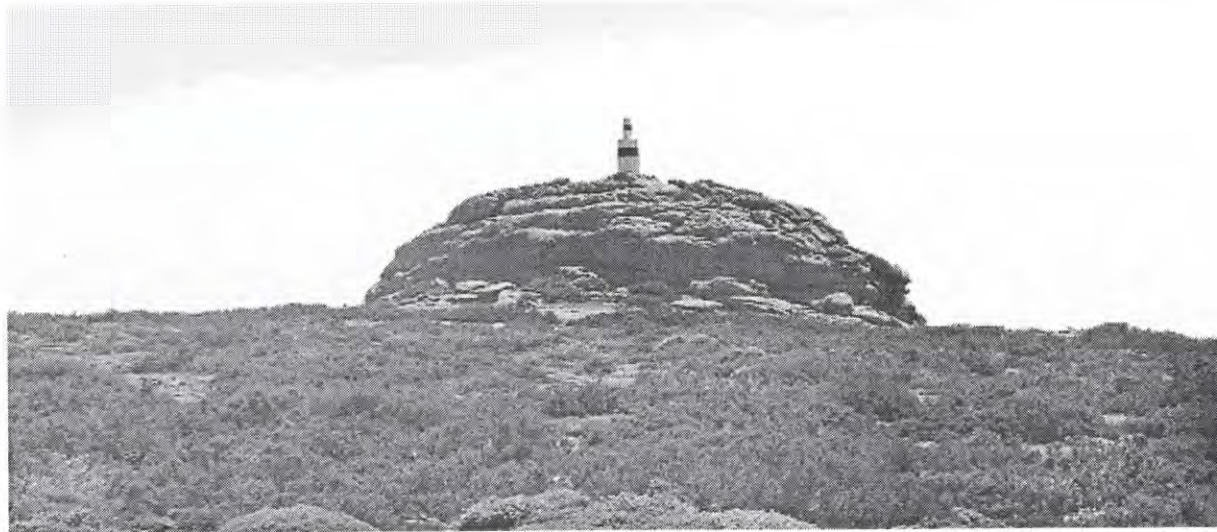


Figura 6.51 – Domo granítico do Curral do Vento fazendo lembrar um resíduo de um amplo terraço de crioplaneação (1656 m). Ver também o carácter geral do planalto na figura 4.48.



Figura 6.53 – Tor dos Poios Brancos talhado no granito de grão médio porfiróide de duas micas (1704 m).

muito diferente (Fig. 6.53). Isto mostra, de modo muito claro, a importância das diferenças litológicas, mesmo tratando-se sempre de granitoides, para a morfogénese, não só ao nível dos processos, mas também, das formas resultantes. Ilustra também as enormes limitações que se verificam ao efectuar interpretações paleoclimáticas apenas a partir do modelado.

Considerando as limitações acima apresentadas, como podemos falar em crioplaneação? O primeiro aspecto que nos fez considerar essa hipótese foi o enquadramento geomorfológico do Planalto do Curral do Vento. Este situa-se a elevada altitude, numa área que esteve fora da acção dos glaciares no UMGSE, e está a apenas 2 km do planalto gémeo do Alto da Pedrice, onde se encontram vestígios de intensa actividade periglaciária, como campos de blocos e lóbulos de pedras. Mesmo no Planalto do Curral do Vento, encontramos um excelente exemplo de um bloco métrico elevando-se verticalmente da superfície plana, o que só se pode explicar por um levantamento criogénico de tipo *frost thrusting* (Fig. 6.54). Posta esta hipótese, surge uma outra questão, que é saber onde estão os gelifractos correlativos da crioplaneação. Esse é, na realidade, um dos maiores problemas, pois a cobertura de blocos no planalto é escassa, e só as lajes existentes têm um volume insuficiente para explicarem a degradação de uma superfície tão ampla.

Um indício da acção da gelifracção, encontra-se na vertente sudeste do Curral do Vento, que está atapetada com blocos angulosos e achatados, decimétricos (Fig. 6.55). Recentemente, a extensão da urbanização nas Penhas da Saúde em direcção ao planalto, levou à abertura de alguns cortes a cerca de 1530 m de altitude, que fornecem novos dados relacionados com a génese do Planalto. Esses cortes expõem depósitos com cerca de 80 cm de espessura, com blocos achatados deitados maioritariamente com o seu eixo maior paralelo ao declive da vertente, e envoltos numa matriz de areia grosseira, grânulos e silte, que em alguns locais se traduz numa estrutura suportada pela matriz, e noutros, suportada pelos clastos ou mesmo em

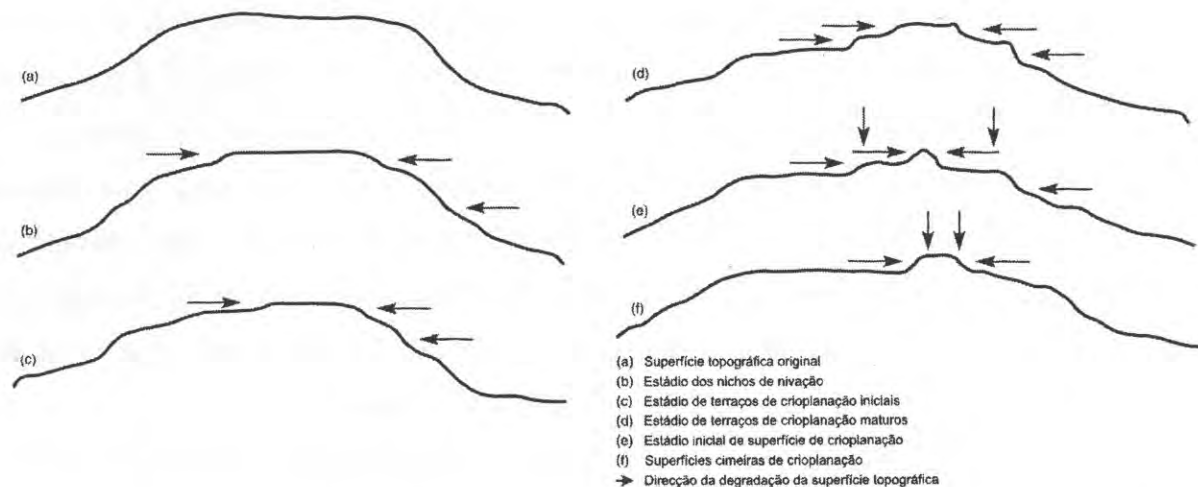


Figura 6.52 – Estádios no desenvolvimento de terraços de crioplaneação segundo J. Demek (1969) em French (1996, p. 179).

do planalto, mas com formas menos perfeitas, sendo de notar a sua existência, apenas nos granitos do Curral do Vento¹⁸.

No granito da Covilhã, que aflora do lado noroeste do planalto, bem como no seu entorno, os afloramentos residuais têm um carácter muito diferente. Tratam-se de típicos *tors*, por vezes com formas acasteladas de tipo *Castle-koppje*, marcados pelas formas arredondadas dos blocos graníticos. O exemplo mais perfeito é o *tor* dos Poios Brancos, localizado em condições topográficas semelhantes às dos afloramentos do Curral do Vento, e tendo estado certamente sujeito às mesmas condições morfoclimáticas, mas que apresenta uma forma

¹⁸ É de notar que na cartografia geomorfológica efectuada, todas estas formas foram classificadas como *tors*.



Figura 6.54 – Bloco levantado pela ação de mecanismos de *frost thrusting* no Planalto do Curral do Vento, próximo dos Poios Brancos, a 1690 m de altitude.



Figura 6.55 – Rebordo sudeste do Planalto do Curral do Vento, sendo de notar os domos residuais que o marginam, bem como a cobertura de clastos angulosos sobre a vertente (1700 m).

open-work (Fig. 6.56). Em alguns locais, a matriz apresenta uma organização fruste em leitos, que mostra ter-se depositado pela ação do escoamento superficial. Em alguns cortes observam-se blocos achatados inclinando no sentido do declive da vertente, e numa estrutura de suporte matricial (Fig. 6.57). É também possível observar-se sob o depósito de vertente um *diamicton* mal calibrado silto-argiloso e de cor acastanhada, com clastos graníticos sub-rolados a subangulosos, e com elevada compactação, e que tem as características de um *till* subglaciário (ver Cap. 3.3.2). Em alguns locais, na matriz,



Figura 6.56 - Corte na vertente sul do Planalto do Curral do Vento a 1530 m de altitude (Penhas da Saúde). A – Aspecto geral do corte, podendo-se notar os blocos angulosos em *open-work*, bem como um nível superior mais fino de suporte matricial; B – Estruturas lamelares no granito alterado ilustrando a ação da segregação de gelo no solo (fotografias: A. Brum Ferreira).

no *diamicton* basal e no substrato granítico alterado encontram-se estruturas lamelares bem desenvolvidas, indicadoras da segregação de gelo no solo e da possível ocorrência de *permafrost* (Fig. 6.56 - ver também Cap. 6.3.11).

As características do depósito tornam evidente a ação do frio, por um lado no provável desalojamento dos blocos por gelifracção, e por outro na possibilidade de ter existido *permafrost* numa fase posterior. Mas a dúvida está no mecanismo que possibilitou a deslocação das lajes numa vertente de apenas 13-16°, sendo que estas se encontram envolvidas num depósito que em vários pontos tem características hídricas que revelam baixa energia de transporte, afastando a hipótese de se tratar de um movimento dominado pela solifluxão.

A hipótese que propomos é a evolução do depósito ter-se feito em condições ambientais marcadas por uma estação fria com baixas temperaturas, neve, e bastante vento, seguidos de estações quentes com temperaturas positivas. Na estação fria, a neve sofria forte transporte eólico, depositando-se preferencialmente nas concavidades e nas áreas mais abrigadas, e sofrendo deflação nas áreas mais expostas (ver Seppälä, 2004), o que deixava expostos os relevos residuais que ainda hoje pontuam a vertente (Fig. 6.58). Estes, por sua vez, desagregavam-se por macrogelifracção originando as lajes referidas, e por outros processos, como a microgelifracção (nos momentos com ciclos gelo-degelo de curta-duração), bem como pela corrosão nivo-eólica. As lajes ao soltarem-se da rocha mãe, caíam em cima da neve, que sujeita à deflação ganhara elevada compactação, proporcionando pequenos deslizamentos das lajes, que depois ficavam expostas à ação da gelifracção e da corrosão durante o resto da estação fria. Na estação quente, com a fusão da neve, as lajes assentavam progressivamente no solo, ao mesmo tempo que os fragmentos ligados à microgelifracção dos



Figura 6.57 – Aspecto de um corte cerca de 100 m ao lado do corte da figura anterior, onde é possível observar os blocos angulosos envolvidos em matriz areno-siltosa, e nitidamente inclinados acompanhando o declive da vertente (1530 m).

afloramentos e das lajes eram transportados pelo escoamento, depositando-se sincronicamente. Em alguns locais o material movimentava-se por solifluxão, como mostram os cortes com clastos inclinados no sentido do declive e envolvidos em abundante matriz maciça, visíveis em algumas partes da vertente.

Processos como os acima descritos podem ter contribuído para modelar todo o planalto, sendo no entanto necessária uma evolução muito longa, que pode ter sido feita em várias glaciações. A escassez de depósito no interflúvio, pode-se também explicar a uma escala temporal mais ampla, em que fases com mais escoamento superficial contribuíram para a lavagem dos finos, expondo as lajes, que se iam desagregando até desaparecerem totalmente. As fases mais frias e secas contribuem essencialmente para a acção da gelifracção, enquanto as fases mais quentes, e marcadas por escoamento superficial intenso, como a situação actual, favorecem a erosão dos finos, deixando as lajes à superfície. É possível que uma evolução semelhante tenha afectado o Alto da Pedrice, embora aí, os relevos residuais do planalto já tenham desaparecido por completo.

A evolução proposta no modelo apresentado deve ter afectado de igual modo os granitos de grão grosseiro porfiróide (da Covilhã), mas estes, mais favoráveis à desagregação em areias e pequenos calhaus, não devem ter originado uma significativa cobertura de blocos. Além disso, a sua maior susceptibilidade à meteorização (física e química), deve ter facilitado a desagregação dos clastos existentes, em areias grosseiras (muito controladas pelos fenocristais de feldspato e de quartzo).

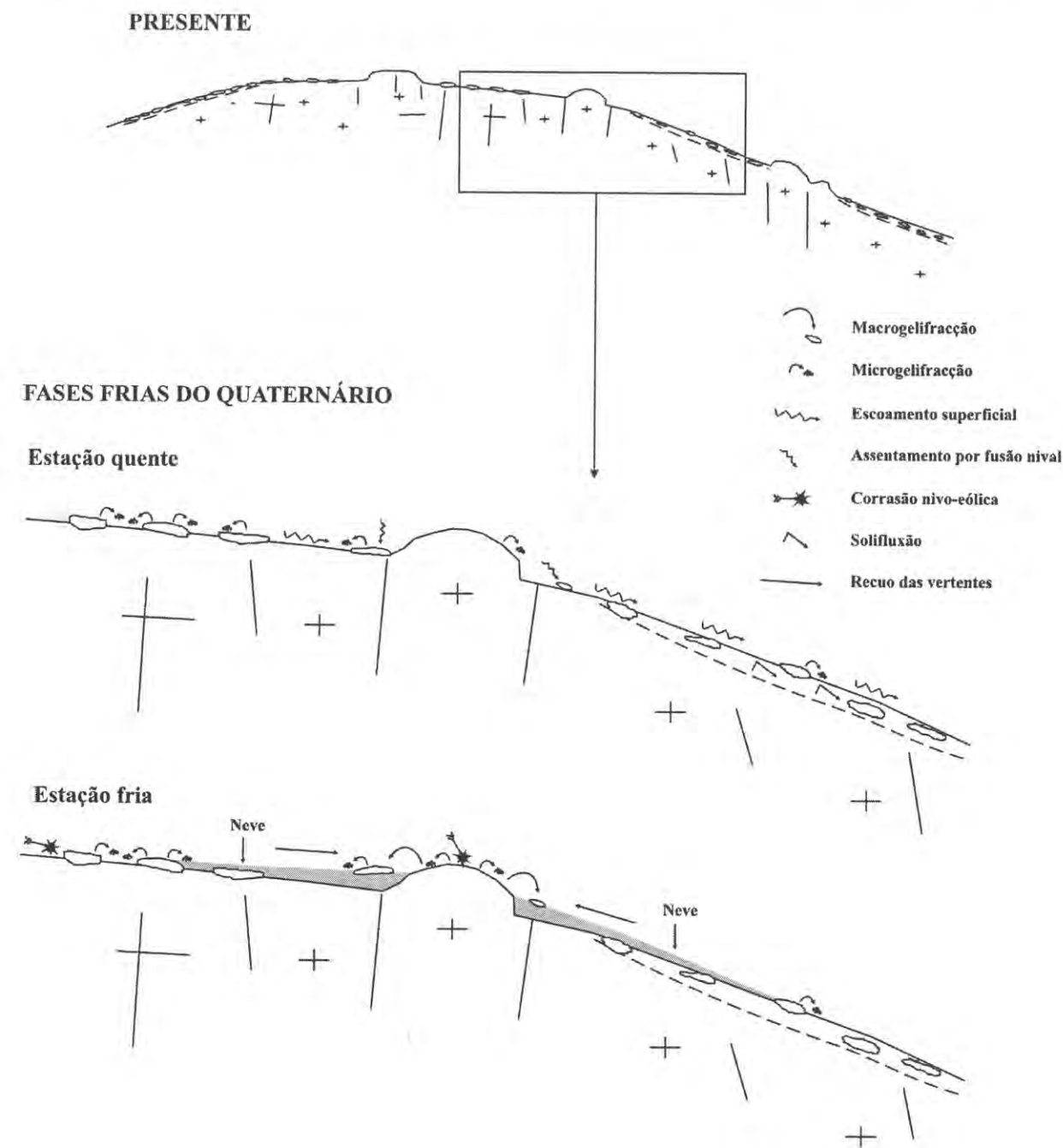


Figura 6.58 – Proposta de evolução do Planalto do Curral do Vento e processos morfogenéticos envolvidos.

A escassez da neve no planalto nas fases mais frias, ligada ao transporte eólico, é apoiada nas observações efectuadas a leste, no sítio do Covão do Teixeira, onde se encontram vestígios morénicos de um pequeno glaciar de abrigo, situado bem abaixo da ALE no UMGSE. A sua ocorrência nesse local, só se pode explicar com uma sobrealimentação nivosa desde o Planalto do Curral do Vento, situado a barlavento. É também significativo referir os trabalhos de Manley (1955, cit. por Rea *et al.*, 1998) e retomados por Rea *et al.* (1998), que tentam estabelecer uma relação entre a amplitude dos planaltos (medida no sentido dos ventos dominantes) e a altitude acima da ALE necessária para que existam glaciares. Essa análise

aponta para que em planaltos localizados ao mesmo nível da ALE, seja necessária uma amplitude superior a 4 km para que se formem glaciares. Ora, o Planalto do Curral do Vento tem uma altitude próxima da ALE no UMGSE, que era de aproximadamente 1650 m (ver Cap. 5.3), e uma amplitude de cerca de 2,3 km, pelo que não parece ter tido condições para o desenvolvimento de glaciares nessa fase. Migoñ (1999) mostrou nas Montanhas Karkonosze no SW da Polónia, a importância dos relevos planálticos no desenvolvimento de glaciares localizados a sotavento. Em particular, o autor refere a importância da forma e amplitude dos interflúvios no desenvolvimento dos glaciares, observações que ajudam também a explicar o glaciar de Covais.

CAPÍTULO 7

O CONTRIBUTO DA GEOMORFOLOGIA PARA O CONHECIMENTO DOS PALEOAMBIENTES DA SERRA DA ESTRELA NO PLISTOCÉNICO SUPERIOR (CONCLUSÃO DA 1ª PARTE)

7.1. ADVERTÊNCIA

O presente capítulo constitui uma síntese das principais informações que se puderam extrair das observações e análises das formas e depósitos glaciares e periglaciares herdados da Serra da Estrela. Apresentamos primeiro a contribuição dos testemunhos geomorfológicos para o estabelecimento de uma cronologia relativa, dando ênfase às indicações paleoambientais que se podem obter da análise destes. Essa parte divide-se nas informações relacionadas com a morfogénese glaciária, e nas referentes à morfogénese periglaciária. Esses dois subcapítulos sistematizam as informações de base que consideramos mais seguras. Segue-se a tentativa de síntese da evolução das condições paleoambientais no Plistocénico Superior, ponto em que integramos as observações geomorfológicas com os resultados dos estudos polínicos de Van der Knaap e Van Leeuwen, e seguidamente com os resultados obtidos através das datações por termoluminescência efectuadas em algumas amostras. São explicadas as limitações da aplicação daquela técnica de datação, e apresenta-se depois uma tentativa de cronologia à luz da termoluminescência, que optámos por apresentar, embora esteja rodeada de incertezas, pelo que deve ser considerada de cariz experimental.

Cabe ainda salientar que, dadas as limitações da cronologia absoluta, e também dadas as distintas possibilidades de posicionamento cronológico dos fenómenos de natureza geomorfológica identificados, mesmo no âmbito de uma cronologia relativa, tentámos, sempre que possível, evitar correlações com trabalhos de outros autores. Cremos que dado o conhecimento actualmente disponível, e que esperamos que possa evoluir significativamente nos próximos tempos, essa é a posição mais segura, pois evita possíveis erros entre indicadores paleoambientais que raramente estão bem enquadrados cronologicamente. Por

isso, apresentamos apenas as hipóteses que consideramos mais seguras, e as referências usadas baseiam-se nos testemunhos palinológicos de outras montanhas ibéricas ou do sudoeste europeu. O mesmo tipo de precaução foi seguida no que respeita à estimação de parâmetros paleoclimáticos com base nos testemunhos geomorfológicos.

7.2. O CONTRIBUTO DOS TESTEMUNHOS GEOMORFOLÓGICOS DE ORIGEM GLACIÁRIA

Como mostrámos atrás, as formas de erosão e os depósitos glaciários são praticamente omnipresentes na paisagem da parte alta da Serra da Estrela, e a sua análise permite extrair várias informações úteis para reconstituição das condições ambientais no Plistocénico Superior. Neste ponto, integramos as observações apresentadas anteriormente e damos particular ênfase ao estabelecimento de uma cronologia relativa dos eventos glaciários. Os resultados das datações absolutas são apresentados no capítulo 7.4.2.

Para tentar estabelecer uma cronologia relativa dos eventos glaciários, baseámo-nos essencialmente nas posições das moreias latero-frontais e laterais, bem como, nalguns casos, em prováveis acumulações de blocos morénicos e em cortes em *till*. Usando estes critérios, verifica-se que dentro de um mesmo vale se encontram frequentemente múltiplas fases de retrocesso e estabilização ou reavanço, que resultaram na formação de moreias. No entanto, fazer uma comparação detalhada entre as moreias dos diferentes vales é algo prematuro, pois não existem praticamente datações absolutas (e as que existem são pouco seguras), e não se efectuaram suficientes estudos de pormenor das características das moreias, como por exemplo, a observação das microformas de alteração, o estudo dos anéis de alteração, dos solos ou da resistência dos blocos usando o martelo de Schmidt. Por isso, a cronologia que apresentamos distingue apenas os principais momentos marcados por moreias ou por grupos de moreias, que pensamos poderem-se correlacionar com segurança entre os diversos vales.

Identificámos, assim, 4 fases principais associadas aos vestígios glaciários (Quadro 7.1). Porém, é de notar que não definimos a duração de cada uma, e que os vestígios integrados numa fase num determinado vale, podem representar um intervalo de tempo mais longo, do que os vestígios de outro vale, e que estão integrados nessa mesma fase. Isso relaciona-se com as diferenças nos testemunhos encontrados entre os vales, que não são sempre comparáveis, facto que se pode dever a vários factores, como por exemplo, diferentes comportamentos das línguas glaciárias (ver Cap. 5.3.4), ou à erosão de eventuais moreias que tenham existido anteriormente.

A classificação adoptada baseia-se na posição das moreias ou dos *till*, e segue o esquema terminológico geralmente adoptado pelos geomorfólogos espanhóis, que usam como critério relativo as fases externas e internas, referindo-se a, respectivamente, uma maior e menor extensão das línguas glaciárias (ver por exemplo: Gómez Ortiz e Salvador i Franch, 1998; Serrano *et al.*, 2002). No caso da Serra da Estrela, tomámos como referência a fase de

Quadro 7.1 – Testemunhos e vestígios de depósitos glaciários na Serra da Estrela, e respectiva interpretação cronológica. Entre parêntesis está indicado o número das principais cristas morénicas.

	Fase Externa	UMGSE	Fases Internas	
			1	2
Vale do Alva (Covão do Urso)		Moreia do Covão do Urso Moreias do Sabugueiro (3)	Arcos de recessão (12)	
Vale da Caniça (Covão Grande)		Moreias de Porto dos Bois (2)	Moreia do Cerro do Carvalhalzinho Arcos de recessão (8)	
Vale de Loriga		Moreias de Loriga (2)	Moreia do Geraldo	
Vale de Alvoco		Moreia da Fonte de Bitoiro (?)		
Vale de Estrela		Moreia do Vale da Estrela		
Vale de Alforfa		Moreia da Pedra Figueira	Arcos de recessão (9)	Moreias internas (3)
Penhas da Saúde	Till das Penhas da Saúde ?			
Nave de Santo António		Moreia do Teleférico	Moreia do Poio do Judeu	
Vale do Zêzere		Moreia das Caldas de Manteigas	Moreia dos Covões	Moreia Espinhaço Cão Moreia Candeeirinha
Vale da Candeeira		Moreia do Piornal Moreias C1	Moreias nas vertentes	
Vale de Beijames (Lagoa Seca)	Moreia e Till do Vidoeiro	Arcos morénicos da Lagoa Seca (4)		
Alta Barroca das Lameiras	Blocos morénicos ?			

Nota: nas fases internas a correlação entre vales é difícil, e por vezes, dentro de uma mesma fase interna, podem haver diferenças significativas na posição das moreias, mesmo dentro de cada vale.

formação das grandes moreias, que foi definida por Daveau (1971) de modo muito próximo à nossa perspectiva¹, e que designamos, por **Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela (UMGSE)**. Este deve tratar-se do episódio mais recente de máxima extensão glaciária, sendo claramente aquele que deixou mais testemunhos, em especial no que concerne às formas de acumulação².

Numa posição denunciando uma glaciação mais extensa do que o UMGSE, encontrámos alguns testemunhos que parecem ser glaciogénicos, e que traduzem a **fase externa**. Os testemunhos encontrados são acumulações morénicas e *till* (moreia do Vidoeiro – Vale de Beijames – ver Cap. 3.3.2), blocos esparsos, mas numa posição que sugere tratarem-se de restos de moreia (Alta Barroca das Lameiras – ver Cap. 4.6), e um *till* subglaciário provável (Penhas da Saúde – ver Cap. 3.3.2). A falta de testemunhos tipicamente glaciários nestas áreas, e em especial a presença de formas do modelado granítico, como *tors* entre a margem

glaciária do UMGSE, e a fase externa, levam-nos a pôr a hipótese de se tratarem de vestígios de uma fase antiga da Última Glaciação, ou mesmo de uma glaciação anterior.

Distinguímos ainda as **fases internas 1 e 2**, que são posteriores ao UMGSE e são marcadas por arcos morénicos normalmente confinados aos vales. A existência de conjuntos de arcos morénicos de recessão em vários vales, bem como o seu número relativamente próximo nos vales do Alva (12), Caniça (8) e Alforfa (9) levaram-nos a individualizar a fase interna 1. Esta fase é marcada por um primeiro retrocesso, com vários avanços e recuos repetidos. A inclusão de moreias como a do Poio do Judeu e dos Covões (Vale do Zêzere), ou a do Geraldo (Vale de Loriga) não implica necessariamente que elas sejam correlativas dos arcos morénicos; traduz antes um primeiro retrocesso e estabilização nesses vales, e é aliás esse, o significado da fase interna 1. Neste sentido, a fase interna 2, reflecte já uma estabilização depois de um retrocesso significativo, localizando-se as moreias já numa posição afastada das do UMGSE. Note-se, que esta fase no Vale do Zêzere, inclui as moreias do Espinhaço de Cão e da Candeeirinha, que estão afastadas cerca de 1,4 km.

Um outro problema interessante e com possíveis implicações paleoclimáticas, é o facto de se encontrarem restos de saprólito, blocos pedunculados e areias graníticas dentro da área glaciada, como sucede entre a Fraga das Penas e a Portela dos Azimbres (Vale da Candeeira), e no Covão do Boi. São, provavelmente, restos dos mantos de alteração terciários (que ainda cobrem vários sectores da serra fora da área glaciada) que resistiram à erosão glaciária. Isso pode ter-se devido a: 1) a erosão não ter sido suficientemente prolongada e/ou intensa para os destruir; 2) ou os glaciares serem de base-fria, pelo menos em alguns locais (note-se que mostrámos que eles eram maioritariamente de base-quente), e como tal não tinham capacidade erosiva junto ao leito. As duas hipóteses estão ainda em aberto, mas a ocorrência de *permafrost* no Plistocénico Superior e a possibilidade do campo de gelo de planalto ser menos espesso num LGM frio e seco sugerem que a segunda hipótese merece ser aprofundada.

¹ A única diferença mais significativa é a posição máxima da frente do Glaciar do Zêzere (ver Cap. 4.9).

² Isto, porque as formas de erosão podem ser policíclicas.

7.3. O CONTRIBUTO DOS TESTEMUNHOS GEOMORFOLÓGICOS DE ORIGEM PERIGLACIÁRIA

A importância dos vestígios geomorfológicos de origem periglaciária na Serra da Estrela tem sido apontada por diversos autores, mas os seus traços gerais, foram expostos por Daveau (1973). No essencial, eram conhecidas evidências que indicavam a importância da macrogelifracção, tanto fora da área glaciada, como no seu interior, sendo a referência principal, a vertente de blocos da Pedrice. Daveau referiu também casos de depósitos estratificados de vertente, e depósitos de tipo *head*, que sugeriam a acção da solifluxão, e depósitos grosseiros ligados a escoadas de detritos.

No presente trabalho, retomámos os depósitos que Daveau descrevera, e que ainda são visíveis, e aproveitando a existência de novos cortes em depósitos de vertente, procedemos também ao seu estudo, bem como das associações de formas e depósitos indicadoras de uma morfogénese periglaciária ou crionival. Contudo, é um trabalho que se encontra em fase inicial, e que conhecerá desenvolvimentos futuros, que certamente fornecerão novas informações, em particular no que se refere a definir com maior precisão a génese dos depósitos, bem como a aprofundar o seu significado cronoestratigráfico. Nesta conclusão, apenas sistematizamos os principais aspectos relativos à génese dos depósitos (ver Quadro 7.2), pois apresentamos uma tentativa de síntese paleoambiental no Cap. 7.4, onde são integradas as observações dos dados glaciários, com as periglaciárias e crionivais.

Os cortes em depósitos de vertente são normalmente peliculares, não ultrapassando de modo geral, 1 a 2 m de espessura. À luz do conhecimento actual, não é ainda possível atribuir-lhes um significativo valor cronoestratigráfico e só muito dificilmente são datáveis, embora em alguns casos existam níveis orgânicos com potencial através do método do radiocarbono, como foi o caso da datação obtida no depósito de São Gabriel³. Quase todos os cortes em depósitos de vertente, se localizam fora da área glaciada no Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela (UMGSE), o que não quer dizer que não ocorram depósitos dentro dela. Isso deve-se à escassez de cortes e ao facto de normalmente exporem sedimentos glaciários.

Nos depósitos de vertente estudados, dominam os gerados por **escoadas de detritos**, que foi um processo importante na evolução das vertentes, não só dentro da área glaciada, como testemunham os abundantes cones de detritos, mas também fora dela. O corte de São Gabriel (Manteigas), que expõe, em parte, um cone de detritos, forneceu uma datação por

³ Devido a limitações orçamentais, não foi possível efectuar outras datações.

radiocarbono de um nível orgânico, de cerca de 26 ¹⁴C ka BP. Por outro lado, o corte do campo de futebol de Manteigas forneceu uma idade de cerca de 10,6 TL ka BP⁴. Há ainda a acrescentar o corte da Vila Belo Horizonte (Vale de Alforfa), com vestígios de escoadas de detritos antigas, provavelmente pré-UMGSE, como testemunham os blocos totalmente alterados que se encontram no depósito. Estes dados sugerem que as escoadas de detritos ocorreram em distintos períodos, sendo de acrescentar, que elas ainda hoje são activas, o que mostra que são recorrentes no tempo. Aliás, é difícil atribuir-lhes um verdadeiro sinal climático, pois podem ser causadas por distintos mecanismos, embora os que são normalmente apontados como mais importantes, sejam os episódios de chuva intensa (Rapp, 1960; Van Steijn *et al.*, 2002). Isso quer dizer, que as escoadas de detritos são claramente processos azonais, ocorrendo desde os climas semiáridos quentes até aos climas marítimos subantárticos (Van Steijn *et al.*, 2002), e marítimos antárticos (Vieira e Ramos, 2003). Dadas estas considerações, bem como o carácter ubíquo das escoadas de detritos na Serra da Estrela, pensamos que é um processo que pelo menos desde o Plistocénico Superior esteve sempre activo, embora nos vales glaciados deva ter assumido particular actividade na fase paraglaciária.

Ainda no que respeita às escoadas de detritos, é importante notar que em vários cortes da bacia de Manteigas, se encontra um sedimento areno-siltoso, de espessura métrica, e de estrutura maciça na parte inferior do depósito, que é cortado por depósitos de escoada de detritos, que se lhe sobrepõem. É possível que esse material fino visível em vários cortes, seja correlativo do material fino datado no campo de futebol, mas independentemente disso, a hipótese que propomos, é tratarem-se de depósitos de escoadas de solos⁵ (*earth flow*) relacionadas com a erosão dos mantos de alteração das partes mais elevadas das vertentes. E dados os testemunhos encontrados da existência de *permafrost*, é tentador relacionar esses depósitos com a degradação do *permafrost* da parte alta das vertentes no final do Plistocénico.

Um outro processo azonal é o escoamento superficial, e vestígios deste ocorrem em vários depósitos, embora nalguns casos, se possa pensar que se tratam de episódios ligados à fusão da neve em vertente com escassa ou nula cobertura vegetal, como sucede, quer no Souto do Concelho, quer na Pracota.

Quanto à **solifluxão**, ela surge também em vários cortes e depósitos, fora e dentro da área glaciada (por exemplo, nas Salgadeiras). Isto quer dizer, que ela foi activa após a deglaciação

⁴ É de notar que esta datação, obtida por termoluminescência, tem muitas limitações (ver capítulo 7.4.2).

⁵ Ver Zêzere (1999).

do planalto superior, nada levando a crer, que o mesmo não tenha sucedido nas áreas marginais durante o UMGSE. Os cortes de São Gabriel e do Souto do Concelho, com altitudes relativamente baixas, podem ser testemunhos disso, mas sem datações é impossível dizê-lo com certeza, não se podendo afastar a hipótese de serem mais recentes. Por outro lado, merecem referência os cortes do Cadaval e de São Sebastião, embora permaneçam algumas dúvidas na sua interpretação, que apontam para a ocorrência de mantos de solifluxão em vertentes sem vegetação.

A **solifluxão** é também testemunhada pela presença de lóbulos de pedras, tanto no Planalto da Torre, como fora dele, mas sempre acima de 1700 m. Porém, este limite altitudinal, pouco significa, pois os lóbulos de pedras apenas surgem nos granitos de grão fino de duas micas da Pedrice, e de grão médio moscovítico da Estrela, e em locais de declive suave a moderado, que nessas litologias, são muito raros abaixo da altitude referida. Os lóbulos de pedras encontrados no Alto da Pedrice e nas Salgadeiras, pela sua espessura, sugerem a existência de *permafrost*, embora este não seja condição necessária para a sua ocorrência.

No que se refere ao *permafrost*, foram encontrados vestígios da sua ocorrência dentro e fora da área glaciada. Os principais são o **glaciar rochoso da Pedrice**, os **glaciares rochosos de frente de talude da Pedrice** e os **vestígios de segregação de gelo** encontrados em vários depósitos acima de 700 m de altitude, mas mais desenvolvidos acima de 1350 m, **afectando mesmo os depósitos glaciogénicos do UMGSE**. Estas observações sugerem uma fase pós-UMGSE com *permafrost*, que corresponderia já a um momento em que a frente do glaciar de Alforfa, pelo menos, se encontrava a 1320 m de altitude (fase interna 2), ou seja, a uma fase avançada da deglaciação. É difícil apontar se é um momento mais frio na deglaciação, ou se é o resultado de uma maior secura, que poderia também ter contribuído para a subida da ALE e retrocesso glaciário. É mesmo possível, que a presença dos pequenos glaciares rochosos de frente de talude no interior da área glaciada, possa resultar de uma agradação local no *permafrost*, apenas favorecida pela existência de um novo espaço originado pelo retrocesso glaciário, mesmo em condições ambientais com tendência para o aquecimento. Isto é, o *permafrost* podia já existir acima da margem glaciária na vertente de blocos, mas com o retrocesso do glaciar, houve condições para a deformação do material da vertente por *permafrost creep*, que assim foi ocupar a base daquela.

Quanto ao glaciar rochoso da Pedrice, é provável que ele se tenha formado durante o UMGSE, e que se tenha mantido activo até ao momento da formação dos glaciares de frente de talude descritos acima.

Quadro 7.2 – Principais depósitos de vertente e vestígios periglaciários e crionivais fósseis na Serra da Estrela

	Local	Altitude (m)	Litologia	Génese principal	Rel. MUGSE*
Depósitos de vertente	Pessôlas	1300	Granito grão grosseiro porfiróide duas micas (Seia)	Solifluxão?	F
	São Sebastião	1010	Granito grão grosseiro porfiróide duas micas (Seia)	Solifluxão?/Escoradas de detritos?	F
	Pracota	1000	Corneanas + granito médio biotítico	Escoramento → Solifluxão	F
	Souto do Concelho	700	Corneanas + granito médio biotítico	Escoramento → Solifluxão?	F
	Vila Belo Horizonte	1260	Granito grão fino duas micas (Pedrice)	Escoradas de detritos + Solifluxão	F
	Campo Futebol Manteigas	900	Granito médio biotítico (Manteigas)	Escoradas de detritos	F
	São Gabriel	680	Granito médio biotítico (Manteigas)	Escoradas de detritos + Escoramento + Solifluxão	F
	Avessceira	710	Granito médio biotítico (Manteigas)	Escoradas de detritos + Escoramento fluvial	F
	Cascalvo	1410	Granito grão médio moscovítico (Estrela) – C. Falha	Escoradas de detritos + Desabamentos	D
	Rib. da Vila (Manteigas)	840	Granito médio biotítico (Manteigas)	Escoradas de detritos	F
Campos de Blocos	Pedrice	1720-1750	Granito grão fino duas micas (Pedrice)	Macroglaciificação?	F
	Campano Gordo	1870	Granito grão médio moscovítico (Estrela)		F
	Planalto da Torre	>1800	Granito grão médio moscovítico (Estrela)		D
Vertentes de Blocos	Pedrice	1250-1750	Granito grão fino duas micas (Pedrice)		F/D
	Póios Brancos	1650	Granito grão fino duas micas (Pedrice)		F
	Torreiro	1780	Granito grão médio moscovítico (Estrela)	Macroglaciificação?	F
	Beijames	800-1300	Corneanas (?)		F
Correntes de blocos	Planalto da Torre	1950	Granito grão médio moscovítico (Estrela)	Solifluxão	D
Blocos levantados	Alto da Pedrice	1870	Granito grão fino duas micas (Pedrice)		F
	Campano Gordo	1750	Granito grão médio moscovítico (Estrela)	Crioculpção	F
Lóbulos de Pedras	Alto da Pedrice	1700-1750	Granito grão fino duas micas (Pedrice)		F
	Salgadeiras	1820	Granito grão médio moscovítico (Estrela)	Solifluxão	D
	Campano Gordo	1800	Granito grão médio moscovítico (Estrela)		F
Glaciares Rochosos de Frente de Talude	Pedrice	1320-1340	Granito grão fino duas micas (Pedrice)	<i>Permafrost creep</i> ?	D
Glaciares Rochosos	Pedrice	1220-1300	Granito grão fino duas micas (Pedrice)	<i>Permafrost creep</i>	F
Terraços de crioplanagem	Curral do Vento	1600-1700	Granito de grão médio de duas micas (C. Vento)	Macroglaciificação?	F
Estruturas Lamelares no Solo	Lagoa Seca	1380	Till de fluxo		D
	Covão da Malhada	1500	Depósito de vertente de escoamento		F
	Lagoado	1350	Till de deformação		D
	São Sebastião	1010	Depósito estratificado de vertente		F
	Penhas da Saúde	1540	Diamiction compacto, substrato alterado		F
	Souto do Concelho	700	Depósito de vertente		F

* F - Fora da área glaciada no MUGSE; D - Dentro da área glaciada no MUGSE

Os outros testemunhos geomorfológicos que sugerem uma actividade periglaciária significativa são os **campos** e as **vertentes de blocos**, ligados à **macrogelifracção**. É de notar, uma clara influência litológica dos granitos de grão fino e médio no tipo de fracturação, pois basta um pequeno afloramento destes, no seio de granito porfiróide de grão grosseiro, para que ele se fracture em blocos angulosos, enquanto no material envolvente apenas se encontram areias e clastos esparsos. Situações semelhantes, embora com blocos de menor dimensão, ocorrem nas auréolas de metamorfismo de contacto.

Os campos e vertentes de blocos mais desenvolvidos situam-se fora da área glaciada, e a sua extensão contrasta com a daqueles situados no planalto glaciário, que são muito menores e de carácter pelicular. Isto sugere que os campos de blocos e vertentes de blocos, como o da Pedrice, tiveram uma evolução muito longa, e provavelmente sofreram a acção de várias glaciações. No entanto, a fracturação e a desagregação superficial dos seus blocos deve ter continuado mesmo depois do UMGSE, pois não se notam diferenças significativas entre a dimensão das pias de alteração encontradas nos blocos do Planalto da Torre e nos blocos do Alto da Pedrice.

Finalmente, referimos a ocorrência provável de **terraços de crioplaneação** no Planalto do Curral do Vento. De facto essa área parece reflectir também uma evolução prolongada, provavelmente semelhante à da Pedrice, mas marcada pelas diferenças litológicas entre os granitos, com consequências no modo de desagregação. O granito do Curral do Vento parece desagregar-se mais facilmente, e como tal, à superfície encontram-se especialmente lajes esparsas envoltas em material areno-siltoso; enquanto o granito da Pedrice, parece desagregar-se mais dificilmente mantendo por isso uma cobertura mais espessa de blocos angulosos.

Em síntese, as novas observações em depósitos e associações com formas periglaciárias, mostram que na Serra da Estrela existiram, de facto, **condições tipicamente periglaciárias no Plistocénico Superior**. Os dados apontam para a ocorrência de *permafrost* depois do UMGSE, já numa fase avançada de recessão glaciária. A macrogelifracção, bem como processos ligados à solifluxão estiveram activos no Planalto da Torre depois da fusão do glaciar que o ocupava, o que não significa que a montanha não estivesse ainda glaciada, como discutimos acima. As observações efectuadas nas formas e depósitos localizados fora da área glaciada, não esclarecem de modo objectivo, para já, qual a sua idade, embora muito provavelmente, pelo menos nas partes altas da montanha, como os planaltos da Pedrice e do Curral do Vento, se verificassem condições periglaciárias no UMGSE. No que se refere aos testemunhos encontrados nos vales, eles apontam para a ocorrência de um solo gelado

sazonal, pelo menos acima de 700 m de altitude, embora também não seja ainda possível definir o momento da sua ocorrência.

No que respeita ao contributo que os testemunhos geomorfológicos de natureza periglaciária podem dar para a reconstituição paleoclimática, eles são apenas aflorados, pois estão limitados pelo problema da indefinição cronológica, e mesmo das possíveis diferenças de idade dos testemunhos encontrados. Tendo em conta estas limitações, os fenómenos que dão indicações paleoclimáticas mais seguras, são os glaciares rochosos, que contudo são escassos, só se tendo encontrado um caso mais desenvolvido. Em primeiro lugar, é necessário salientar que os glaciares rochosos ocorrem onde existe *permafrost* e acumulações de detritos, o que sucede entre o limite inferior do *permafrost* e a altitude da linha de equilíbrio glaciária (Haeberli, 1990). Os glaciares rochosos são mesmo os indicadores mais importantes e mais seguros da existência de *permafrost* de montanha (King *et al.*, 1992). O comportamento oposto entre a ALE e o limite inferior do *permafrost* de montanha⁶ é há muito conhecido: com a descida em altitude da ALE, verifica-se geralmente uma subida do limite inferior do *permafrost* (Harris e Corte, 1992 citando Ahlmann, 1924; Shumskii, 1964; Haeberli, 1978, 1983).

É também importante referir que a cintura altitudinal de formação potencial de glaciares rochosos é definida por temperaturas médias anuais do ar (TMAA) inferiores a cerca de -1°C e por valores de precipitação inferiores a cerca de 2000 mm (Haeberli, 1990). Observações sistemáticas nos Alpes Suíços levaram à identificação das exposições mais favoráveis para a ocorrência de *permafrost*, tendo-se verificado que em vertentes com mais de 20°, ele surge preferencialmente em exposições a NW. No entanto, a principal dissimetria na distribuição ocorre entre os quadrantes W e NE, com *permafrost* mais desenvolvido, e as vertentes E e SW, com *permafrost* só a elevada altitude (cf. Haeberli, 1975 em Keller, 1992). Isso deve-se à conjugação dos principais factores que controlam as temperaturas médias anuais do solo, e que são: a temperatura média anual do ar, a radiação, e a cobertura de neve (Keller, 1992). Mas a questão da estimação do limite inferior do *permafrost* com base nas TMAA, é complexa, e estudos recentes nas montanhas do Sul da Noruega indicam que o *permafrost* descontínuo surge apenas com TMAA de -4°C (Hoelzle *et al.*, 2001). Este limite térmico relativamente baixo deve-se, provavelmente, à espessa cobertura de neve.

Tendo em conta os apontamentos expostos, pode-se concluir que no momento de formação do glaciar rochoso da Pedrice, as TMAA seriam, no máximo, de cerca de -1°C a 1350 m de

⁶ Segundo Harris e Corte (1992), a designação *permafrost* de montanha refere-se às situações com *permafrost* nas regiões de montanha e sem *permafrost* nas terras baixas adjacentes.

altitude⁷. Usando um gradiente térmico altitudinal médio de $-0,65^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, verifica-se que no Planalto do Alto da Pedrice, onde se encontram outros testemunhos de actividade periglaciária, a TMAA seria provavelmente, na mesma fase, de -3 a -4°C , enquanto, no Alto da Torre, se pode estimar um valor de cerca de $-6,2^{\circ}\text{C}$. Tendo em conta a temperatura média anual nas Penhas Douradas (9°C nas normais de 1941-70), estação que se localiza aproximadamente à mesma altitude da RILA do glaciar rochoso da Pedrice, verifica-se que na fase de formação do glaciar rochoso houve, pelo menos, uma redução da TMAA de 10°C . Caso essa fase seja correspondente ao LGM, verifica-se que o valor obtido está de acordo com outras observações efectuadas em Portugal com base em testemunhos geomorfológicos. É o caso de Brosche (1982), que indica uma diminuição de temperatura de 8 a 10°C , valor que é apoiado por Ferreira (1985) a partir de observações na região a norte de Lisboa, e de Texier e Meireles (2003), que indicam uma redução de 6,5 a 12°C a partir de observações de depósitos na Serra do Caramulo.

⁷ Esta é a altitude da RILA (*Rock Glacier Initiation Line Altitude*), conceito introduzido por Humlum (1988) para definir a altitude de formação de um glaciar rochoso. Segundo o mesmo autor, a RILA é sempre inferior ou igual à ALE, caso contrário, em vez de se formar um glaciar rochoso, existiria um glaciar.

7.4. UMA SÍNTESE PRELIMINAR DA EVOLUÇÃO DAS CONDIÇÕES AMBIENTAIS NO PLISTOCÉNICO SUPERIOR.

7.4.1. O contributo da integração dos dados geomorfológicos e das análises polínicas de Van der Knaap e Van Leeuwen

Como referimos antes, os dados geomorfológicos indicam a ocorrência de uma fase de máximo glaciário antiga (**fase externa**), marcada por testemunhos mal definidos, e que ocorrem em posição externa em relação à fase de máxima extensão glaciária tradicionalmente identificada na Serra da Estrela, que designamos por **fase do Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela (UMGSE)**. Porém, esses testemunhos geomorfológicos, pouco permitem avançar no que se refere a uma cronologia absoluta, e só para o Tardiglaciário (*Lateglacial*) é que, com a ajuda dos dados das sondagens polínicas publicados por Van der Knaap e Van Leeuwen (1997), é possível tentar estabelecer algumas correlações. Neste âmbito, há algumas observações que merecem ser destacadas (ver Quadro 7.3):

1) Os **campos de gelo de planalto são muito sensíveis a pequenas subidas na ALE**, em particular quando estas ocorrem acima da altitude mínima do campo de gelo (ver Cap. 5.3). Isso porque, mesmo uma pequena subida altitudinal vai afectar uma grande área do campo de gelo, tendo consequências importantes no balanço de massa glaciário. Isto significa que os glaciares da Estrela deviam ser muito sensíveis às oscilações nas características climáticas, e em particular, da temperatura e precipitação; mas significa também que a morfologia da Estrela pode ser particularmente sensível ao clima, de tal forma que uma glaciação relativamente extensa pode ser iniciada em relativamente pouco tempo, o que faz com que a serra tenha um interesse acrescido nas reconstituições paleoclimáticas.

2) Os conjuntos de arcos morénicos de recessão da **fase interna 1** encontram-se sempre relativamente próximos dos limites glaciários do **UMGSE**, e as moreias da **fase interna 2** surgem mais afastadas para montante. Este padrão sugere um **retrocesso dos glaciares lento na fase interna 1, e depois, mais rápido, ou com fraca capacidade erosiva, na fase interna 2 (escassas moreias)**. Isso, aliás, está de acordo com uma subida inicial da ALE dentro do âmbito dos vales glaciados com recessão limitada a jusante, e depois, uma subida já no âmbito do campo de gelo, e com uma recessão maior.

3) É interessante notar, que parece existir uma **dissimetria W-E nas acumulações morénicas que integrámos na fase interna 2**, pois estas são mais frequentes nos vales do

lado oriental da serra, e em particular no vale do Zêzere, onde parecem ter existido pelo menos 3 fases com formação de moreias no vale. Será que a dinâmica das línguas glaciárias foi diferente a oeste e a leste? Voltamos a esta questão adiante, mas é possível que em condições de frio e secura, a **deriva nivo-eólica de oeste para leste no planalto, tenha sido importante no balanço de massa glaciário, originando diferenças significativas na ALE, que resultariam em glaciares a leste mais dinâmicos do que os localizados a oeste.** Os primeiros podiam ter fases de reavanço inseridas no retrocesso generalizado da fase interna 2, enquanto nos segundos predominava o retrocesso sem formação de moreias importantes.

4) **Após a fusão do campo de gelo de planalto** houveram ainda condições de frio suficiente, para que o planalto fosse influenciado por um **clima periglaciário**, como testemunham os lóbulos de pedras e os pequenos campos, vertentes e correntes de blocos que se encontram no Planalto da Torre – Cume.

5) Os estudos polínicos efectuados no Charco da Candeeira por Van der Knaap e Van Leeuwen (1997) mostram que a sedimentação orgânica apenas começou há cerca de **14,8 cal. ka BP** e que, **provavelmente, nesse momento ainda existia gelo nos circos.** Os mesmos autores referem que a sedimentação na **Lagoa do Pachão** se inicia apenas no Holocénico, o que parece indicar que ela **só terá sido deglaciada no final do Tardiglaciário (ca. 12 cal. ka BP).** É de notar que a Lagoa do Pachão se situa a 1670 m de altitude na cabeceira da Candeeira, que é um local favorável à acumulação da neve soprada do planalto, e que por isso, poderá facilmente ter permanecido glaciada depois da fusão do campo de gelo. Os mesmos autores, com base na sondagem do Charco da Candeeira, referem a existência de **condições periglaciárias no Dryas Recente** (11,6 a 12,4 cal. ka BP, zona polínica LG5) e também no **Bolling** (14,3 a 14,8 cal. Ka BP, zona polínica LG1). Estes dados não são suficientes para datar os testemunhos periglaciários do Planalto da Torre, mas sugerem que ainda no Dryas Recente terão existido condições para que se formassem. Também não permitem datar a fusão do campo de gelo do Planalto da Torre, mas é provável, considerando aquilo que dissemos acima, que tal tenha ocorrido antes de 12 cal. ka BP, momento em que os glaciares desapareceram da Lagoa do Pachão. É de notar que as condições frias do Dryas Recente são evidentes em diversas sondagens polínicas nas montanhas da Península Ibérica (por ex.: Muñoz Sobrino *et al.*, 2001, 2004) e também no Maciço Central francês (Reille *et al.*, 2000).

6) Merece ainda uma nota o facto de ter existido um pequeno glaciar no circo exposto a leste de Covais, provavelmente correlativo do UMGSE, com uma ALE estimada de 1280-1290 m, valor quase 400 m inferior à ALE regional. Esse glaciar não tinha alimentação de

Quadro 7.3 – Tentativa de síntese das principais fases da evolução geomorfológica da Serra da Estrela no Pleistocénico Superior, com base nos testemunhos glaciários e periglaciários. Os pontos de interrogação indicam a existência de possibilidades de actividade em cada fase.

Fase	Descrição	Testemunhos geomorfológicos com valor cronológico relativo	Principais testemunhos geomorfológicos com valor paleoclimático, mas com limitações para uma cronologia relativa					Idade Provável
			Glaciares rochosos de frente talude	Glaciar rochoso Pedrice	Campo e vertente de blocos Pedrice	Terraços crioplanação do C. Vento	Lenticulas de gelo	
Paraglaciário	Dinâmica de vertentes nos vales glaciários	Taludes e cones de detritos nos vales glaciários						
	Dinâmica periglaciária no Planalto da Torre, e prováveis glaciares residuais nos circos	Vertentes de blocos, lóbulos de pedras e correntes de pedras no Planalto da Torre (+ palinologia)	?	?	?	?	?	12 ka*
Tardiglaciário (?)	Fusão do campo de gelo de planalto, glaciares nos altos vales ?	Definido pela transição entre a morfogénese glaciária e periglaciária no Planalto da Torre	?	?	?	?	?	
	Vários episódios de recessão e estabilização glaciária nos vales	Moreias laterais e latero-frontais nos vales	?	?	?	?	?	
Fases Internas	1	Recessão glaciária intermitente nos vales		?	?	?	?	30 TL ka? (L. Seca)
	2	Vários episódios de recessão e estabilização glaciária nos vales		?	?	?	?	
UMGSE	Estabilização e formação das principais moreias	Moreias bem definidas, formas de erosão glaciária, terraços de obstrução lateral, depósitos fluvio-glaciários, linhas de corte glaciárias, umbrais		?	?	?	?	33 TL ka? (Sr° do Desterro)
Fase externa (?)	Máxima extensão glaciária, mas vestígios geomorfológicos seguros são escassos	Blocos morénicos (?) esparsos, till, formas de erosão glaciária atípicas			?	?	?	

* Charco da Candeeira - Van der Knaap e Van Leeuwen (1997).

gelo de montante, e desenvolvia-se à custa da neve soprada do planalto, que se acumulava no circo em posição particularmente abrigada. Isto mostra que, **mesmo sem campo de gelo de planalto, era possível a existência de pequenos glaciares nos circos das cabeceiras dos vales**; ou seja, se aplicarmos este conceito para a deglaciação do campo de gelo de planalto, é provável, que no momento em que ele fundiu, ainda existissem glaciares nos circos abrigados e a altitudes inferiores. Esta observação favorece também aquilo que referimos acerca do maior dinamismo dos glaciares da parte leste da serra.

7) Os testemunhos periglaciários da área oriental da serra, em especial do sector do Alto da Pedrice, são difíceis de enquadrar numa cronologia relativa, podendo ter ocorrido em distintas fases, devendo ter como limite mínimo o Dryas Recente. Pode-se afirmar também, que para **os glaciares rochosos de frente de talude o limite máximo de idade é a fase interna 2**.

8) Depois da deglaciação os vales foram afectados por uma **fase paraglaciária**, fortemente marcada pela dinâmica de vertentes e formação de taludes e cones de detritos.

7.4.2. O possível contributo das datações por termoluminescência para a cronologia da deglaciação

a) As limitações das datações por termoluminescência

A luminescência é a luz emitida por um cristal de um mineral (especialmente o quartzo ou os feldspatos), quando aquecido ou exposto à luz. A luz emitida como resposta ao aquecimento é referida como termoluminescência ou TL (Lamothe *et al.*, 1984), enquanto a luz emitida em resposta à exposição aos comprimentos de onda do visível é designada por luminescência estimulada opticamente (OSL), e em resposta à radiação infra-vermelha, é designada por luminescência estimulada pelo infra-vermelho (IRSL) (Bradley, 1999).

Basicamente, a quantidade de luz emitida por uma amostra depende da quantidade de radiação ionizante a que esteve exposta ao longo do tempo (ob. cit.), radiação essa que se deve à radioactividade ambiental, principalmente gerada por nucleídeos de urânio, tório, e também pelo potássio, e em menor escala, pela radiação cósmica (Lang *et al.*, 1998). A datação baseia-se na quantificação da luz emitida (*paleodose*) e da quantidade de radiação ionizante a que a amostra foi exposta por ano (*dose rate*). A divisão da primeira pela segunda dá como resultado o período de tempo a partir do qual a amostra deixou de estar exposta à luz (Lowe e Walker, 1997; Bradley, 1999). Um ponto fundamental, é que a luminescência seja apagada da amostra antes da sedimentação (*zeroing*), processo que ocorre através da exposição à luz. Depois desse “acertar do relógio da luminescência”, a amostra vai começar a

armazenar luminescência até um máximo que varia, dependendo dos minerais, entre 50.000 e 500.000 anos (Lang *et al.*, 1998).

É ainda de notar que há várias fontes de erro na estimação da *dose rate*, sendo por limitações laboratoriais, geralmente impossível obter uma precisão superior a $\pm 5\%$ (grau de confiança de 68%). Além disso, devem-se acrescentar a existência de desequilíbrios na decaimento das séries de urânio, a migração de elementos radioactivos nos sedimentos superficiais, e problemas causados por variações no teor em água do sedimento (Lowe e Walker, 1997; Prescott e Robertson, 1997).

Nas décadas de 1960 e 70 a termoluminescência era usada especialmente em arqueologia para datar peças de cerâmica cozidas, ou outros materiais queimados, processo que causava o *zeroing* da luminescência. Ao mesmo tempo, começou-se a desenvolver a sua aplicação na datação de sedimentos, especialmente após se ter verificado que a exposição à luz também apagava a termoluminescência (Lang *et al.*, 1998 citando Wintle e Huntley, 1979). No entanto, no caso da TL, depois da exposição à luz, o mineral mantém um nível residual de termoluminescência que não se pode apagar, enquanto no caso da OSL o sinal é totalmente apagado, o que permite datar sedimentos mais recentes. Além disso, o sinal da OSL é totalmente apagado num sedimento após poucos minutos de exposição à luz, enquanto no caso da TL, o processo é mais demorado. Isso faz com que a OSL seja aplicável com sucesso num âmbito mais variado de sedimentos do que a TL, e é por isso que os sedimentos em que a TL tem sido aplicada com mais sucesso, são de origem eólica (Duller, 1996). No entanto, em laboratório, é possível medir apenas o sinal de TL no comprimento de onda que é mais facilmente apagado, usando um método designado por “*partial bleach method*”.

A utilização das datações por termoluminescência no âmbito do presente trabalho resultou da colaboração com as Professoras Elzbieta Mycielska-Dowgiałło e Barbara Woronko da Universidade de Varsóvia, e do seu protocolo com o Laboratório de TL da Universidade de Gdansk (Prof. Irineusz Olszak), o que proporcionou a obtenção de datações gratuitas.

Tentaram-se datar sedimentos que tenham tido a possibilidade de estar expostos à luz no processo de transporte, e como tal, escolheram-se sedimentos fluvioglaciários e alguns casos de níveis areno-siltosos em escoadas de detritos. Não são os sedimentos ideais para a aplicação da TL, especialmente devido à elevada turbidez que pode existir no processo de sedimentação (Prescott e Robertson, 1997), e mesmo de remisturas, que podem reduzir o efeito de lexiviação do sinal (*zeroing*). Este efeito é muito superior ao da profundidade da coluna de água, que é desprezável. Isso faz com que se possam manter na estrutura cristalina resíduos de termoluminescência de momentos anteriores, causando uma sobrestimação da

idade da amostra, como mostrou Preusser (1999). Gemmel (1999) aplicou IRSI em sedimentos fluvioglaciários em suspensão nos Alpes Italianos, e verificou que após 3 km de transporte durante o dia, o sinal era quase totalmente apagado. No entanto, durante a noite, tal não acontecia, medindo-se valores muito elevados e provavelmente ligados ao sinal do *till* parental. O autor chama assim a atenção para o problema da mistura de depósitos acumulados de noite e de dia, que pode afectar as idades obtidas. O mesmo autor estudou a TL em amostras de sedimentos fluvioglaciários e verificou que em episódios de precipitação intensa, com elevada turbidez, a lexiviação do sinal de TL é muito lenta, e provavelmente incompleta antes de se dar a deposição. Esse facto é agravado com a remobilização de sedimentos “antigos” das margens dos canais, e provenientes de escoadas de detritos (Gemmel, 1997).

Pelas razões apontadas, são evidentes as limitações da aplicação da TL como forma de datar os sedimentos fluvioglaciários e os níveis areno-siltosos no seio das escoadas de detritos. No entanto, verifica-se que se trata de uma questão não totalmente esclarecida na comunidade científica, pois há vários trabalhos recentes em que se usa a TL para datar depósitos de vertente (Gengnani *et al.*, 1999; Lehmkuhl e Lang, 2001), depósitos fluviolacustres (Sirovich, 1998) e a OSL para datar *tills* supraglaciários de ablação, que segundo os autores têm condições para terem estados expostos à luz e para que se tenha lexiviado o sinal de OSL (Tsukamoto *et al.*, 2002).

Efectuaram-se também duas tentativas de datação de um *till* subglaciário e de sedimento fluvioglaciário incorporado num *till* de fluxo, as quais seguindo a interpretação clássica do funcionamento da termoluminescência, parecem desde logo, absurdas. Isto, porque um *till* subglaciário só poderia ter estado exposto à luz antes de entrar para o ambiente glaciário, e mesmo isso, seria um processo complicado. No entanto, alguns autores referem a possibilidade de o sinal de TL ser lexiviado em ambiente subglaciário durante a fragmentação do silte, e que isso pode fazer com que os sedimentos sejam datáveis (Lamothe, 1988). Essa parece ser a base para a grande difusão das datações de *tills* usando o método de TL, na Polónia (Pettersen, 2002). Recentemente, Swift *et al.* (2004) recolheram amostras directamente de sedimentos subglaciários (através de sondagens atravessando 100 m de espessura de gelo) do Alto Glaciar de Arolla (Suiça) e obtiveram dados que revelaram uma lexiviação intensa, tanto do sinal de TL, como de IRSI e Blue –OSL. Os autores tentam explicar esse facto através da possibilidade da luz atravessar o gelo, mas concluem que tal não é possível, deixando assim o problema em aberto. Será que a hipótese da lexiviação pela fragmentação do sedimento, foi a responsável pela redução do sinal medido?

Quadro 7.4 – Datações por termoluminescência obtidas em depósitos da Serra da Estrela (ver discussão dos problemas no texto).

Local	Tipo de Depósito	Idade, TL ka BP
Campo de Futebol Manteigas	Escoada de detritos	10,6 ± 1,6 (+20%?)
Espinhaço de Cão	Fluvioglaciário ?	12,6 ± 1,9 (+20%?)
Várzea do Crasto	Fluvial	12,8 ± 1,9 (+20%?)
Cerro Rebolado	Fluvioglaciário, <i>Till</i> de fluxo	13,1 ± 2,0 (+20%?)
Mini-hídrica Zêzere	Fluvial	16,6 ± 2,5 (+20%?)
Barroca de Água	Escoada de detritos	28,6 ± 4,3
Lagoa Seca 2	Fluvioglaciário	29,7 ± 4,5
Lagoa Seca 1	Fluvioglaciário	30,0 ± 4,5
Santo António 2	<i>Till</i> subglaciário	32,8 ± 4,9
Sr ^a . do Desterro	Fluvioglaciário	33,1 ± 5,0
Santo António 1	<i>Till</i> de fluxo, Fluvioglaciário	33,2 ± 5,0

Expostos os problemas com o método de datação, optamos por apresentar as datas obtidas, embora estejamos cientes das suas limitações, em particular tendo em conta os conhecimentos actuais ligados às aplicações da termoluminescência. Assim, a utilização que fazemos das datações deve ser entendida como experimental e não podem ser extraídas conclusões cronológicas seguras da sua utilização. Numa excelente síntese, Prescott e Robertson (1997, p. 916) referem a este propósito: “*We can offer little encouragement for routine dating of glacial and fluvioglacial deposits. This is still a research area*”. Para frizar o facto de as datações serem por termoluminescência, optámos por, à semelhança do que fazem Verleyen *et al.* (2004), adicionar às idades o acrónimo TL (por ex.: 10,6±1,6 TL ka BP). Finalmente, um aspecto interessante, como mostramos adiante, é o facto de as datações obtidas estarem de acordo com as observações de natureza geomorfológica, e também com a cronologia glaciária de outras montanhas da Península Ibérica.

b) Tentativa de cronologia à luz das datações por termoluminescência

As tentativas de datação por termoluminescência sugerem que a **fase do UMGSE**, que é aquela que apresenta os depósitos mais bem conservados, ocorreu na Última Glaciação (Vístula/Würm), e provavelmente antes de 30 TL ka BP, como indicam as datações de siltes fluvioglaciários da Lagoa Seca (Quadro 7.4). Idades semelhantes foram obtidas nos terraços

fluvioglaciários da Sr.^a do Desterro (33 TL ka BP) e também no *till* da Lagoa Seca (33 TL ka BP), embora esta última seja muito dúbia (ver acima).

Os resultados obtidos estão de acordo com a cronologia glaciária dos Pirinéus: no Alto Vale do rio Gállego (Pirinéus Centrais), Garcia Ruiz *et al.* (2001, 2003) mostram que a máxima extensão glaciária é anterior a 30 ka BP; os estudos dos terraços fluvioglaciários distais dos rios Cinca e Gállego mostram que no primeiro vale, o máximo glaciário ocorreu há cerca de 60 ka, enquanto no segundo, ocorreu há cerca de 85 ka (Lewis *et al.*, 2003); por seu lado, os estudos na vertente francesa mostram que o máximo glaciário é anterior a 38,4 ka BP (Andrieu-Ponel *et al.*, 2001). Além disso, trabalhos recentes nos Montes Cantábricos apontam no mesmo sentido, fornecendo uma idade mínima de 28.990±230 BP para a máxima expansão glaciária, e uma outra datação em depósitos proglaciários correlativos do máximo, datando de 40.480±820 BP (Jiménez-Sánchez e Farias Arquer, 2002). Garcia-Ruiz *et al.* (2003) referem ainda trabalhos recentes efectuados noutras montanhas que indicam um máximo glaciário anterior ao LGM⁸, caso do lado francês dos Vosgos (Seret *et al.*, 1990) e dos Alpes franceses e suíços (Chapron, 1999; Guiter *et al.*, 2001). Esta evolução assíncrona em relação às condições globais foi interpretada por Garcia-Ruiz *et al.* (2003) como uma reacção regional aos estádios do Pleniglaciário ligados a ciclos *Dansgaard-Oeschger*, que, pelo menos, no Sul e Centro da Península Ibérica foram frios e secos (Garcia-Ruiz *et al.*, 2003 citando Sánchez-Goni *et al.*, 2000, 2002). Nesses estádios, a *banquise* estendia-se até latitudes relativamente baixas no Atlântico Norte, reduzindo o fornecimento de humidade às massas de ar, e consequentemente resultando numa diminuição na precipitação em terra. Reille *et al.* (2000) apresentam uma sequência polínica construída com base em sondagens de sedimentos lacustres no Maciço Central francês, que cobre um período de 450 ka, desde o estádio isotópico 12 até ao presente, e indicam que o Pleniglaciário Final foi naquela região, provavelmente, o período mais frio e árido de toda a sequência polínica. Também Peyron *et al.* (1998), com base em diagramas polínicos de vários sítios na Europa referem um clima muito frio e seco há 18.000 ¹⁴C yr B.P. Os mesmos autores indicam, para o mesmo momento, temperaturas médias anuais na Península Ibérica entre -13 e -6°C inferiores às actuais, temperaturas médias do mês mais frio, entre -31 e -15°C inferiores às actuais, uma

⁸ O Máximo da Última Glaciação (MUG) ou *Last Glacial Maximum* (LGM) define-se como o período de tempo em que o volume total de gelo na Terra foi máximo, e os dados mais recentes do Projecto EPILOG (*Environmental Processes of the Ice Age: Land, Oceans, Glaciers*) indicam que a cronozona do LGM corresponde ao intervalo que vai de 19 a 23 cal. ka BP, ou seja, 16,1 a 19,5 ¹⁴C ka BP, incluindo, por isso os 18 ¹⁴C ka BP indicados pelo programa CLIMAP (Mix *et al.*, 2001).

precipitação anual inferior à actual em cerca de 850 mm no norte da Península, e em cerca de 170 mm no sul.

Num interessante trabalho, Florineth e Schlüchter (2000) chamam também a atenção para o carácter assíncrono da glaciação de montanha do sudoeste da Europa (OIS 3), quando comparada com a dos Alpes, cujo máximo é coincidente com o LGM (OIS 2), e interpretam o facto com a migração para sul da frente polar no Inverno e a consequente extensão da *banquise* até ao norte da Península Ibérica. O *jet stream* passaria então a localizar-se à latitude da Península, o norte da qual era afectado por um fluxo de oeste (seco), enquanto os Alpes sofriam a influência de um fluxo de sul, com ar mais húmido do Mediterrâneo; o mesmo sucederia com o *inlandsis* escandinavo, que era alimentado por massas de ar que migravam de sul passando entre os Alpes e os Alpes Dináricos, a partir do Mar Adriático. Por isso, enquanto os Pirinéus sofriam um clima frio e seco, sem condições para a expansão do gelo, nos Alpes o clima era frio, mas mais húmido, permitindo a expansão significativa dos glaciares. A figura 7.1 ilustra as ideias expressas pelos autores, mostrando a máxima extensão dos glaciares no estádio isotópico 3 nos Pirinéus, Vosgos e Maciço Central, enquanto nos Alpes, e *inlandsis* escandinavo, esse máximo só se deu no estádio isotópico 2. Na parte superior da figura, está representada a evolução da posição da frente polar oceânica no Atlântico Norte, bem como as suas consequências ao nível da direcção do fluxo das massas de ar nos Alpes.

Tendo em conta o que foi referido, sobressai a importância de obter uma cronologia de qualidade para a glaciação da Serra da Estrela, pois esta parece localizar-se próximo do limite da região sob influência das condições mais secas no LGM, o que significa que deve ser muito sensível às oscilações na posição da frente polar oceânica e do *jet stream*, e como tal, uma montanha importante para a compreensão dos gradientes latitudinais e longitudinais na Europa Ocidental durante as glaciações.

Além das datações acima referidas, foram efectuadas outras em sedimentos fluvioglaciários no Vale do Zêzere e no corte do Cerro Rebolado, próximo da Fraga das Penas (Quadro 7.4). Estas datações foram as primeiras que efectuámos, e segundo informações do Prof. Ireneusz Olszak (Laboratório de TL, Universidade de Gdansk), devido ao elevado teor de radionucleídos as idades obtidas (excepto no caso da Barroca de Água) devem estar subestimadas em cerca de 20%, e no caso do Cerro Rebolado, mesmo em mais de 20%. Tratam-se, por isso, de datações com limitações, mas é significativo notar que fazem sentido do ponto de vista cronológico:

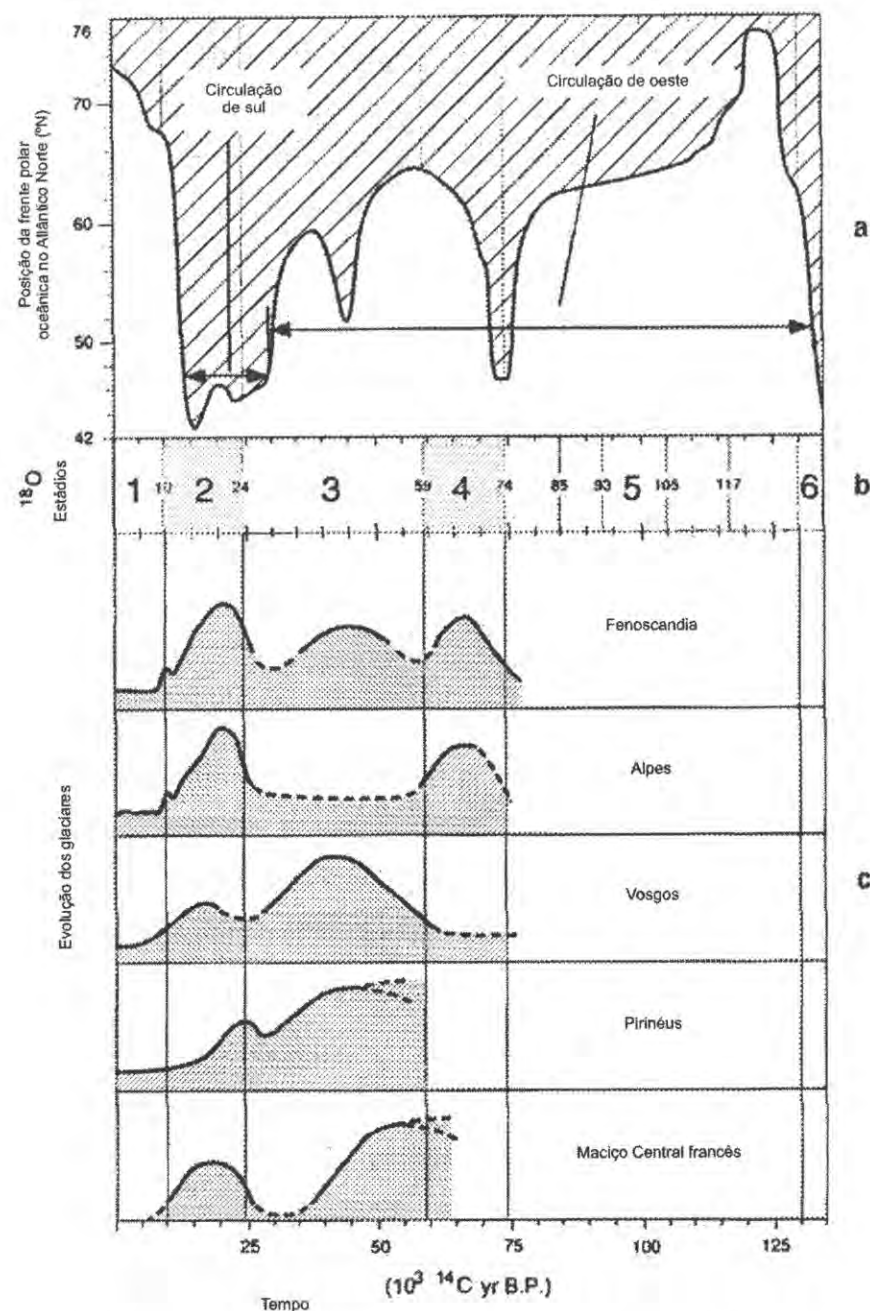


Figura 7.1 – Evolução da extensão dos glaciares em diversas áreas da Europa desde o estágio isotópico 4 tendo em conta as variações das condições no Atlântico Norte (Figura extraída de Florineth e Schlüchter, 2000). a) flutuações latitudinais na posição da frente polar oceânica no Atlântico Norte de acordo com Ruddiman e McIntyre (1981); b) estádios isotópicos de ^{18}O segundo a escala sincronizada orbital de Martinson *et al.* (1987); c) desenvolvimento temporal dos glaciares na Europa segundo vários autores.

1) **Barroca de Água** ($28,6 \pm 4,3$ TL ka BP) – Este depósito foi interpretado como tendo sido originado por escoadas de detritos. Não é totalmente claro se a sua génese é subaérea ou subglaciária, mas os dados sugerindo a segunda hipótese parecem ser mais fortes. Neste caso, a acumulação constituiria um resíduo de terraço de *kame*. A idade obtida está de acordo com as outras obtidas para o início da deglaciação (Sr.^a do Desterro – *ca.* 33 TL ka BP; Lagoa Seca

– *ca.* 30 TL ka BP), e poderia seguir-se à fase interna 1, que deve ter sido sincrónica com os testemunhos da Lagoa Seca. O depósito da Barroca de Água pode assim reflectir uma fusão areolar na parte jusante do vale, ligada a uma subida da ALE no seio do campo de gelo de planalto.

2) **Mini-hídrica do Zêzere** ($16,6 \pm 2,5$ TL ka BP) – Trata-se de um corte em sedimento fluvioglaciário, que testemunha uma posição proglaciária em relação ao Glaciar do Zêzere, e que se localiza 1,1 km a montante da Barroca de Água. Se adicionarmos a margem de erro de 20%, obtemos uma data próxima de 20 ka BP, o que sugere uma continuidade do retrocesso glaciário.

3) **Espinhaço de Cão** ($12,6 \pm 1,9$ TL ka BP) – É um corte em sedimento fluvioglaciário, embora seja bastante complexo, evidenciando deformações provavelmente resultantes de reavanços glaciários. Não é claro se o sedimento tem uma origem subglaciária, ou não. Trata-se, porém de silte fino com origem na abrasão glaciária, o que considerando a hipótese de ser possível datar *tills*, poderá confirmar o seu uso como elemento datável. Adicionando 20% à idade obtida, o resultado é *ca.* 15,1 ka BP. Mais uma vez, trata-se de uma idade lógica, ilustrando o retrocesso do Glaciar do Zêzere, já no Tardiglaciário.

4) **Cerro Rebolado** ($13,1 \pm 2,0$ TL ka BP) – É um depósito fluvioglaciário, inserido no complexo morénico marginal do Vale do Conde (prolongamento para norte da moreia do Covão do Urso), que se localiza numa posição topográfica completamente diferente dos depósitos anteriores. Ele encontra-se na margem norte do campo de gelo de planalto a 1580 m de altitude, numa posição coincidente com o UMGSE. Se adicionarmos a margem de 20%, obteríamos uma idade mínima de $15,7 \pm 2,0$ TL ka BP. Quando se compara este valor aos obtidos para o UMGSE, que rondam os 33 TL ka BP, parece tratar-se de uma incongruência nas idades. Porém, se considerarmos que se trata de um campo de gelo de planalto, e se seguirmos o modelo proposto para outras montanhas da Península Ibérica (ver acima), que sugerem que o Pleniglaciário Final foi frio e seco, verificamos, que é possível que o campo de gelo de planalto se tenha mantido estagnado (pela sua elevada altitude e baixas temperaturas, mas sem alimentação nivosa significativa), e sem possibilidade de alimentar os glaciares de vale, que iam também retrocedendo.

Apesar das limitações das datações por termoluminescência, voltamos a notar que os resultados obtidos enquadram-se num modelo de evolução compatível com os testemunhos de natureza geomorfológica, e por isso, valerá a pena considerar esta hipótese, como uma *cronologia de termoluminescência da glaciação da Serra da Estrela*. A cronologia da sequência ilustrada permanece como hipótese de trabalho, para a qual estamos a encetar novas

colaborações que permitam a aplicação de outros métodos de datação, como a exposição aos isótopos cosmogénicos das superfícies rochosas, ou as datações por AMS nos pólenes glacio-lacustres.

7.5. CONCLUSÃO

Em síntese, os testemunhos glaciários e periglaciários da Serra da Estrela, sugerem que:

1) Parece existir uma **fase de máximo glaciário (fase externa) mais antiga do que o UMGSE**, não sendo possível dizer se pertence à Última Glaciação, ou a uma glaciação anterior. Embora os limites desta fase não sejam nítidos, ela parece ter **ocupado, pelo menos, parte das vertentes do Planalto do Curral do Vento**.

2) a **fase do UMGSE parece ser anterior ao LGM**, aspecto que está de acordo com as vestígios de outras montanhas, como os Pirinéus e os Vosgos.

3) o início precoce da deglaciação na Serra da Estrela parece devido ao predomínio das condições frias e secas. Os dados geomorfológicos e as datações apontam no mesmo sentido, e sugerem que **condições de secura fizeram com que o campo de gelo de planalto deixasse de ter capacidade para alimentar os glaciares de vale**. Estes, após uma fase com vários retrocessos e avanços (fase interna 1), terão regredido mais regularmente, especialmente aqueles do lado oeste da montanha, enquanto os glaciares a leste ainda beneficiavam da alimentação nivo-eólica. Isso parece ter ocorrido especialmente no Vale do Zêzere, em particular como reflexo da alimentação proveniente de vários tributários de planalto (Alto da Torre, Candeeira e Covões), alguns dos quais, vindos da parte cimeira da serra.

4) o **campo de gelo de planalto parece ter existido até ao Tardiglaciário**, embora se tratasse essencialmente de uma herança do UMGSE, tratando-se essencialmente de gelo morto, e em muitos casos, pelicular.

5) os testemunhos de actividade periglaciária no Planalto da Torre, e os dados polínicos, que mostram que a Lagoa do Pachão ainda estava glaciada há 12 cal. ka BP sugerem que essa **actividade periglaciária deva ter ocorrido no Dryas Recente**.

6) Os **glaciares rochosos de frente de talude** formaram-se depois do UMGSE, e até ao Dryas Recente, mas é provável que sejam da **fase fria e seca do LGM**, o mesmo sucedendo com o **glaciar rochoso da Pedrice**.

2ª PARTE

O MODELADO E OS PROCESSOS GEOMORFOLÓGICOS ACTUAIS

CAPÍTULO 8

A DINÂMICA PLUVIO-EÓLICA E AS ACUMULAÇÕES DE AREIA GROSSEIRA

8.1 INTRODUÇÃO

As acumulações de areia grosseira de encontro a obstáculos que se encontram nas áreas cimeiras de várias montanhas graníticas portuguesas (Fig. 8.1), têm sido um dos principais objectos de trabalho, desde que iniciámos o estudo da dinâmica geomorfológica de ambientes de montanha, na Serra do Gerês em 1993. Um dos aspectos mais interessantes é a sua elevada frequência de ocorrência. Porém, desde cedo, nos debatemos com a escassez de referências na bibliografia a este tipo de micromodelado, o que por um lado, dificultou a definição de uma metodologia sistemática para o seu estudo, mas que por outro, tornou a análise do tema



Figura 8.1 - Acumulação arenosa de encontro à vegetação (Cume, 09/04/01).

particularmente aliciante. Este trabalho reflecte, por isso, as ideias desenvolvidas a partir da acumulação de informações recolhidas nas diversas campanhas de campo. A colaboração com investigadores da Universidade de Varsóvia iniciada em 1997, em particular no campo da sedimentologia, contribuiu também para a melhoria dos conhecimentos acerca da dinâmica das acumulações de areia grosseira. Tentámos também, ao longo destes anos, proceder à monitorização de acumulações directamente no campo, tendo sido, para isso, aplicadas diferentes metodologias. Algumas acabaram por ser abandonadas, mas outras forneceram resultados interessantes. As condições descritas originaram um processo de investigação com várias adaptações ao longo do tempo, mas que originou resultados significativos. A organização do presente capítulo reflecte, em parte, esta evolução das ideias, e dos métodos e técnicas de trabalho usados (Fig. 8.2). Pretende-se com a apresentação progressiva dos resultados que foram sendo obtidos, ilustrar o modo como se chegou à consolidação do modelo genético agora defendido.

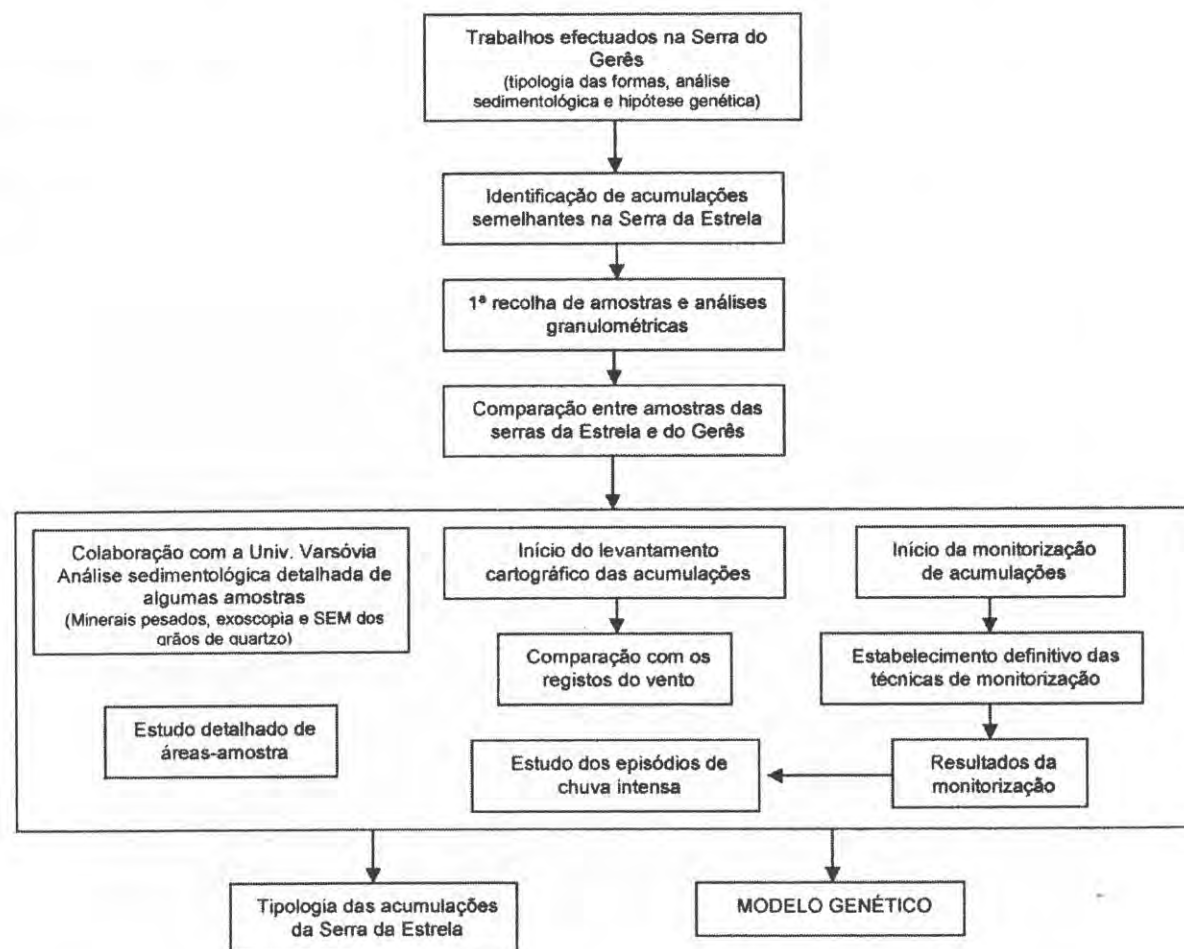


Figura 8.2 – Organização geral do processo de estudo das acumulações de areia grosseira.

8.2. OS ENSINAMENTOS DA SERRA DO GERÊS

As acumulações de areia grosseira foram pela primeira vez descritas em Portugal na Serra do Gerês (Vieira, 1995, 1997), tendo sido então efectuado um estudo acerca das suas características e génese. As acumulações foram nessa altura denominadas **microtaludes de encontro ao obstáculo**, e descritas como pequenos taludes decimétricos a métricos, constituídos por areias grosseiras e que se depositam de encontro a um obstáculo. Tratavam-se de microformas que marcavam presença nas áreas cimeiras aplanadas, onde a cobertura vegetal era esparsa e de porte arbustivo ou herbáceo, permitindo a mobilização do rególito pelos processos morfogenéticos mais activos. Estes corresponderiam ao transporte eólico, deflação, lavagem e à actividade criogénica, o que dava às acumulações um carácter poligénico (Vieira, 1995). Para esse conjunto de processos usou-se a designação dinâmica hidro-eólica.

Do ponto de vista morfológico as acumulações de areia grosseira foram divididas em três tipos: as **microacumulações incipientes**, que correspondem à variedade mais frequente na Serra do Gerês, e que são pequenas acumulações de 10 a 20 cm de comprimento, uma altura de cerca de 5 a 10 cm, mas que lateralmente se podem estender por vários metros; as **línguas de grânulos**, que surgem associadas ao tipo anterior, mas que interrompem a sua continuidade, apresentando um maior desenvolvimento longitudinal (50 a 100 cm), que lhes dá uma forma de língua, fazendo com que tenham uma altura também maior (aproximadamente 5 a 15 cm); e as **línguas de grânulos com blow-out**, assim designadas, por constituírem um nítido galgamento sobre a vegetação, e apresentarem maior dimensão, tanto lateralmente, como longitudinalmente (podem ter mais de 1 m) e em altura, podendo alcançar algumas dezenas de centímetros (Fig. 8.3).

Os tipos de formas encontrados foram atribuídos a diferenças na disponibilidade de sedimento a barlavento, e a variações na exposição ao vento morfogenético (canalizações ou existência de obstáculos). Este é um aspecto importante, pois o modelo então defendido salientava a importância do vento como principal agente responsável pela génese da acumulação, hipótese que, como se verá, é reformulada no presente trabalho.

Outro aspecto importante das acumulações de areia grosseira, são as suas características granulométricas, muito estáveis entre as acumulações estudadas. Verificou-se a existência de dois níveis com carácter distinto: uma película superficial, com cerca de 1 cm de espessura que cobre toda a acumulação, constituída por areia grosseira e grânulos (principalmente

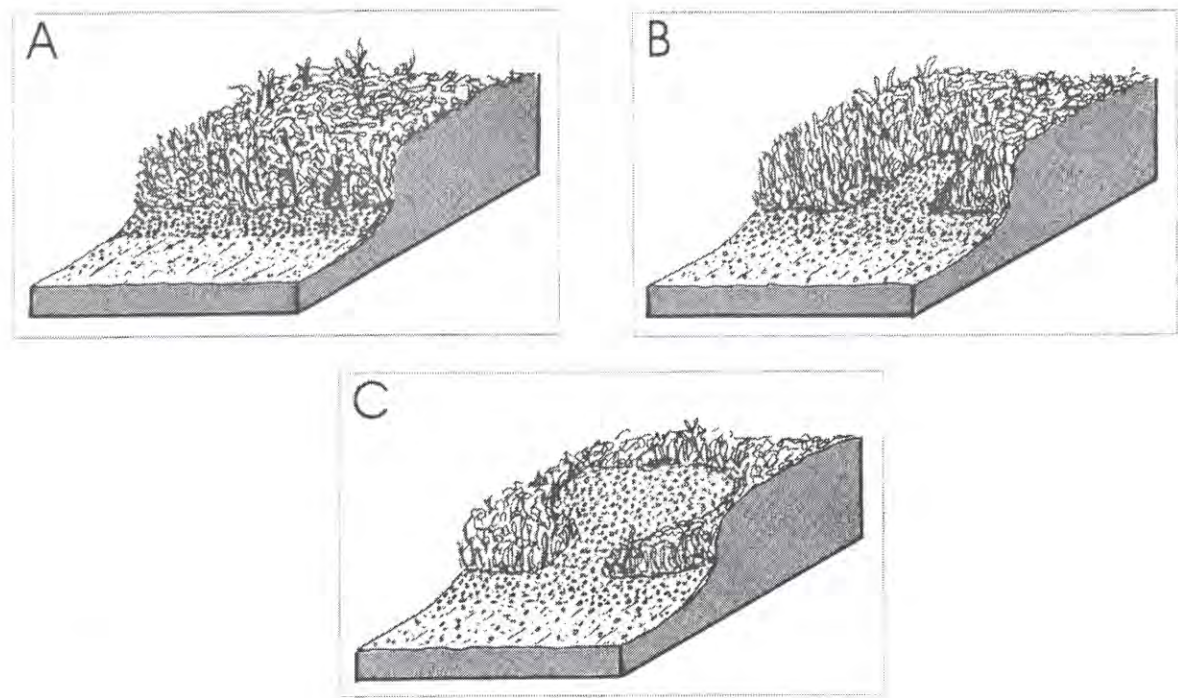


Figura 8.3 - Tipos de acumulações de areia grosseira identificadas na Serra do Gerês. A - microacumulação incipiente; B - língua de grânulos; C - língua de grânulos com *blow-out* (Vieira, 1997).

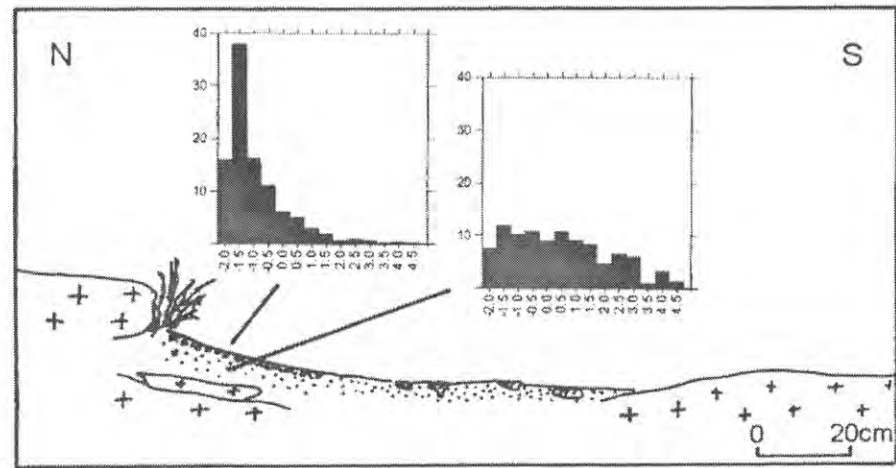


Figura 8.4 - Curva granulométrica vertical típica de uma acumulação de areia grosseira (Vieira, 1997). Notar as diferenças entre o material superficial e subsuperficial. Os histogramas representam a percentagem de peso para cada classe granulométrica ϕ .

quartzo e feldspato); e o material subjacente, que constitui o corpo da acumulação, sempre mais fino, areno-siltoso, e com maior teor de matéria orgânica (Fig. 8.4).

A película superficial grosseira, facilmente identificável macroscopicamente, apresentava nos casos estudados, a moda na classe -2 ou -1,5 ϕ . Esse facto depende da posição na acumulação de onde a amostra foi obtida, pois o sector inferior é normalmente mais grosseiro que o sector superior (Vieira, 1995, 1997). Raramente se encontrou material mais grosseiro

Quadro 8.1 – Parâmetros estatísticos gráficos de amostras superficiais de acumulações arenosas grosseiras da Serra do Gerês.

	Mz	$\sigma 1$	SK1	KG
A4	-1,2	0,80	0,43	1,19
A9	-1,4	0,68	0,41	0,97
A15	-1,1	1,00	0,60	1,20
A18	-1,3	0,89	0,59	1,17
A20	-1,7	0,59	1,00	4,26
A31	-1,8	0,31	0,44	1,28
A32	-1,3	1,00	0,60	1,60
A36	-1,5	0,79	1,00	1,45
A39	-1,7	0,60	1,00	2,30
A40	-1,4	0,62	0,53	1,50

que -2,5 a -3 ϕ (Vieira, 1999, p. 113). A distribuição do sedimento pelas classes granulométricas é também semelhante. As amostras estudadas apresentaram médias gráficas¹ entre -1,1 e -1,8 ϕ , o que apoia o seu carácter grosseiro. A assimetria gráfica inclusiva foi sempre muito positiva e o desvio-padrão gráfico inclusivo revelou sedimentos moderadamente calibrados a muito bem calibrados, excepto em dois casos, situados no limite superior da classe de fraca calibragem. A curtose gráfica mostrou que as amostras eram na maioria dos casos leptocúrticas a muito leptocúrticas, conquanto se tenham encontrado também casos de amostras mesocúrticas e muito leptocúrticas (Quadro 8.1). No geral, verificou-se portanto, uma elevada concentração de sedimento na classe modal (Vieira, 1995, 1997).

¹ Foi seguida a metodologia de análise granulométrica normalmente usada no C.E.G. (ver Pereira, 1990), tendo-se procedido à destruição da matéria orgânica usando água oxigenada, seguindo-se a separação da fracção grosseira, da silto-argilosa, fazendo passar sucessivamente a amostra por um filtro de diâmetro 62 μ e após decantação, por um funil de Büchner (Azevedo, 1982) para obter a chamada "bolacha de argila". A separação da fracção grosseira foi efectuada usando uma série de crivos com intervalos de 0,5 ϕ . Quanto à fracção silto-argilosa, esta não foi analisada em detalhe, tendo-se apenas procedido à sua pesagem. O estudo das curvas granulométricas baseou-se assim na análise da fracção grosseira. Os parâmetros estatísticos gráficos para a caracterização dos sedimentos seguem as fórmulas desenvolvidas por Folk e Ward (1957), adaptadas por Azevedo (1982): Média gráfica (Mz) = ($\phi 16 + \phi 50 + \phi 84$) / 3; Desvio-padrão gráfico inclusivo ($\sigma 1$) = ($\phi 84 - \phi 16$) / 4 + ($\phi 95 - \phi 5$) / 6,6; em que $\sigma 1 < 0,35$ - Sedimento muito bem calibrado; $0,35 < \sigma 1 < 0,50$ - Sedimento bem calibrado; $0,50 < \sigma 1 < 1,00$ - Sedimento moderadamente calibrado; $1,00 < \sigma 1 < 2,00$ - Sedimento fracamente calibrado; $2,00 < \sigma 1 < 4,00$ - Sedimento muito fracamente calibrado; $\sigma 1 > 4,00$ - Sedimento extremamente mal calibrado; Assimetria gráfica inclusiva (SK1) = ($\phi 84 + \phi 16 - 2\phi 50$) / (2($\phi 84 - \phi 16$)) + ($\phi 95 + \phi 5 - 2\phi 50$) / (2($\phi 95 - \phi 5$)); em que: -1,00 < SK1 < -0,30 - Curva muito negativa; -0,30 < SK1 < -0,10 - Curva negativa; -0,10 < SK1 < 0,10 - Curva aproximadamente simétrica; 0,10 < SK1 < 0,30 - Curva positiva; 0,30 < SK1 < 1,00 - Curva muito positiva; Curtose gráfica (KG) = ($\phi 95 - \phi 5$) / (2,44($\phi 75 - \phi 25$)); em que: KG < 0,67 - Curva muito platicúrtica; 0,67 < KG < 0,9 - Curva platicúrtica; 0,9 < KG < 1,11 - Curva mesocúrtica; 1,11 < KG < 1,50 - Curva leptocúrtica; 1,50 < KG < 3,00 - Curva muito leptocúrtica; KG > 3,00 - Curva extremamente leptocúrtica.

Quadro 8.2 – Parâmetros estatísticos gráficos de amostras subsuperficiais de acumulações arenosas grosseiras da Serra do Gerês.

	MZ	σ_1	SK1	KG
A5	0,40	1,90	0,20	0,80
A10	-0,20	1,40	0,37	0,99
A19	0,27	1,78	0,18	0,87
A21	0,90	1,80	0,00	0,90
A33	0,30	2,00	0,10	0,60
A37	0,15	1,41	0,01	1,12
A41	0,23	1,61	0,40	0,90
A42	0,22	1,89	0,22	0,92

Quanto ao sedimento subsuperficial, que constitui o corpo da acumulação, as características granulométricas encontradas foram substancialmente distintas. Ao contrário do nível superficial, não se verificou a existência de uma curva granulométrica característica, havendo diferenças significativas ao nível da classe modal (Quadro 8.2) e da distribuição do sedimento pelas várias classes. As amostras eram mais finas (a média gráfica variou entre $-0,2$ e $0,9\phi$) e fracamente calibradas. A assimetria e curtose gráficas apresentaram valores muito variáveis. As distribuições variaram entre as aproximadamente simétricas e as com uma assimetria muito positiva, enquanto a curtose gráfica revelou distribuições mesocúrticas a muito platicúrticas.

Foram ainda estudadas amostras de posições longitudinalmente distintas na acumulação (sectores superior e inferior). Confirmou-se, desse modo, o carácter mais grosseiro do sedimento no sector inferior, aspecto que se observava macroscopicamente. O nível superficial no sector superior era mais fino, ambas as amostras eram moderadamente calibradas, tinham uma assimetria positiva e eram muito leptocúrticas. Os dois últimos parâmetros eram mais acentuados no sector inferior da acumulação. Quanto ao nível subsuperficial, as amostras eram mais finas, fracamente calibradas, e o sector inferior tinha uma assimetria positiva, enquanto no superior, esta era muito positiva. Foi ainda salientada a semelhança nas distribuições encontrada nas duas curvas nas classes abaixo de 1ϕ , mas não se apresentou uma explicação para o facto.

Com base no estudo morfológico, granulométrico e na cartografia de pormenor (interflúvio do Outeiro do Pássaro, escala 1:2.500, Vieira, 1995, p. 73) da localização e exposição das acumulações e das anemomorfoses de arbustos de *Calluna vulgaris* (Caluna) e *Chamaespartium tridentatum* (Carqueja), foi proposta uma hipótese para a génese das acumulações arenosas (Vieira, 1995). A forma geral da acumulação seria o resultado de um

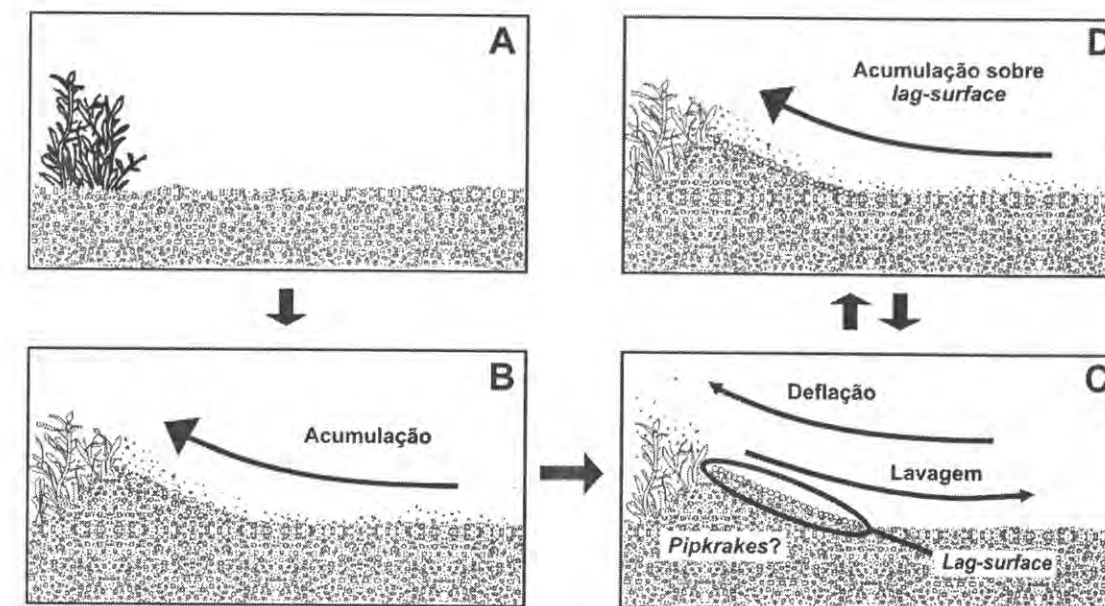


Figura 8.5 – Modelo genético para as acumulações de areia grosseira de encontro ao obstáculo segundo Vieira (1995, 1997, 1999). Este é um modelo poligénico, mas onde o vento é o factor principal na formação do corpo da acumulação.

primeiro episódio de acumulação associado a ventos fortes (Fig. 8.5). Este facto apoiava-se na forma e regularidade das exposições das acumulações, que coincidiam com as deformações na vegetação. O nível superficial de material grosseiro foi interpretado com uma *lag-surface* poligénica que resultava de múltiplos episódios de acumulação sobrepostos, intercalados com fases em que dominava a deflação e a lavagem dos finos. Tratava-se portanto de uma *lag-surface* atípica, com mais de 1 grânulo de espessura e que não poderia resultar simplesmente da deflação e lavagem continuada, sem se verificarem novos episódios de acumulação. A origem do material subsuperficial, que representa o corpo da acumulação, foi atribuída a uma evolução do sedimento acumulado no primeiro episódio eólico, que se enriquecia em finos por lavagem desde o nível superficial, e eventualmente, por migração do material grosseiro devido a processos de crioexpulsão.

Verificámos posteriormente que as acumulações de areia grosseira eram frequentes noutras montanhas graníticas portuguesas (por exemplo, nas serras da Freita e da Peneda) e que surgiam em grande número nos planaltos da Serra da Estrela. Tivemos ainda oportunidade de as observar muito desenvolvidas em áreas de interflúvio nos Alpes Japoneses e nos Pirinéus. A continuação dos estudos no âmbito da presente dissertação, com ênfase na monitorização da dinâmica actual e no aprofundamento da análise sedimentológica, originou novos dados, que contribuíram para clarificar vários aspectos da génese e significado morfogenético destas microformas.

8.3. OUTROS ESTUDOS SOBRE ACUMULAÇÕES ARENOSAS

As referências a acumulações arenosas semelhantes às que estudamos são escassas na bibliografia. King (1971) num artigo sobre a degradação da vegetação nos andares subalpino e alpino das Cairngorms (Escócia), dedica especial atenção aos sectores desprovidos de vegetação das áreas altas e vertentes das áreas graníticas. O autor aborda duas formas principais, os chamados *turf scarps* (degraus de vegetação) e os *sand ripples*, que correspondem às acumulações de areia grosseira por nós estudadas. *Sand ripples* são definidos como acumulações de encontro à vegetação, constituídas por areias feldspáticas provenientes das superfícies sem vegetação. As fotografias apresentadas confirmam tratar-se de formas idênticas às presentes nas montanhas portuguesas, embora como referimos, estas últimas sejam constituídas, não apenas por feldspato, mas também por quartzo (e como se verá, por outros minerais acessórios). O termo *sand ripple* terá sido adaptado de Bagnold (1941). No presente trabalho, optamos por designar por ondulação (*ripple*), apenas um tipo específico de acumulação (ver Cap. 8.4.5), quando as acumulações se repetem e são aproximadamente paralelas. O conjunto das microformas, é designado por acumulações arenosas.

King estudou também as orientações das acumulações, e apresenta gráficos de síntese, conjuntamente com um mapa. A principal conclusão que extrai de ambos, é a existência de uma certa regularidade nas exposições medidas; no entanto, ao efectuar-se uma análise comparativa entre as figuras apresentadas (mapa e gráfico de frequências), não se identifica uma correspondência clara entre a informação de um, e de outro. Haverá algum problema na representação gráfica da informação apresentada? Da comparação entre estes resultados e os dados da direcção do vento em episódios de vento forte (num caso, analisou as situações com vento entre 22 e 33 nós, e noutro, os superiores a 33 nós), o autor conclui que a relação não é óbvia, verificando-se mesmo “diferenças consideráveis entre as distribuições...” (King, 1971, p. 112). Apesar disso, a hipótese de o vento forte ser o agente responsável pela mobilização dos grânulos, não foi descartada, tendo sido atribuído à topografia um importante papel na deformação dos ventos dominantes de oeste. Essa deformação seria a principal responsável pela diferença entre as direcções dos ventos dominantes e a exposição das acumulações. Um outro factor, seria a direcção do declive das vertentes. King salienta que existe maior probabilidade de as acumulações estarem orientadas em direcção à base das vertentes, do que numa direcção perpendicular a estas, desde que uma vertente não seja demasiado inclinada. E isso dever-se-ia, à força da gravidade; à dificuldade (devido à diminuta distância) que os

ventos que sopram transversalmente à vertente em sectores de pequenas cristas, teriam em mobilizar e depositar o sedimento; e finalmente, devido ao *encroachment*, definido por Bagnold (1941), como a acção de travão à saltação causada pela existência de obstáculos (King, 1971, p. 112). Como se verá adiante, a partir da análise dos resultados da Serra da Estrela, estes factores (alguns pouco claros), não devem ser a justificação para as diferenças encontradas.

King não aprofunda mais os problemas associados à génese das *sand ripples*, pois no seu artigo, a preocupação principal é a origem das superfícies sem vegetação. Segundo ele, são 4 os factores principais que controlam a evolução dessas superfícies: a actividade animal (em particular o pisoteio), a temperatura do solo, a frequência e magnitude dos ciclos de congelação-fusão e a velocidade do vento (King, 1971, p. 114). O vento é apontado como um factor muito importante na dinâmica actual nas Cairngorms, em particular pela acção que tem sobre a vegetação, originando as superfícies sem vegetação, que segundo o autor, se auto-perpetuam.

Outras informações interessantes, embora dispersas, encontram-se em Ballantyne e Harris (1994), na secção dedicada à acção do vento (p. 255-267). A variedade de microformas descritas para as Terras Altas da Escócia com origem eólica é de tal ordem, que esse parece ser um dos ambientes mais favoráveis ao seu desenvolvimento. Nas áreas mais elevadas e expostas, especialmente em substrato granítico e arenítico, surgem os *wind-patterned ground*, que aqui designamos por **solos estruturados pelo vento**. Tratam-se de áreas em que os padrões presentes à superfície resultam da alternância entre superfícies cobertas de vegetação, e superfícies sem vegetação, onde o rególito se encontra exposto, sendo o vento forte apontado como o principal agente morfogenético (Ballantyne e Harris, 1994, p. 260). São referidos três tipos de padrão: as **superfícies de deflação**, que constituem superfícies nuas de rególito, entre sectores com vegetação; as **estrias eólicas**, que são alinhamentos colonizados por vegetação, intercalados por sectores sem vegetação; e os **crescentes eólicos**, que correspondem a sectores em forma de crescente colonizados por vegetação, em superfícies nuas de rególito (ob. cit., p. 260). As acumulações arenosas de encontro ao obstáculo são apenas afloradas ao ser mencionado o trabalho de King. Ressalta, no entanto, a partir da leitura do texto, e da observação cuidada de uma fotografia apresentada, que as acumulações que estudamos estão presentes em áreas de estrias eólicas, sendo um constituinte importante dessas microformas. Assim, apesar de o autor não aprofundar a sua génese, a sua presença na área é clara. Como se verá, o modelo genético que propomos traz novas ideias para a génese destas acumulações.

8.4. CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS DAS ACUMULAÇÕES ARENOSAS DA SERRA DA ESTRELA

8.4.1. Introdução

As acumulações encontradas na Serra da Estrela são, em geral, semelhantes às encontradas na Serra do Gerês. A tipologia que apresentamos resulta, por isso, de uma evolução do conhecimento adquirido naquela serra, e apoia-se nas observações mais recentes obtidas na Serra da Estrela. Trata-se de uma tentativa de sistematização das diversas microformas observadas. Porém, o modo como estas se apresentam no terreno é complexo, e por vezes, poderá ser difícil integrar algumas formas na classificação proposta. Pensamos, no entanto, que as formas mais frequentes e mais significativas estão representadas.

8.4.2 Acumulações de areia grossa de encontro ao obstáculo

As acumulações de areia grossa de encontro ao obstáculo são as microformas de acumulação orientadas mais frequentes nos planaltos da Serra da Estrela. Correspondem ao tipo designado na Serra do Gerês como microacumulação incipiente, caracterizando-se como acumulações de areia grossa e grânulos, depositadas de encontro a obstáculos (vegetação ou afloramentos rochosos), com um franco desenvolvimento lateral (Figs. 8.6 e 8.7). Têm normalmente uma altura de cerca de 10 a 20 cm, e desenvolvem-se lateralmente por mais de 1 metro (frequentemente por vários metros). O declive da superfície varia normalmente entre 8 e 16°.



Figura 8.6 - Acumulação de areia grossa de encontro a arbustos de urze (Fraga das Penas, 11/09/96).



Figura 8.7 - Acumulação de areia grossa de encontro a um afloramento rochoso.



Figura 8.8 - Línguas de areia grossa de encontro a tufo de vegetação herbácea no Planalto da Torre (04/11/99).

8.4.3. Línguas de areia grossa

As línguas de areia grossa são formas pontuais, e resultam do avanço de sectores dos microtaludes de areia grossa, por cima de um obstáculo (Fig. 8.8). Têm forma de língua, e cerca de 20 a 40 cm de extensão longitudinal. São formas pouco frequentes, e parecem indicar sectores onde há uma redução no efeito de obstáculo e/ou onde o material disponível é mais facilmente mobilizado (por ser mais abundante e/ou quer por ser mais fino).



Figura 8.9 – Talude com cobertura de areia grosseira. Notar a superfície inferior (*lag-surface*) com material mais grosso, resultante da lavagem e deflação e a superfície superior ainda com vegetação herbácea. As superfícies verticais evoluem também por decapagem (Piornal, 09/04/01).

8.4.4. Taludes com cobertura de areia grosseira

Os taludes com cobertura de areia grosseira são microformas ainda pouco estudadas. São pouco frequentes, e correspondem ao que se designou para a Serra do Gerês, como microtaludes em *blowout* (Vieira, 1995, 1997). Tratam-se de superfícies onde a deflação é muito activa, e que formam pequenas rampas entre duas superfícies a níveis distintos, constituídas por material não coerente (Figs. 8.9 e 8.10). A superfície situada a barlavento está em posição inferior, localizando-se alguns decímetros abaixo da superfície a sotavento, e corresponde a uma superfície poligénica rebaixada pela erosão. A rampa avança para montante, por erosão, à custa da superfície alta, aumentando a extensão da superfície baixa. Os processos que resultam na migração da rampa deverão ser diversos, incluindo a erosão hídrica (escoamento), ciclos gelo-degelo, dessecação e a deflação. Resultados da monitorização destas microformas são apresentados no ponto 8.7.4.

8.4.5. Ondulações de areia grosseira

As **ondulações de areia grosseira** (*ripples*) correspondem a sequências paralelas de pequenas dunas. São formas lineares, normalmente com 2 a 4 m de extensão (embora possam ser inferiores a 1 m) e largura decimétrica, pouco espessas e podem atingir até cerca de 5 cm de altura. Tratam-se de microformas raras e que apenas foram identificadas na área entre o Curral do Martins e a Fraga das Penas. Os casos encontrados, desenvolvem-se em grupos de



Figura 8.10 - Talude com cobertura de areia grosseira num episódio em que a cobertura na rampa é esparsa (Cântaro Raso, 14/12/00).



Figura 8.11 - Ondulações de areia grosseira na Fraga das Penas (10/04/01).

microdunas e podem ocorrer sobre as superfícies de areia granítica ou directamente sobre o substrato são (Figs. 8.11 e 8.12). No primeiro caso, as áreas interdunares encontram-se colonizadas por vegetação herbácea de porte centimétrico. Quanto ao caso encontrado sobre um afloramento de granito, os sectores interdunares, apresentavam-se com uma cobertura muito esparsa de grânulos e clastos, resultantes, quer da desagregação da superfície do afloramento, quer do transporte de material que sobre ela se encontrava.



Figura 8.12 - Conjunto de pequenas ondulações de areia grosseira num colo próximo do Curral do Martins (09/07/01).

As ondulações de areia grosseira mais desenvolvidas, encontraram-se em sectores de declive suave a moderado, sobre areias graníticas, e aparentando moverem-se em direcção à base da vertente. Na rechã onde instalámos a estação termométrica da Fraga das Penas, que apresenta uma superfície de declive muito suave ($\sim 1^\circ$), são visíveis várias ondulações de areia grosseira, desenvolvendo-se diagonalmente ao declive e orientadas a SW (Fig. 8.11).

8.4.6. Coberturas descontínuas de areia grosseira

Nas áreas planálticas mais expostas é também frequente encontrar coberturas descontínuas de areia grosseira. Tratam-se de concentrações de areia e grânulos em sectores de poucos centímetros de diâmetro, que correspondem a descontinuidades na vegetação herbácea. Estas coberturas de areia surgem onde a vegetação é rasteira, e não constitui um obstáculo bem desenvolvido ao movimento dos grânulos. Não existem, por isso, condições (excepto pontualmente) para a formação de microtaludes de encontro ao obstáculo. Os grânulos movimentam-se então, de modo mais ou menos livre sobre a vegetação (Fig. 8.13) ou, em alguns casos, ficam retidos de encontro a pequenos tufos, contribuindo assim, para o desenvolvimento de uma estruturação poligénica do solo de tipo montículos em miniatura (ver Cap. 9.5.4). Pensamos que o desenvolvimento das ondulações de areia grosseira está directamente relacionado com estas superfícies sem obstáculos, em casos onde a areia grosseira e grânulos são mais abundantes.



Figura 8.13 – Aspecto geral e detalhe de coberturas descontínuas de areia grosseira no Planalto da Torre (04/04/96).

8.4.7. Outras características das acumulações arenosas

Em sequências paralelas de acumulações arenosas de encontro ao obstáculo, particularmente, de encontro à vegetação, observa-se o aparecimento, junto à base da acumulação, de um sector distinto onde domina a erosão. Trata-se de uma área de alimentação, proximal, de onde partiram, num último episódio, parte das areias grosseiras que constituem o nível superficial da acumulação. Dependendo das características texturais do solo, esse sector vai-se caracterizar, ou por uma *lag-surface* (quando o solo é muito grosseiro – grânulos e cascalho), ou por uma superfície compacta de material silto-arenoso rico em matéria orgânica (quando o solo é mais fino – Fig. 8.14).

A presença de sectores dominados pela erosão apoia a hipótese do controlo exercido na génese das acumulações por processos morfogenéticos unidireccionais. Isto, porque aqueles sectores resultam do transporte do material em direcção à acumulação, sem que haja suficiente fornecimento de material de montante, para que a superfície não sofra a depleção de areias. A falta de alimentação resulta do efeito de obstáculo causado pela vegetação que se encontra logo a jusante, e que bloqueia o movimento das areias. Este aspecto é muito nítido ao observar-se a forma geral da superfície e o contacto com o tufo localizado a montante (Fig. 8.14). Só no momento em que se dá o galgamento dos tufos de vegetação pelas areias, ou em episódios com uma orientação diferente do movimento, se volta a acumular material grosseiro nos sectores de erosão.



Figura 8.14 – Acumulação arenosa de encontro à vegetação. O sector basal de erosão é constituído por material silto-arenoso compacto e abundante matéria orgânica. O movimento geral dos grânulos faz-se da esquerda para a direita, sendo de notar a acentuada erosão na base dos tufo de *Minuartia recurva*, no início do sector de erosão (ver setas). As raízes expostas reflectem a acentuada actividade erosiva (Cântaro Raso, 30/11/97).

Observações de campo mostraram que os casos em que o sector de erosão é constituído por material silto-arenoso, são favoráveis à ocorrência de fenómenos de segregação de gelo, pelo menos à superfície (*pipkrakes*). Estes, podem originar a migração de grânulos e a sua concentração à superfície do solo. A sua capacidade de desagregação da película superficial (geralmente compacta), através da formação de *nubbins*, torna os sectores de erosão particularmente sensíveis à deflação.

8.4.8. Distribuição das acumulações arenosas

Rudberg (1968) usou observações conjuntas de formas eólicas, anemomorfoses da vegetação e *blowouts* para determinar as direcções dos ventos erosivos na Suécia. King (1971) fez a cartografia das acumulações arenosas em alguns sectores das Cairngorms, na Escócia. Na Serra do Gerês, seguimos o mesmo método e usámos também as anemomorfoses (Vieira, 1995, 1997). Na Serra da Estrela procedeu-se à cartografia da posição e orientação das acumulações arenosas de encontro ao obstáculo durante várias campanhas de campo (Fig. 8.15). O levantamento ilustra apenas as áreas onde as acumulações ocorrem, e a sua orientação geral. Como se observa, as acumulações são frequentes em toda a área planáltica e

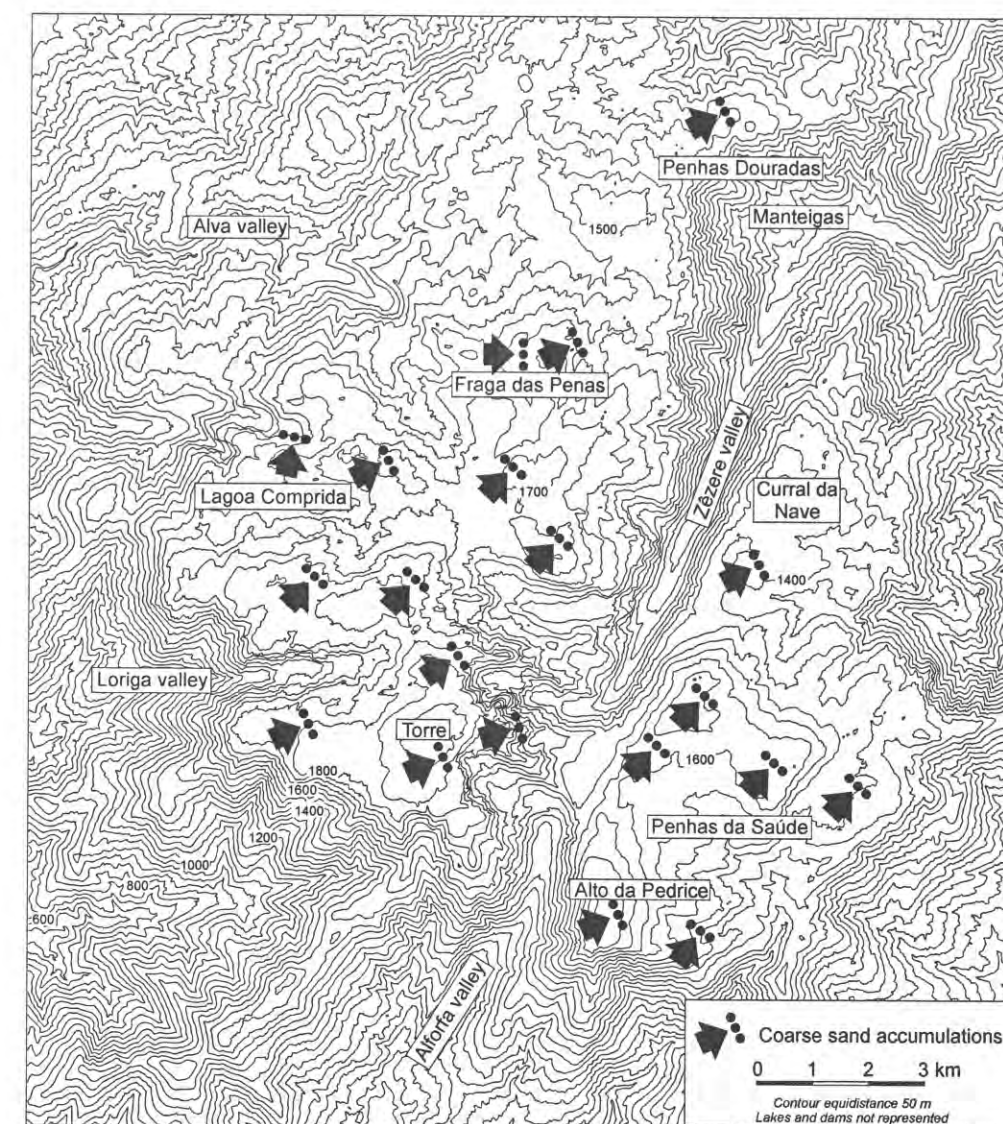


Figura 8.15 – Distribuição e orientação das acumulações arenosas na Serra da Estrela.

apresentam uma orientação muito estável entre SW e W em toda a serra. Foi esta, uma das características que, quando trabalhámos na Serra do Gerês, nos levou a sugerir uma génese eólica. Esta, no entanto, não explicaria a formação de acumulações em sectores protegidos por vegetação arbustiva a barlavento. Contudo, o mapa mostra claramente que o processo que está na origem das acumulações, deve ser unidireccional e tem um carácter regional idêntico ao nível da serra.

8.5. COMPARAÇÃO ENTRE AS ACUMULAÇÕES DA SERRA DA ESTRELA E DA SERRA DO GERÊS

8.5.1. Introdução

Durante as primeiras campanhas de campo na Serra da Estrela em 1995, verificámos que nas áreas planálticas, normalmente acima dos 1300 m de altitude, se encontravam vários exemplos de acumulações de areia grossa com características morfológicas próximas das que tinha estudado na Serra do Gerês. Esta similitude morfológica entre acumulações localizadas em montanhas que distam cerca de 180 km e que têm características altitudinais bastante diferentes (no Gerês, a altitude máxima é 1545 m), levaram-nos a avançar com uma abordagem comparativa entre as acumulações das duas montanhas (Vieira, 1999). A verificar-se a semelhança, não só morfológica, mas também sedimentológica, poderia significar uma génese idêntica, e provavelmente, também uma similar influência na morfodinâmica actual. Poderiam assim ser continuados os estudos iniciados no Gerês, tentando-se esclarecer algumas dúvidas que persistiam. Dessas, talvez a mais importante, fosse a derivada do carácter grosseiro do sedimento das acumulações, que dificultava a aplicação da hipótese genética então proposta, por se considerar o vento, como o principal responsável pela acumulação.

Para o estudo comparativo foram usados os dados granulométricos das amostras estudadas na Serra do Gerês (Vieira, 1995, 1997), e que tinham sido recolhidas do nível grosseiro superficial e do nível mais fino subsuperficial de várias acumulações da área do Outeiro do Pássaro (aproximadamente 1450 m de altitude). Na Serra da Estrela, foram recolhidas amostras de acumulações do Planalto da Torre e da área da Fraga das Penas² (Fig. 8.16).

8.5.2 Camada de sedimento superficial

Como se observa na figura 8.17, as curvas granulométricas cumulativas da camada superficial das amostras das duas montanhas são muito semelhantes. A moda encontra-se na classe -2 ou -1,5 ϕ , facto que depende da posição na acumulação de onde a amostra foi obtida (analisaram-se conjuntamente amostras do sector superior e inferior das acumulações).

² Não se descrevem aqui as acumulações estudadas, pois apenas se pretende comparar as características granulométricas gerais entre as acumulações das duas montanhas, não se analisando à partida qualquer influência local. A descrição das acumulações, tornava necessário seguir o mesmo procedimento para os casos estudados na Serra do Gerês. Esta descrição não nos pareceu justificável neste ponto. As mesmas amostras da Serra da Estrela voltam a ser analisadas no Cap. 8.6, a propósito de um estudo sedimentológico mais pormenorizado, e a sua caracterização detalhada poderá ser aí encontrada.



Figura 8.16 – Locais de recolha das amostras.

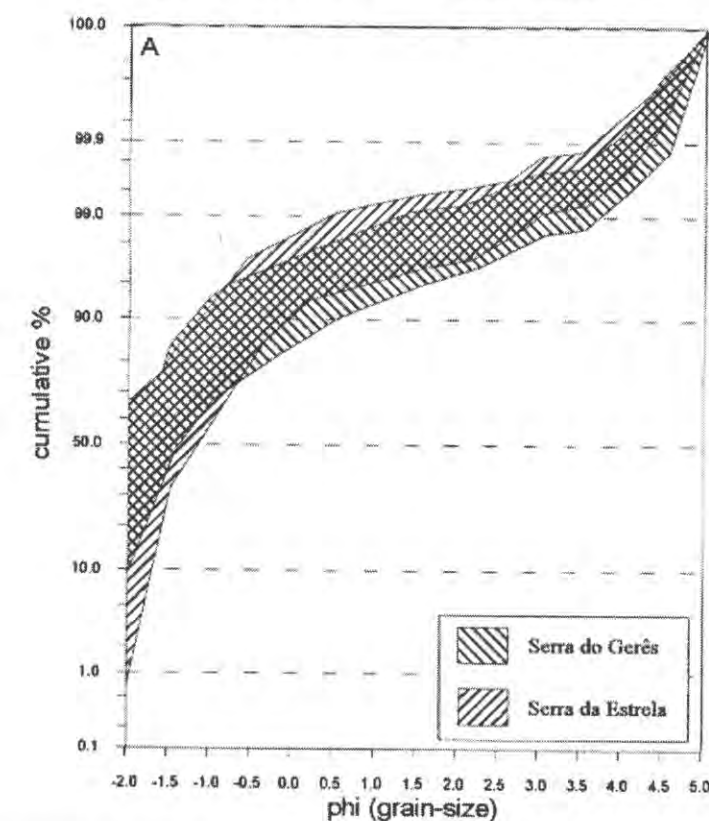


Figura 8.17 - Curvas granulométricas da camada superficial de acumulações arenosas das Serras da Estrela e do Gerês (Vieira, 1999).

Quadro 8.3 – Parâmetros estatísticos do sedimento da camada superficial de acumulações arenosas das serras do Gerês e da Estrela.

	Amostra	MZ	σI	SKI	KG
Serra do Gerês	G1A	-1,20	0,80	0,43	1,19
	G2A	-1,40	0,68	0,41	0,97
	G3A	-1,10	1,00	0,60	1,20
	G4A	-1,30	0,89	0,59	1,17
	G5A	-1,70	0,59	1,00	4,26
	G6A	-1,80	0,31	0,44	1,28
	G7A	-1,50	0,79	1,00	1,45
	G8C	-1,70	0,60	1,00	1,45
Serra da Estrela	G8A	-1,40	0,62	0,53	1,50
	A1A	-1,37	0,60	0,41	1,00
	A1C	-1,55	0,66	0,81	1,23
	A2A	-1,23	0,64	0,27	1,02
	A2C	-1,67	0,55	1,00	1,64
	B1A	-1,57	0,52	0,53	1,23
	B1C	-1,78	0,34	0,88	1,28
	B2A	-1,12	0,70	0,30	1,09
	B2C	-1,57	0,55	0,55	1,09
	B3A	-1,27	0,57	0,21	1,14
	B3C	-1,67	0,41	0,61	0,96
	C1A	-1,28	0,73	0,37	1,76
	C1C	-1,70	0,44	0,60	1,59
	C2A	-1,67	0,43	0,62	1,02
	C2C	-1,67	0,57	1,00	2,46

No que se refere aos parâmetros estatísticos gráficos do material da camada superficial (quadro 8.3), a média gráfica varia entre -1,1 e -1,8 ϕ , o que ilustra o carácter grosseiro do sedimento. As amostras são na maior parte dos casos moderadamente calibradas, embora algumas sejam bem calibradas, e se verifique um caso muito bem calibrado, e um outro no limite superior da classe de fraca calibragem. A assimetria gráfica reflecte o carácter grosseiro do material, tendo a maioria das amostras uma assimetria muito positiva, e duas, uma assimetria positiva. A curtose mostra que as amostras são na maior parte dos casos leptocúrticas ou mesocúrticas, com alguns casos muito leptocúrticos ou extremamente leptocúrticos.

Comparando as duas montanhas, verifica-se uma grande similitude nas variações encontradas entre as amostras, apenas se identificando uma ligeira tendência para as amostras

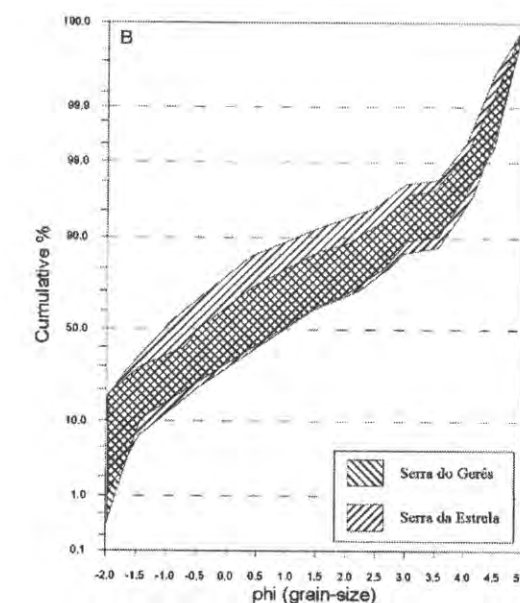


Figura 8.18 - Curvas granulométricas da camada subsuperficial de acumulações arenosas das Serras da Estrela e do Gerês (Vieira, 1999).

do Gerês serem leptocúrticas, enquanto as da Estrela são marcadas por uma maior variabilidade ao nível da curtose.

8.5.3. A camada de sedimento subsuperficial

O material subsuperficial apresenta características muito diferentes do nível grosseiro com cerca de 1 cm de espessura que se encontra por cima. O carácter fracamente calibrado visível macroscopicamente é apoiado pelos parâmetros estatísticos gráficos. As curvas granulométricas são variáveis, mas quando a sua frequência cumulativa é representada usando uma escala gaussiana nas ordenadas, é notória alguma similitude (Fig. 8.18). A fraca calibragem reflecte-se na menor inclinação das curvas, especialmente no sector representando 10 a 90% do peso de sedimento. O sedimento é também mais fino do que no nível superficial.

A média gráfica varia entre 1,02 e -0,77 ϕ (Quadro 8.4), valores que reflectem o carácter mais fino do corpo da acumulação. O desvio-padrão gráfico inclusivo mostra que o sedimento é fracamente a muito fracamente calibrado, o que contrasta com o material superficial, em geral moderadamente calibrado. O índice de assimetria indica que a distribuição granulométrica varia entre curvas aproximadamente simétricas e com uma assimetria muito positiva, sendo que estas últimas são mais frequentes nas amostras da Serra da Estrela. A curtose gráfica é o parâmetro que apresenta maior variação, reflectindo a heterogeneidade do nível subsuperficial das várias amostras. Embora ocorram amostras muito leptocúrticas a muito platicúrticas, a maioria é mesocúrtica e muito platicúrtica.

Quadro 8.4 – Parâmetros estatísticos do sedimento da camada subsuperficial de acumulações arenosas das serras do Gerês e da Estrela.

	Amostras	Mz	σI	SKI	KG
Serra do Gerês	G1B	0,40	1,90	0,20	0,80
	G2B	-0,20	1,40	0,37	0,99
	G4B	0,27	1,78	0,18	0,87
	G5B	0,90	1,80	0,00	0,90
	G6B	0,30	2,00	0,10	0,60
	G7B	0,15	1,41	0,01	1,12
	G8D	0,23	1,61	0,40	0,90
	G8B	0,22	1,89	0,22	0,92
Serra da Estrela	A1B	-0,15	1,70	0,41	0,99
	A1D	0,10	1,77	0,42	1,00
	A2B	-0,63	1,10	0,37	1,55
	A2D	-0,13	1,71	0,38	1,07
	B1B	-0,33	1,72	0,55	1,09
	B1D	-0,77	1,46	0,50	1,14
	B2B	0,48	1,84	0,34	0,73
	B2D	0,20	1,89	0,38	0,85
	B3B	-0,40	1,35	0,43	1,23
	B3D	-0,07	1,81	0,46	1,09
	C1B	0,12	1,95	0,45	0,67
	C1D	0,03	2,00	0,47	0,65
	C2B	-0,05	1,82	0,45	0,85
	C2D	1,02	1,75	0,03	0,88

8.5.4. Classificação Ascendente Hierárquica das amostras

Os dados granulométricos das amostras de ambas as serras foram classificados com o recurso a uma Classificação Ascendente Hierárquica, tendo-se adoptado o método de Ward. Este tipo de análise permite separar dados em grupos cujas identidades não são conhecidas previamente. É para isso calculado o grau de semelhança e de diferença entre os indivíduos, que são usados para definir os grupos e quais as observações que lhes pertencem (Wilks, 1995). Utilizou-se, para isso, o peso do sedimento em cada classe granulométrica. O resultado é um dendrograma onde são representadas as distâncias euclidianas entre as amostras (Fig. 8.19).

O dendrograma isola dois grupos principais que traduzem as diferenças granulométricas entre o sedimento superficial e o subsuperficial. É notória a ausência de uma organização significativa das amostras no dendrograma, seguindo um critério espacial; ou seja, independentemente de uma amostra ser originária da Serra da Estrela, ou do Gerês, a sua proveniência não é evidente nos resultados. Verifica-se no entanto uma tendência para no caso das amostras subsuperficiais, haver uma maior concentração de amostras do Gerês no sector direito da ramificação correspondente, enquanto as da Estrela dominam do lado

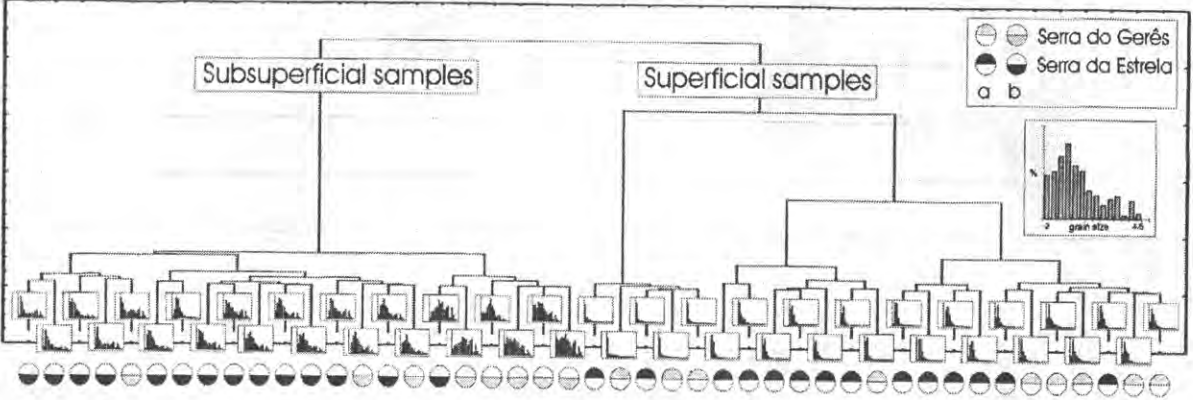


Figura 8.19 – Dendrograma da Classificação Ascendente Hierárquica do sedimento (a) superficial e (b) subsuperficial de acumulações arenosas das serras da Estrela e Gerês (Vieira, 1999).

esquerdo do gráfico. Este facto deve-se a diferenças evidentes na calibragem das amostras subsuperficiais (note-se a maior dispersão nas curvas granulométricas), sendo as do Gerês mais fracamente calibradas.

O facto de a maior parte das subdivisões no dendrograma ilustrarem pequenas distâncias euclidianas, deve-se à homogeneidade de cada um dos dois grandes grupos, caso especialmente patente nas amostras subsuperficiais. No grupo das amostras superficiais, uma primeira subdivisão ocorre isolando os indivíduos particularmente grosseiros. Das cinco amostras que representam esse grupo mais grosseiro, três foram recolhidas do sector inferior das acumulações, sendo que, este coincide geralmente com um sedimento mais grosseiro. As outras duas amostras foram recolhidas sem relação com a posição na acumulação. Uma segunda subdivisão ocorre ainda no grupo mais numeroso de amostras superficiais, reflectindo também as diferenças entre o carácter mais, ou menos grosseiro dos sedimentos (que se traduz numa assimetria, mais ou menos positiva). Uma vez que a maioria das amostras do subgrupo mais grosseiro, são também provenientes do sector basal das acumulações, essa será a explicação para a classificação encontrada.

Os resultados da classificação hierárquica apontam para que as amostras superficiais traduzam uma génese semelhante, ou seja, controlada por processos idênticos. Esta afirmação apoia-se na similitude entre as curvas granulométricas dos sedimentos das duas montanhas, e na ausência de uma organização das amostras no dendrograma, segundo a sua origem (Gerês ou Estrela). No que se refere às amostras subsuperficiais, estas parecem ser mais directamente controladas por factores locais, que se deverão relacionar com as características petrográficas da rocha-mãe.

8.6. ESTUDO SEDIMENTOLÓGICO DETALHADO DE DUAS ACUMULAÇÕES ARENOSAS DA SERRA DA ESTRELA

8.6.1. Introdução

Os resultados apresentados neste ponto têm origem na colaboração com as Professoras Elzbieta Mycielska-Dowgiałło e Barbara Woronko do Laboratório de Sedimentologia da Universidade de Varsóvia, publicados em Vieira *et al.* (2003). As análises dos cortejos de minerais pesados e da superfície dos grãos de quartzo foram desenvolvidas por estas duas especialistas.

Os sedimentos estudados correspondem a amostras de acumulações arenosas de encontro ao obstáculo recolhidas em duas áreas distintas: o interflúvio da Fraga das Penas e o Planalto da Torre (Fig. 8.16).

O sector estudado na área da Fraga das Penas, corresponde ao interflúvio atravessado pelo trilho que parte do paredão da Albufeira de Vale de Rossim em direcção ao Vale do Conde. Trata-se da área de transição entre os sectores glaciado e não glaciado, localizando-se as acumulações estudadas neste último. O substrato é composto por areias e cascalho de espessura decimétrico, com origem no granito de grão grosseiro porfiróide de duas micas de Seia. A área é dominada por superfícies de rególito nuas, pontuadas por arbustos, fazendo a transição entre urzais de *Junipero nanae* - *Ericetum aragonensis* e matos de zimbro – *Lycopodio-Juniperetum* (J. Jansen, inf. oral). É nessas superfícies que se desenvolvem as acumulações de areia grosseira em estudo. A acumulação de encontro à vegetação amostrada apresenta-se exposta a WSW, tem cerca de 33 cm de comprimento, prolonga-se lateralmente por alguns metros, e tem um declive de cerca de 10° (Fig. 8.20).

As amostras recolhidas no Planalto da Torre (Cume), correspondem a uma acumulação situada num pequeno sector desprovido de vegetação, envolvido por um tapete quase contínuo de herbáceas, interrompido pontualmente por afloramentos de granito. O substrato é constituído pelo granito da Estrela, de grão grosseiro e moscovítico. Nesta área, graças à densa cobertura de vegetação (prado) as acumulações arenosas são menos frequentes do que na Fraga das Penas. A acumulação amostrada é uma língua de grânulos, tem cerca de 45 cm de largura e aproximadamente 1 m de comprimento (Fig. 8.21). O declive da superfície da acumulação é de 16° e a exposição é SSW. O sector basal da acumulação faz a transição para uma área, onde dominam pequenos clastos e grânulos grosseiros de granito, e corresponde a uma superfície de lavagem e deflação.



Figura 8.20 – Acumulação arenosa de encontro à vegetação estudada na área da Fraga das Penas (a folha de papel tem cerca de 10 cm de lado).



Figura 8.21 – Acumulação arenosa de encontro à vegetação estudada na área do Cume.

Em ambas as acumulações, foram retiradas amostras do material superficial e subsuperficial nos sectores inferior e superior da acumulação. O estudo granulométrico da fracção grosseira foi levado a cabo usando o método mecânico da triagem com vibrador de peneiros.

O estudo dos minerais pesados foi feito para a fracção de 0,1 a 0,2 mm. A análise por exoscopia da superfície dos grãos de quartzo foi efectuada em grupos de 100 grãos,

correspondentes às fracções: 0,7-1,0 mm e 1,0-1,4 mm. No caso da Fraga das Penas, foram também observados grãos com mais de 1,4 mm de diâmetro. Para a classificação das superfícies dos grãos, foi seguido o método de Cailleux (1942, 1961) modificado por Mycielska-Dowgiałło e Woronko (1998). Foram estudados grãos da camada superficial e subsuperficial dos sectores superiores das acumulações, e grãos das camadas subsuperficiais dos sectores inferiores. No caso do Planalto da Torre, o nível superficial do sector inferior da acumulação foi também analisado.

Para a análise micromorfológica da superfície dos grãos de quartzo com o Microscópio Electrónico de Varrimento, foram seleccionados, usando o microscópio óptico, grupos de 6 grãos típicos de cada amostra. Foram analisados grãos do nível superficial do sector superior e do nível subsuperficial do sector inferior. A escolha destes dois extremos, deve-se a serem estas as posições que devem traduzir diferenças mais significativas ao nível da diferente acção dos processos na superfície dos grãos. A opção foi feita na sequência dos resultados obtidos nos estudos dos minerais pesados, que forneceram dados relacionados com os processos envolvidos na génese da acumulação. Estudou-se a fracção 1,0-1,4 mm em ambas as amostras, sendo que nas do Planalto da Torre, também se analisaram grãos da classe 0,7 a 1,0 mm.

8.6.2. Análise granulométrica

As curvas granulométricas revelam as características típicas das acumulações de areia grosseira referidas em 8.5.2. Na acumulação da Fraga das Penas, o sedimento do nível superficial do sector superior apresenta uma média gráfica de $-1,3\phi$ e é moderadamente calibrado, tem uma assimetria positiva e é leptocúrtico. O sector inferior é mais grosseiro (média gráfica = $-1,7\phi$), bem calibrado, tem uma assimetria muito positiva e é mesocúrtico. O sedimento subsuperficial é muito diferente. No sector superior a média gráfica é $-0,4\phi$ e o material é muito fracamente calibrado, tem uma assimetria muito positiva e é muito leptocúrtico. No sector inferior a média gráfica é $-0,1\phi$, e o material é fracamente calibrado, tem uma assimetria muito positiva e é mesocúrtico. As curvas subsuperficiais são semelhantes (Fig. 8.22), e as diferenças observadas na curtose deverão ser explicadas pela distribuição dos sedimento nas classes extremas.

As curvas granulométricas das amostras superficiais da acumulação arenosa do Planalto da Torre são muito semelhantes às obtidas na Fraga das Penas (Fig. 8.23). O sedimento do sector superior apresenta uma média gráfica de $-1,3\phi$, é moderadamente calibrado, tem uma assimetria muito

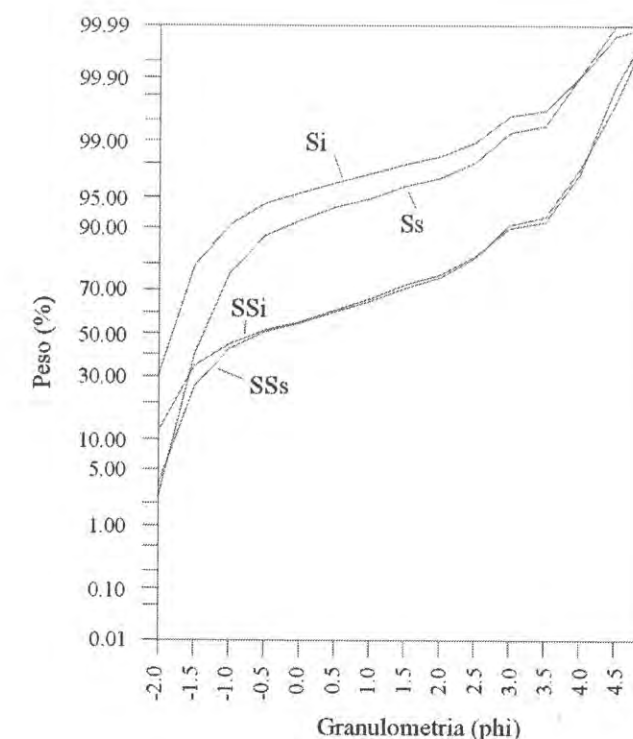


Figura 8.22 – Curvas granulométricas das amostras recolhidas da acumulação arenosa da Fraga das Penas. Si – Superfície sector inferior; Ss – Superfície sector superior; Ssi – Subsuperfície sector inferior; SSs – Subsuperfície sector superior.

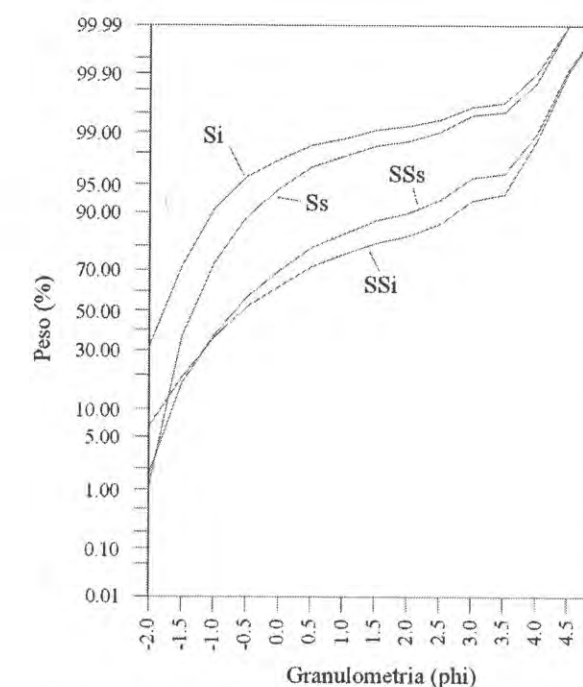


Figura 8.23 – Curvas granulométricas das amostras recolhidas da acumulação arenosa do Planalto da Torre (Cume). Si – Superfície sector inferior; Ss – Superfície sector superior; Ssi – Subsuperfície sector inferior; SSs – Subsuperfície sector superior.

positiva e é muito leptocúrtico. O sedimento subsuperficial é diferente do das amostras da Fraga das Penas. Mas tal como verificado nesta última, o sector inferior é ligeiramente mais mesocúrtico que o sector superior. Verifica-se um aumento nas classes mais grosseiras que -2ϕ e mais finas que $3,5\phi$.

8.6.3. Estudo dos minerais pesados

Os minerais pesados definem-se como aqueles que têm densidades superiores a $2,85-2,9\text{ g/cm}^3$ (Gale e Hoare, 1991, p. 182). São, do ponto de vista volumétrico, constituintes menores das rochas detríticas, mas devido às suas diferentes formas de resistência à erosão física e mecânica, bem como, aos seus distintos comportamentos face ao transporte, podem constituir elementos significativos para o estudo da diagénese ou mesmo da paleogeografia de uma área (Lindholm, 1987).

A forma como os minerais pesados resistem à alteração é função da sua composição e tamanho; e da natureza, concentração e movimento dos fluidos, com que contactam. A ordem de grandeza e velocidade da alteração, depende também do tipo de reacções químicas envolvidas, da permeabilidade do rególito (ou mesmo do sedimento), profundidade de sedimentação e da posição e oscilações da toalha freática (Gale e Hoare, 1991). A clivagem e imperfeições da superfície dos grãos de minerais pesados, são também explorados pela alteração. Por outro lado, a resistência à erosão física é um reflexo da dureza e da presença de imperfeições cristalográficas (por exemplo: clivagem, inclusões cristalinas, etc.) (Gale e Hoare, citando Raeside, 1959). Porém, um dos aspectos mais importantes, ao estudar depósitos actuais e subactuais, é a diferente sensibilidade ao transporte dos vários minerais pesados. É por isso, importante atender ao tamanho, conjuntamente com a densidade (Lindholm, 1987). O estudo do cortejo dos minerais pesados é, assim, uma técnica de grande utilidade no estudo da dinâmica actual, pois pode contribuir para determinar os processos envolvidos na génese de um sedimento.

Os minerais pesados presentes nas amostras da Fraga das Penas reflectem uma curta história de transporte, pois são claramente controlados pela constituição da rocha-mãe. Aliás, esta é uma situação normal, já que a maior influência no cortejo de minerais pesados de um sedimento é exercida pela rocha original (Gale e Hoare, 1991). Dominam claramente em todas as posições da acumulação, a biotite e os minerais não-transparentes (Quadro 8.5).

Do sector superior para o inferior da acumulação, é notório o empobrecimento em minerais de estrutura lamelar do grupo das micas (biotite, moscovite e clorite). O sedimento superficial no sector inferior tem 71,2% de minerais pesados do grupo das micas, e 84% no

Quadro 8.5 - Minerais pesados das amostras da Fraga das Penas e Planalto da Torre (0,1 – 0,2 mm), in Vieira *et al.* (2003).

Amostras	Fraga das Penas				Torre			
	Ss	SSs	Si	SSi	Ss	SSs	Si	SSi
Anfibolas	-	-	-	0,2	2,4	3,2	1,9	4,3
Biotite	81,3	74,7	71,2	68,0	4,8	7,8	6,5	19,0
Clorite	0,4	0,1	-	0,5	-	0,9	-	1,1
Zircão	-	0,1	-	-	-	-	-	-
Kyanite	-	0,1	-	-	-	-	-	-
Epidoto	-	-	1,2	0,1	0,8	0,4	-	1,1
Glauconite	-	-	-	-	-	0,9	-	-
Moscovite	2,3	1,0	-	1,3	76,3	79,6	77,5	61,6
Piroxenas	-	-	-	-	-	0,2	-	-
Rutilo	-	-	-	-	0,8	-	1,0	-
Sphene	-	-	-	-	0,8	-	-	-
Estaurolite	0,8	-	0,6	-	0,8	0,4	-	0,5
Turmalina	-	-	-	0,1	3,8	2,0	4,7	4,3
Carbonatos	-	-	-	-	4,0	-	-	0,5
Opacos	15,2	24,0	27,0	29,8	5,5	4,6	8,4	7,6
Total	100	100	100	100	100	100	100	100

Ss – Superfície sector superior; SSs – Subsuperfície sector superior; Si – Superfície sector inferior; Ssi – Subsuperfície sector inferior.

sector superior. Situação semelhante é observável no material subsuperficial, com 69,8% no sector inferior e 75,8% no sector superior. Quanto aos minerais opacos, verifica-se um enriquecimento significativo destes no sector inferior da acumulação, tanto à superfície, como abaixo dela.

A acumulação do Planalto da Torre apresenta um espectro de minerais pesados mais rico, mas estritamente relacionado com a composição da rocha-mãe (quadro 8.5). A moscovite é o mineral dominante (61,6 a 79,6%), embora a biotite apresente valores significativos (4,8 a 19,0%). No grupo dos minerais pouco resistentes à meteorização, identificaram-se anfíbolos. Considerando o conteúdo total em minerais de maior gravidade específica (minerais opacos e turmalina), é nítido o enriquecimento verificado no sector inferior, tanto à superfície, como no corpo da acumulação. O enriquecimento do sector superficial em minerais do grupo das micas ocorre apenas no nível subsuperficial, e apenas na moscovite. Pelo contrário, verifica-se que à superfície o conteúdo total de minerais de estrutura lamelar é superior na base da acumulação.

Os dados acima descritos revelam vários aspectos interessantes. No caso da Fraga das Penas, a elevada proporção de minerais opacos, parece ser o reflexo do depósito ter evoluído a

partir do rególito terciário. Por outro lado, na amostra do Planalto da Torre, a presença de anfíbulas e de uma percentagem significativamente menor de minerais opacos, aponta para uma menor dependência do manto de alteração, aspecto que está de acordo com a posição da acumulação num dos sectores mais intensamente glaciado. Os dados confirmam, portanto, a origem local do sedimento que forma as acumulações.

As diferenças nos quantitativos de minerais do grupo das micas encontradas entre os sectores superior e inferior da acumulação da Fraga das Penas, parecem indicar o contributo do vento para a génese do depósito. Numa dinâmica eólica, os minerais deste grupo são os primeiros a ser removidos do depósito (Mycielska-Dowgiałło, 1993). As diferenças encontradas, indicam, por isso, a remoção pelo vento das micas da base do depósito, e a sua acumulação no sector superior, a barlavento do obstáculo. Nas amostras da Torre, esta dinâmica não é evidente, podendo-se apenas observar este efeito no sedimento subsuperficial (corpo da acumulação).

Os minerais opacos formam um grupo de alta densidade (geralmente superior a $4,6 \text{ g/cm}^3$) dentro dos minerais pesados. Neste grupo incluem-se óxidos de ferro e sulfureto, bem como outros minerais, que devido à alteração terão ficado cobertos por capas de óxidos e hidróxidos de ferro. A sua sensibilidade aos diferentes agentes de transporte, faz com que revelem dados diferentes dos obtidos a partir da análise do grupo das micas. A diferenciação relacionada com a densidade dos minerais é especialmente notória em ambientes aquáticos, ou então na presença de processos de lavagem (Mycielska-Dowgiałło, 1995 citada em Vieira *et al.*, 2003b).

No caso da acumulação da Fraga das Penas, a maior concentração de minerais opacos no nível subsuperficial e no sector inferior da acumulação, deverá corresponder ao efeito da lavagem do depósito pela acção da escorrência e infiltração da água da chuva e fusão da neve. Na acumulação da Torre, está presente o mesmo efeito, embora só se detecte entre o sector superior e inferior da acumulação. Este facto é especialmente notório, se aos minerais opacos, adicionarmos a turmalina, que apresenta uma densidade superior a $3,0 \text{ g/cm}^3$. Na acumulação arenosa do Planalto da Torre, a maior percentagem de minerais do grupo das anfíbulas no nível subsuperficial, poderá indicar uma maior meteorização no nível superficial.

Em síntese, os principais resultados da análise do cortejo de minerais pesados, apontam para a importância de dois processos na génese das acumulações arenosas: por um lado, a acção do vento no transporte do sedimento; por outro, a lavagem por acção da escorrência superficial e infiltração.

8.6.4. Estudo dos grãos de quartzo com o microscópio óptico

A análise da superfície dos grãos de quartzo ao microscópio óptico revelou que, em ambas as amostras, dominam os grãos baços com traços evidentes de meteorização (Quadro 8.6). Esses traços são visíveis a níveis de ampliação relativamente baixos, o que sugere uma acção muito intensa da meteorização, tanto física, como química, na modelação da superfície dos grãos (Vieira *et al.*, 2003). Nas superfícies recentes de fracturação, observam-se traços iniciais de picotado.

A análise dos resultados obtidos para a Fraga das Penas (Quadro 8.6) evidencia o domínio dos grãos com fraco rolamento e picotado na superfície (EM e EM/C). Verifica-se que a classe EM/C, em que os grãos, além de terem fraco rolamento e picotado, estão fracturados, apresenta valores superiores à EM. Estes valores aumentam significativamente no sector superior da acumulação (cerca de 70%). É difícil apontar qual o mecanismo responsável pela fracturação, embora este deva ser de natureza física. Por se tratarem de amostras externas ao sector glaciado da serra, podem-se colocar duas hipóteses para a origem das fracturas: a crioclastia ou a acção dos incêndios. A percentagem de grãos totalmente frescos (não meteorizados) é relativamente baixa (2 a 12%).

Na acumulação arenosa do Planalto da Torre dominam os grãos com fraco rolamento e picotado total ou parcial da superfície (18 a 61,9%). A percentagem de grãos fracturados é

Quadro 8.6 - Resultados da análise ao microscópio óptico usando o critério de Cailleux (1942) modificado por Mycielska-Dowgiałło & Woronko (1998).

	Amostras	NU Totalmente fresco	EM/RM Fraco rolamento e picotado total	EM Fraco rolamento e picotado total ou parcial	EM/C Fraco rolamento e picotado total ou parcial com fracturas
Fraga das Penas	Ss (>1,4 mm)	5,0	1,0	21,8	72,7
	SSs (>1,4 mm)	3,9	0,0	27,4	68,8
	SSi (>1,4 mm)	4,0	0,0	44,0	52,0
	Ss (1,0-1,4 mm)	3,3	0,0	46,7	50,0
	SSi (1,0-1,4 mm)	2,0	0,0	45,1	52,9
	SSs (0,71-1,0 mm)	12,0	0,0	26,0	62,0
Torre	Ss (1,0-1,4 mm)	36,7	4,7	46,0	12,7
	SSs (1,0-1,4 mm)	32,7	0,0	54,0	13,3
	Si (1,0-1,4 mm)	18,5	0,0	58,6	22,5
	SSi (1,0-1,4 mm)	17,2	0,0	61,9	20,8
	Ss (0,71-1,0 mm)	66,0	0,0	18,0	16,0

Ss – Superfície sector superior; SSs – Subsuperfície sector superior; Si – Superfície sector inferior; Ssi – Subsuperfície sector inferior.

muito inferior à presente nas amostras da Fraga das Penas (12,7 a 22,5%). Este facto poderá estar relacionado com a menor frequência de incêndios no Planalto da Torre, ou com uma diferente acção da crioclastia. Por outro lado, verifica-se uma frequência muito superior de grãos totalmente frescos (NU), variando a sua percentagem entre 17,2 e 66%. Depreende-se portanto, uma menor, ou mesmo a inexistência de qualquer dependência genética do manto de alteração terciário, para esta amostra, o que é facilmente explicado pela sua localização no coração da área glaciada no Plistocénico. É de notar, que a percentagem de grãos totalmente frescos no sector superior da acumulação, tanto à superfície, como no nível subsuperficial, é significativamente superior à do sector basal.

Ocorrem também nas duas acumulações arenosas alguns grãos sub-rolados, mas com picotado total ou parcial da superfície. Estes, embora em muito pequeno número, foram encontrados sempre à superfície no sector superior das acumulações, facto que parece apontar para que o rolamento resulte do maior movimento que os grânulos do sector superior poderão apresentar.

A observação dos cantos e superfícies convexas dos grãos, no sentido de procurar evidências da acção mecânica do vento, mostrou apenas traços muito ligeiros desta e só nas amostras do Planalto da Torre. Esta observação sugere uma curta duração da influência dos processos eólicos nas acumulações, facto apoiado também no fraco rolamento patente nos grãos de feldspato. Aliás, a percentagem de feldspato é significativa nas amostras estudadas, apesar da sua baixa resistência à meteorização (Vieira *et al.*, 2003).

8.6.5. Estudo dos grãos de quartzo com o microscópio electrónico de varrimento

A observação de grãos de quartzo ao Microscópio Electrónico de Varrimento (SEM) veio confirmar os resultados obtidos através da utilização do microscópio óptico. As texturas encontradas mostram ter-se verificado uma muito curta duração dos processos eólicos, o que se traduz numa quase total ausência de micromodelado eólico característico nas superfícies dos grãos (Figs. 8.24 e 8.25). Apenas esporadicamente se encontram traços de abrasão eólica nos cantos dos grãos (Fig. 8.25-C e D). Esses são os pontos mais expostos, que sofrem primeiro a acção dos processos de erosão mecânica (saltação e rolamento).

Contudo, como salientam Rogerson e Hudson (1983) citados por Whalley (1996, p. 362), a existência de uma determinada textura, não significa que essa seja o resultado do último modo de transporte; ou seja, se um modo de transporte não for suficientemente intenso ou prolongado, poderá não deixar traços da sua acção. Mycielska-Dowgiałło (1993) e Ovchinnikov (1998) citados em Vieira *et al.* (2003) salientam mesmo, que a primeira indicação

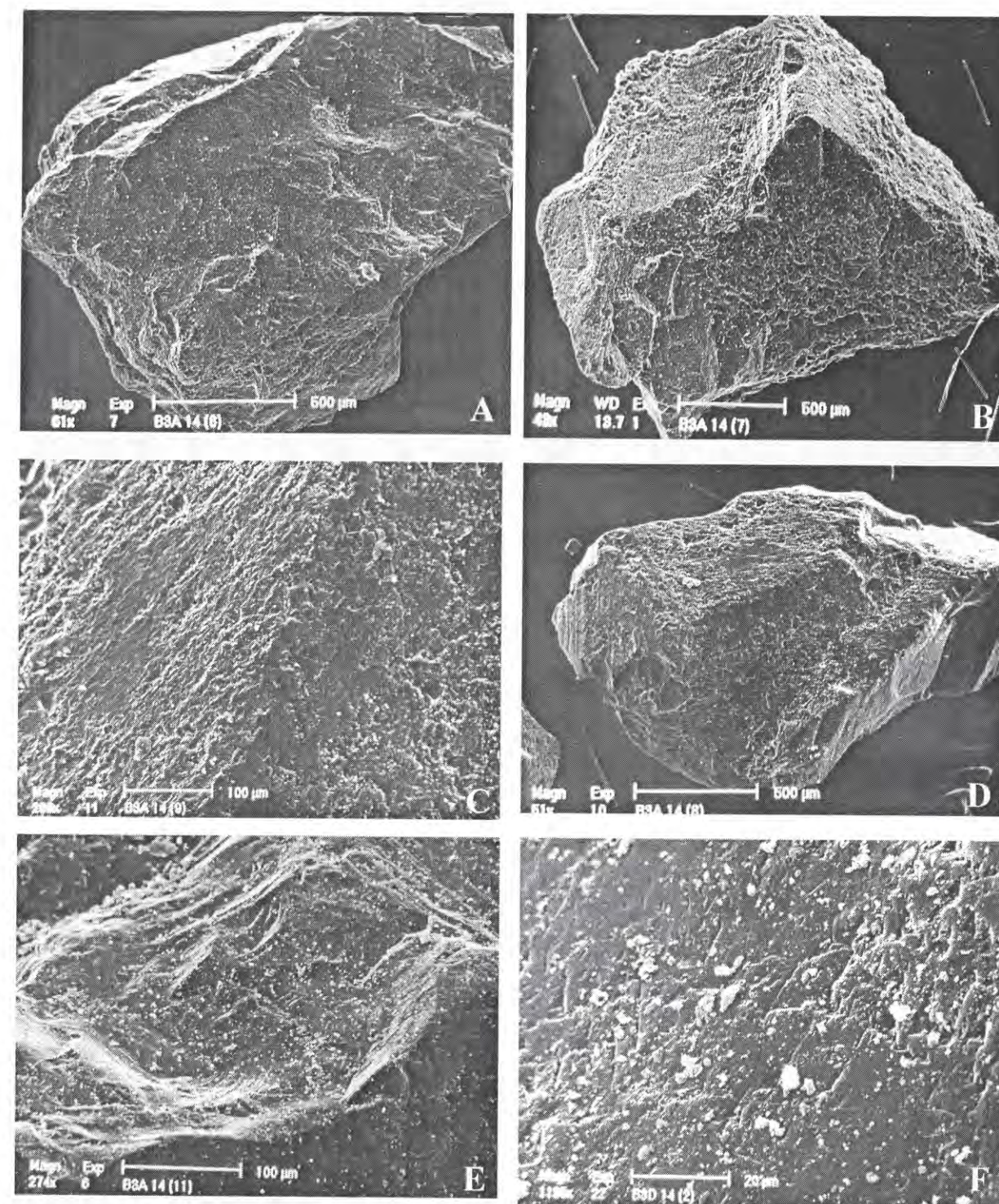


Figura 8.24 – Micrografias de Microscópio Electrónico de Varrimento de grãos de quartzo da acumulação arenosa da Fraga das Penas. A - Grão não meteorizado com cantos e arestas angulosas; B - Grão alterado (meteorização química); C - Pormenor de grão com estruturas orientadas (meteorização química); D - Grão com evidências de meteorização química e com uma fractura fresca (meteorização física); E - Pormenor de grão com fracturas recentes (meteorização física); F - Superfície de grão com estruturas orientadas (meteorização química) (Micrografias: B. Woronko).

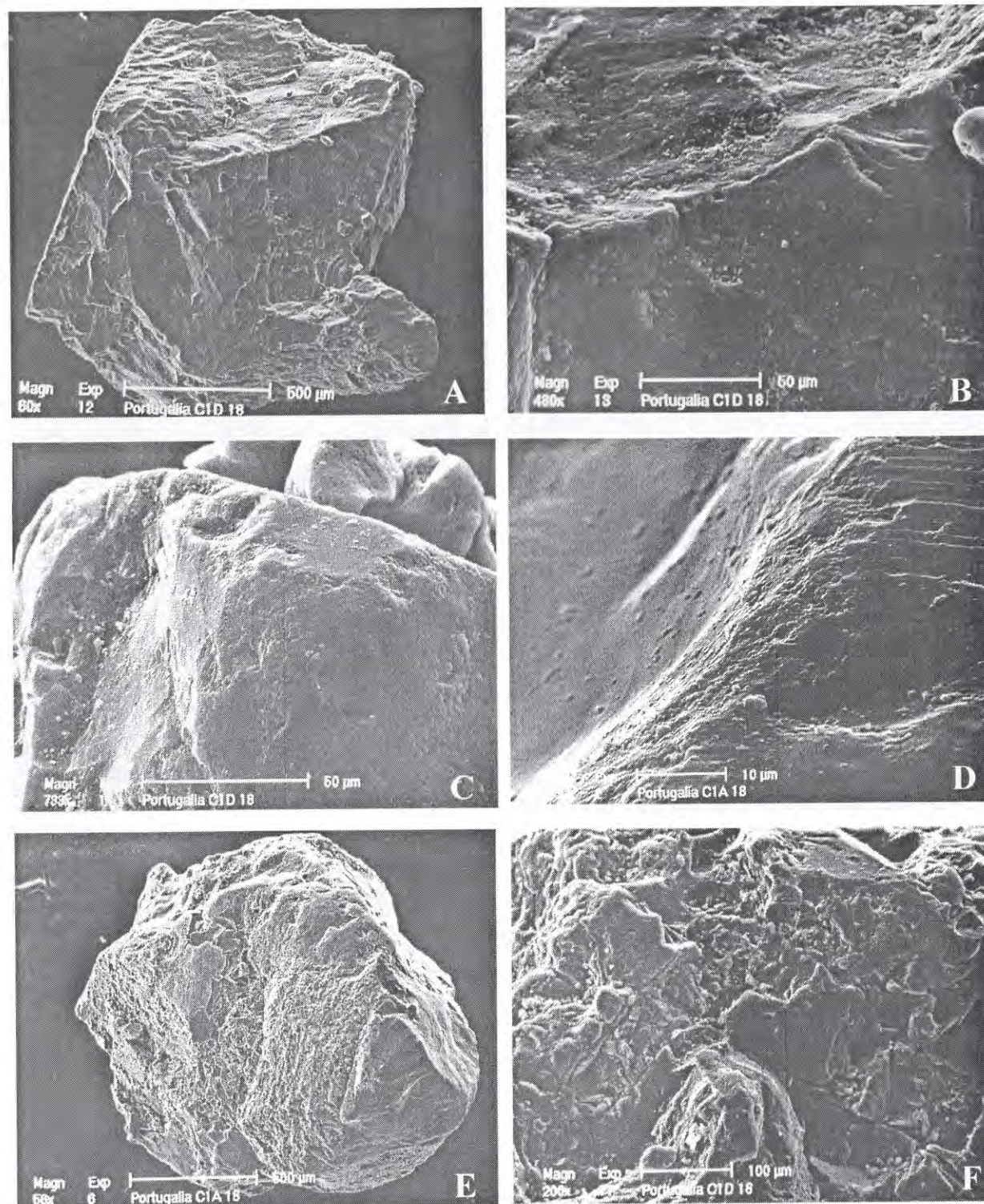


Figura 8.25 – Micrografias de Microscópio Electrónico de Varrimento de grãos de quartzo da acumulação arenosa do Planalto da Torre. A - Grão angular; B - Pormenor de canto do grão apresentado em A; C - Grão com marcas incipientes de erosão eólica na aresta; D - Pormenor de grão com estruturas orientadas e aresta com traços de erosão eólica; E - Grão muito alterado (meteorização química); F - Pormenor de grão muito alterado (meteorização química) (Micrografias: B. Woronko).

da ocorrência de processos eólicos, é a geração da forma de duna, e só depois são modificadas as características texturais dos sedimentos. Por isso, a fraca influência do vento na superfície dos grãos de quartzo não põe de parte a importância dos processos eólicos na génese das acumulações.

Ainda no que se refere à textura da superfície dos grãos, a acção da meteorização, tanto química, como física está bem patente. A primeira, pode-se observar especialmente pela presença de estruturas orientadas, que correspondem ao controle exercido pela estrutura (Figs. 8.24-B, C e F a 8.25-D) e pela cristalização de minerais secundários; a segunda, está patente na fracturação (Fig. 8.24-D). Os sinais de meteorização estão presentes nas depressões e também nas superfícies fracturadas, o que denota a sua intensidade e actividade.

As superfícies dos grãos de quartzo das acumulações arenosas do Planalto da Torre e da Fraga das Penas apresentam um micromodelado muito semelhante. A única diferença encontrada, residiu no facto de se terem encontrado traços de abrasão eólica nos cantos de alguns grãos do Planalto da Torre, e nunca nos da Fraga das Penas.

8.7. RESULTADOS OBTIDOS ATRAVÉS DE MONITORIZAÇÃO DAS FORMAS

8.7.1. Introdução

Embora a caracterização morfológica e sedimentológica sejam importantes para melhor compreender a génese das acumulações arenosas, essas abordagens poucos dados fornecem quanto à actividade das formas, e em especial, quanto à velocidade a que se movimentam os grãos nas áreas sem vegetação dos planaltos. A monitorização da dinâmica superficial torna-se, por isso, fundamental para a solução desse aspecto.

Por se tratar do estudo de um tipo de dinâmica pouco conhecida, as tentativas de monitorização efectuadas foram diversas, e o significado dos resultados provém mais do conjunto de métodos aplicados, do que propriamente da informação de um único método seguido. Pelo intervalo relativamente curto que a elaboração de uma dissertação impõe, o tempo de desenvolvimento de técnicas de monitorização, é também curto, o que tem implicações nos resultados finais. Não só, o período de observações é restrito, como também a preparação e desenvolvimento das técnicas a aplicar, carece do tempo necessário para que se proceda à experimentação e posteriores reajustes metodológicos. Algumas das técnicas utilizadas, só puderam ser aperfeiçoadas numa fase já avançada do trabalho de campo. Este conjunto de factores traduz-se em algumas limitações nos resultados, que só poderiam ser ultrapassadas com um período mais longo de estudo.

Foram tentados vários tipos de abordagem para avaliar o grau de actividade das acumulações arenosas. Tratam-se, todas elas de técnicas de monitorização descontínua no tempo, baseadas em observações pontuais de um mesmo local em momentos escolhidos. Pensou-se também em efectuar tentativas de monitorização contínua, mas essa hipótese de trabalho acabou por ser afastada, essencialmente pela imprevisibilidade das condições meteorológicas necessárias para que se verifique actividade; e pela distância que a Serra da Estrela apresenta em relação ao local de residência do autor, aspecto que limita muito a deslocação à área sem algum planeamento prévio. As condições materiais necessárias (equipamento de vídeo à prova de água) não existiam também. Hoje estas condições estão ultrapassadas, e contamos para breve, poder avançar no sentido de uma monitorização contínua da dinâmica de uma acumulação durante episódios de vento forte e precipitação intensa.

As técnicas e resultados apresentados neste ponto são apenas as que visam avaliar a dinâmica superficial que dá origem ao corpo da acumulação, mas as acumulações arenosas,

como se mostrou, são formas poligénicas, e os processos que ocorrem em profundidade no solo são também importantes (por ex.: crioexpulsão) e são abordados no capítulo 9.

8.7.2. Linhas pintadas no solo

As linhas pintadas no solo são uma técnica que já usámos na monitorização da acção dos *pipkrakes* na Serra do Gerês (Vieira, 1995, 1996) e que tem sido usada com sucesso por vários investigadores, em particular em ambientes periglaciários (por ex.: Pissart, 1964a e b, 1973; Pérez, 1987, 1988). Apresenta-se particularmente útil na monitorização de movimentos da superfície do solo com uma direcção preferencial. São exemplos disso, os movimentos predominantemente influenciados pela gravidade. Como vimos anteriormente, a exposição das acumulações é muito constante, e o modelo que propusemos para a Serra do Gerês, implicava uma génese eólica, ou seja, com um movimento dos grânulos unidireccional. Mostrar-se-á que esse movimento é mais complexo do que o inicialmente proposto.

As principais vantagens na utilização de linhas pintadas são: 1) Facilidade e rapidez de instalação das experiências - foi utilizada tinta colorida em *spray*³, aplicada directamente no solo (Fig. 8.26) entre dois pontos de referência (pregos ou estacas⁴); pintaram-se assim linhas com 3 a 5 cm de espessura e com 30 a 130 cm de comprimento, em direcção perpendicular ao declive da superfície das acumulações; 2) Facilidade com que se efectua a monitorização - a monitorização no campo foi efectuada de dois modos distintos: fotografia vertical, e nalguns casos, levantamento das posições dos grânulos pintados desenhando-os em acetatos colocados no solo; 3) Baixo-custo - pode ser facilmente efectuada em vários locais, para no caso de se verificarem actos de vandalismo, os danos sejam minimizados.

Quanto às principais desvantagens da utilização de linhas pintadas, estas são: 1) Grãos apenas pintados de um lado - se o movimento que os grãos sofrem originar a sua rotação, estes não podem ser identificados quando se procede ao levantamento do movimento. Este aspecto, acaba por não ser muito significativo, uma vez que a quantidade de grãos pintados é suficientemente grande, para que haja sempre elementos com a superfície pintada exposta. Os grãos identificados devem, por isso, ser tidos como uma amostra da população original. A

³ Foram usadas tintas de cor verde, laranja e azul. A última foi aquela que resultou mais satisfatória, pois nas outras duas, os grãos são mais dificilmente identificáveis.

⁴ A utilização de pregos metálicos é importante. Estacas de madeira ou plásticas devem ser evitadas por duas razões: as cabras e ovelhas demonstraram uma especial predilecção pela madeira, retirando-as e/ou danificando-as frequentemente; a acção da crioexpulsão pode fazer com que os materiais que conduzem mal o calor sejam rapidamente desenterrados (se a estaca for boa condutora, em episódios de frio, a frente de congelação percorre-a rapidamente, ancorando-a mais facilmente no solo). Apesar de inicialmente termos optado pelas estacas de madeira, pois exercem um menor impacte ambiental, nas experiências mais recentes, usámos pregos.

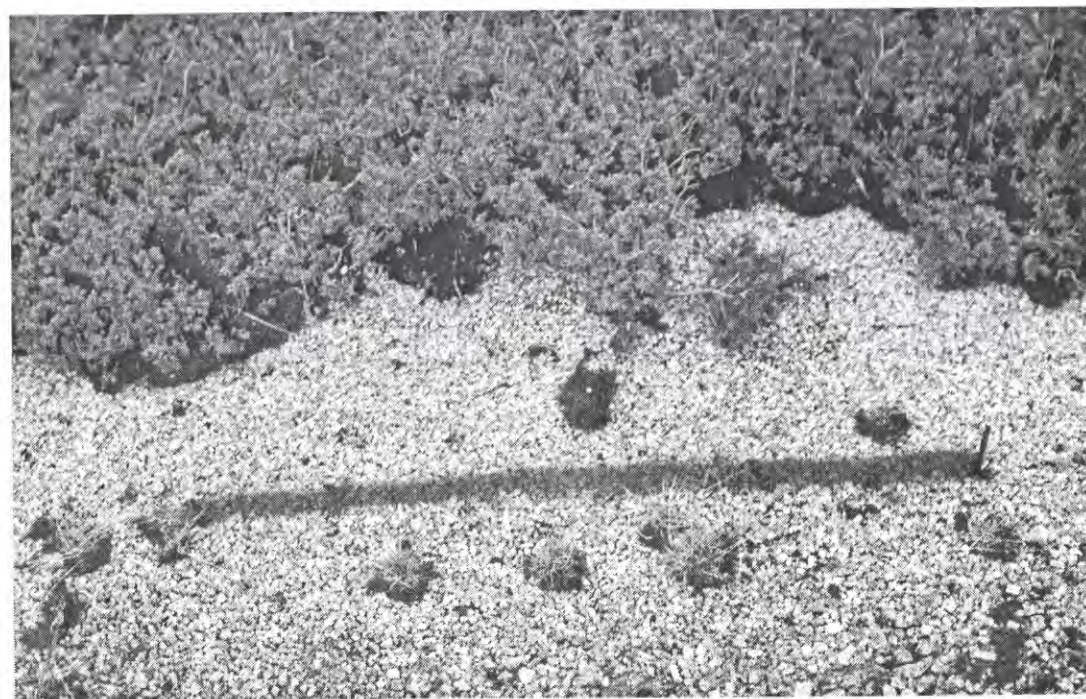


Figura 8.26 – Linha pintada com *spray* numa acumulação arenosa de encontro à vegetação na Fraga das Penas (Fraga das Penas 1, 23/11/98).

rotação é um fenómeno aleatório, pelo que não exercerá influência significativa nos resultados obtidos; 2) Falta de identificação individual - é difícil inferir acerca do movimento de um único elemento; 3) Medição em relação à linha original - apenas se obtém o movimento mínimo, pois sendo a referência linear, os movimentos diagonais de grãos que se encontrem dentro do rectângulo que constitui a projecção da linha, não podem ser identificados. Também não é possível identificar todos os vectores de movimento, mas apenas o vector resultante.

Os locais em que se levou a cabo a monitorização das acumulações arenosas foram escolhidos de modo a serem sectores onde a morfodinâmica fosse particularmente significativa e com o objectivo de verificar a rapidez do movimento das acumulações. A instalação das primeiras linhas pintadas decorreu em 1997. Escolheram-se pontos no Cântaro Raso, Fraga das Penas, Penhas Douradas e Malhada Alta (Fig. 8.27).

Por razões essencialmente logísticas, pois trataram-se de áreas visitadas menos vezes, acabámos por abandonar a análise detalhada continuada das acumulações da Malhada Alta e Penhas Douradas, bem como de uma no Cântaro Raso e outra na Fraga das Penas (nestes dois locais, estudámos vários pontos). Porém os dados que foram recolhidos em 1997 na Malhada Alta e nas Penhas Douradas, são também analisados, pois fornecem interessantes resultados para a análise do movimento em curtos intervalos de tempo.



Figura 8.27 – Localização dos pontos onde foram instaladas linhas pintadas na superfície de acumulações arenosas.

a) Análise do movimento geral das acumulações entre 1997 e 2000

No período de 1997 a 2000 foram monitorizadas com detalhe 4 acumulações arenosas: 2 localizadas no Cântaro Raso, e 2 próximo da Fraga das Penas. Tratam-se de acumulações simples de encontro à vegetação e a obstáculos rochosos (Figs. 8.26 e 8.28 a 8.30).

As acumulações começaram a ser monitorizadas em 1997 e 1998, tendo sido efectuadas observações de campo e posterior análise de fotografias, pelo menos uma vez por ano até 2000. Verificou-se que na Fraga das Penas se verifica uma tendência geral para a descida ou para a estabilidade das linhas pintadas, enquanto no Cântaro Raso registaram-se subidas mais frequentemente (quadro 8.7). É de notar que o Inverno de 1998-99 se caracterizou por uma descida geral ou estabilidade das acumulações estudadas em ambos os locais.

Podem-se tirar duas ilações destas observações: uma espacial, em que se verifica uma subida clara do sedimento nas acumulações do Cântaro Raso e uma descida na Fraga das Penas; e uma temporal, pois anualmente podem-se verificar diferenças significativas no



Figura 8.28 - Acumulação estudada (Fraga das Penas 2) com a linha pintada (setas) para efeitos de monitorização (29/12/97).

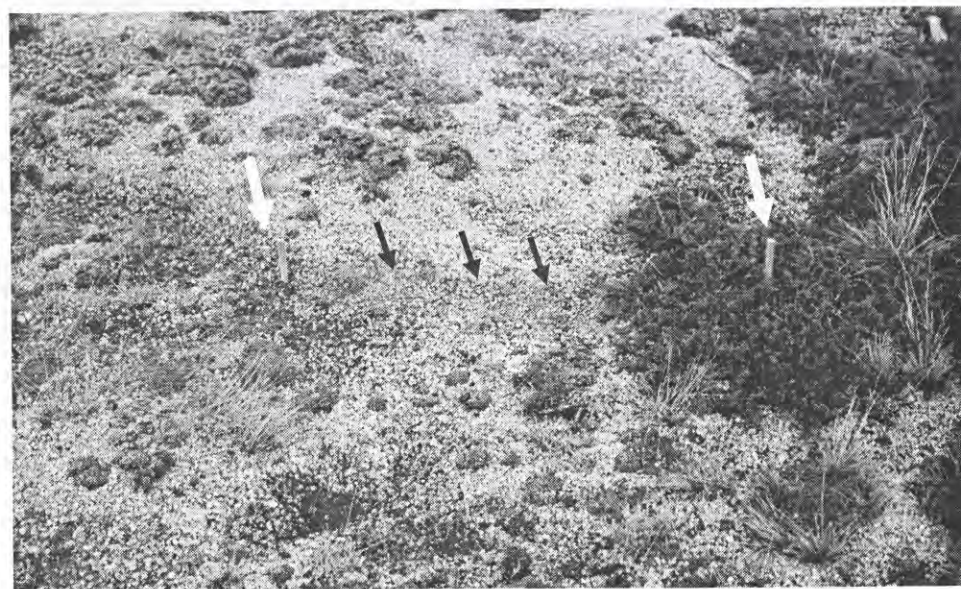


Figura 8.29 - Acumulação estudada (Cântaro Raso 1) com linha cor-de-laranja pintada (setas pretas) para efeitos de monitorização. Notar as duas estacas identificadas pelas setas brancas (30/11/97).

movimento. A inexistência de dados climáticos detalhados limita a aplicação de uma explicação climática. No entanto, os conhecimentos de campo e os dados da monitorização das temperaturas do solo, sugerem que a área da Fraga das Penas está mais sujeita à acção da chuva e do vento durante os meses frios. Isto, porque nas áreas mais altas, como o Cântaro Raso a neve permanece durante mais tempo a proteger o solo. Os ciclos de gelo-degelo superficiais e a formação de *pipkrakes* (processos responsáveis pela descida dos grãos na superfície das acumulações) também parecem ser mais frequentes na área da Fraga das Penas. Mas o factor que deverá exercer o principal controlo deve ser a granulometria. Nas



Figura 8.30 - Acumulação de encontro a afloramento rochoso monitorizada no Cântaro Raso. As setas indicam os limites da linha azul (Cântaro Raso 2, 22/11/98).

acumulações da Fraga das Penas, o sedimento superficial é mais grosseiro do que no Cântaro Raso, pois o substrato controla em larga medida o tamanho dos grãos disponíveis. No primeiro local, o substrato é constituído por granito porfiróide de grão grosseiro (Granito de Seia), enquanto no segundo, é um granito porfiróide, mas de grão médio (Granito da Covilhã). Como se demonstra adiante, numa mesma acumulação, nos grânulos domina a descida nas acumulações, enquanto nas areias domina a subida. Além destes aspectos, os obstáculos são de maior dimensão na Fraga das Penas, especialmente quando comparados com a acumulação Cântaro Raso 1, onde o sedimento se acumula de encontro a raízes de *Juniperus nana* e pequenos tufo de *Minuartia recurva*, que apenas contribuem para retardar o movimento dos grânulos.

b) Análise detalhada do movimento das acumulações da Fraga das Penas e Cântaro Raso entre 1998 e 1999

Além da análise descrita acima, o movimento das acumulações do Cântaro Raso e Fraga das Penas foi também estudado com detalhe até 13 de Novembro de 1999. A acumulação Cântaro Raso 1 foi analisada em dois momentos distintos, enquanto nos outros casos se estudou um único momento. Para obter com rigor o posicionamento dos grânulos, procedeu-se à cópia da sua posição *in situ* para folhas de acetato. Colocaram-se as folhas sobre as acumulações, e copiou-se com uma caneta a posição dos grânulos pintados. Para os indivíduos mais afastados, e que se encontravam fora da superfície coberta pelo acetato, foi

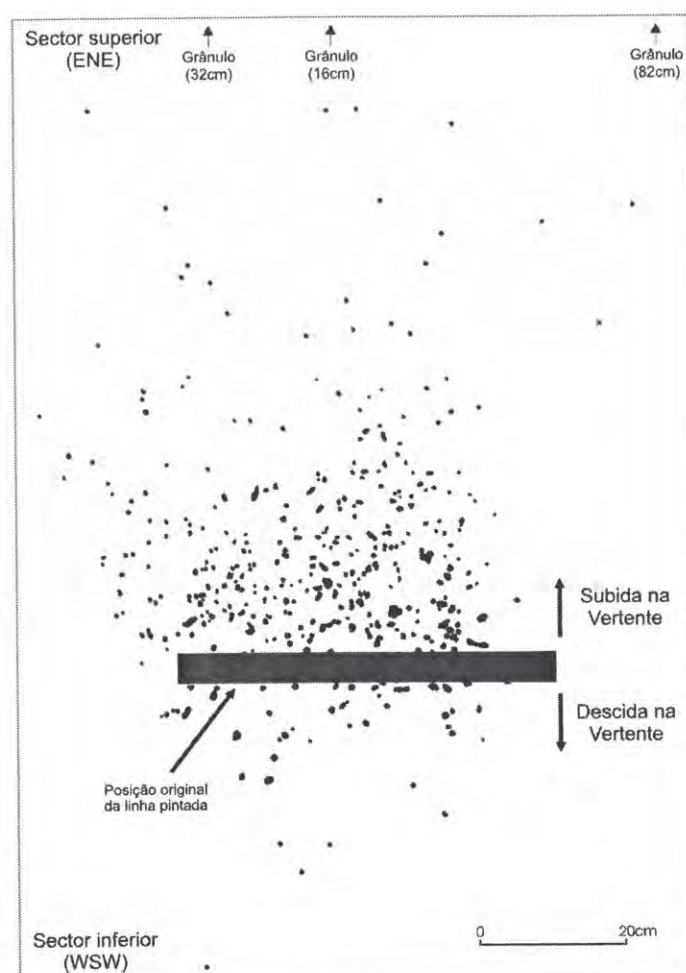


Figura 8.31 – Movimento dos grânulos pintados da acumulação arenosa do Cântaro Raso 1 registado no dia 5/11/99. A instalação desta linha foi feita em 22/11/98 (Vieira *et al.*, 2004).

anotada a direcção e distância a um ponto de referência. Os acetatos foram depois rasterizados, tendo o cuidado de antes de iniciar o processo, desenhar um quadrado com dimensão conhecida, de modo a permitir a atribuição posterior de uma escala. Depois deste passo, vectorizaram-se os contornos dos grânulos ou conjuntos de grânulos pintados. Foi usado *software* de desenho vectorial que permitiu a representação gráfica da posição dos grânulos pintados nas acumulações⁵ sem distorções e com escala (por exemplo: Fig. 8.31).

Numa tentativa de quantificar o movimento dos grãos, integraram-se os dados num *software* de Sistema de Informação Geográfica que permite efectuar a análise espacial do movimento. Passou-se, de seguida, à transformação do ficheiro de linhas em polígonos, e deste, num ficheiro *raster*, para que se possa proceder à análise dos dados. Esse ficheiro foi georeferenciado, usando coordenadas fictícias milimétricas. Criou-se depois um novo *layer* com a mesma georeferenciação, o qual representava as distâncias ao centro da linha pintada

inicial. Essa informação foi classificada em intervalos de 1 cm e intersectada com o *layer* que representa a posição dos grânulos. Calculou-se assim a área pintada para cada classe de distância à origem. Às subidas em relação à origem foram atribuídos valores positivos, enquanto os negativos, representam uma descida. É de notar que quando foram recolhidos os dados, muitos grânulos se encontravam ainda próximo da origem, portanto dentro da área inicialmente pintada, pelo que não é possível aferir o seu movimento. A utilização de um *software* de SIG, tradicionalmente usado para análises a escalas muito mais pequenas proporcionou, uma abordagem de grande detalhe a uma microescala.

A análise do movimento nas acumulações estudadas (Fig. 8.32) mostra que a sua superfície é muito dinâmica (em todas as observações se verifica um movimento claro nos grânulos pintados). É também notório, que as taxas de movimento são irregulares no tempo. Veja-se, por exemplo, o caso da acumulação do Cântaro Raso 1, que sofreu um movimento muito mais significativo num período de 3 meses (30/07 a 5/11/99), do que nos 8 meses precedentes.

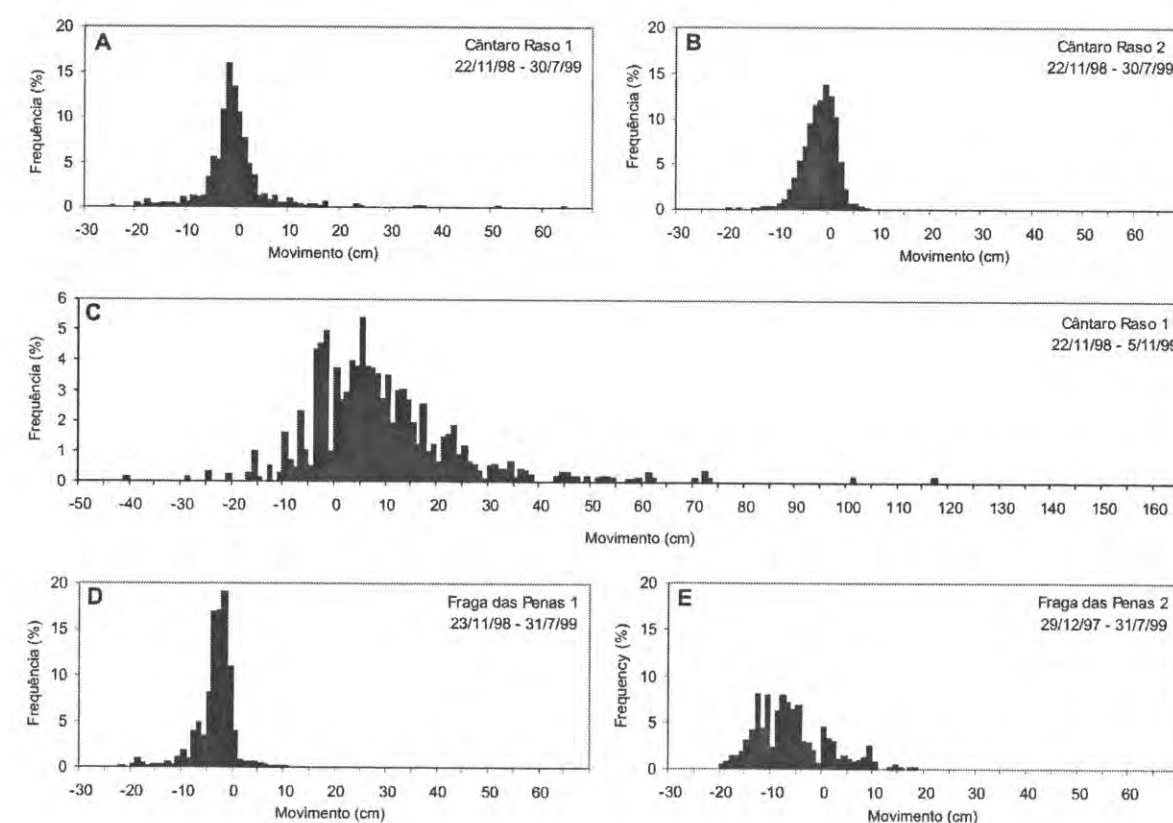


Figura 8.32 – Movimento registado nas acumulações arenosas monitorizadas no Cântaro Raso e na Fraga das Penas. Os valores positivos indicam uma subida na acumulação e os negativos uma descida (Vieira *et al.*, 2004).

⁵ Note-se que inicialmente, tinha sido desenhada sobre as acumulações, uma linha com cerca de 5 cm de espessura. O posicionamento dos grânulos corresponde ao movimento que estes terão sofrido após a pintura.

O sentido de movimento dos grânulos é também irregular. Na acumulação do Cântaro Raso 1 é clara a tendência para a subida dos grânulos na acumulação; por outro lado, na acumulação da Fraga das Penas 2, dominam os elementos que desceram. Estes dados devem ser interpretados com especial cuidado, pois o movimento registado na segunda, é o resultado de um período duas vezes mais longo que o da primeira. As diferenças podem ser o reflexo de distintas condições climáticas entre os dois anos, mas resultarão mais provavelmente de factores locais.

Um outro aspecto interessante e que pode ser importante para compreender a dinâmica das acumulações arenosas e também das superfícies cobertas de grânulos nos planaltos, é a assimetria que se verifica nos indivíduos que sofrem mais movimento. Verifica-se em todos os casos, excepto na Fraga das Penas 1, que os grânulos que se movem mais, têm uma tendência para fazê-lo preferencialmente subindo na acumulação. Este facto pode ser suficiente para explicar a forma geral das acumulações e o avanço sobre os obstáculos.

É também importante notar que quando se verifica uma descida dos grânulos nas acumulações, estes se movimentam de modo muito mais homogéneo, do que quando se verificam subidas, onde as diferenças de movimento são muito maiores. Este aspecto é especialmente significativo, porque na subida, o movimento se faz opondo-se à força da gravidade. Isto mostra tratar-se de direcções controladas por processos diferentes. A subida, predominantemente por um mecanismo pouco selectivo e heterogéneo, que só individualmente é capaz de movimentar os grânulos; enquanto a descida, deve ser controlada predominantemente por um processo que mova de modo homogéneo os grânulos em direcção à base. Para o primeiro, a saltação é uma hipótese provável; e para o segundo, apontamos para a acção dominante dos *pipkrakes* ou da segregação de gelo e consequente fusão, mas também da lavagem superficial.

É difícil, por enquanto, explicar o comportamento distinto encontrado entre as acumulações. Parece de facto, observar-se uma diferença de comportamento entre as acumulações da Fraga das Penas e do Cântaro Raso, sendo que nas primeiras, parece haver mais estabilidade, e mesmo retrocesso, sucedendo o oposto nas segundas. Diferenças climáticas entre os dois locais poderão estar na origem desta diferença, embora deva ser mais significativo o facto de as acumulações do Cântaro Raso serem constituídas por material mais fino. Por outro lado, a posição na acumulação da linha pintada (mais acima ou mais abaixo), poderá influenciar os resultados obtidos.

As acumulações da Fraga das Penas 1 e Cântaro Raso 1 e 2, quando observadas em intervalos idênticos (22-23/11/98 a 30-31/7/99 – Fig. 8.32-A, B e D) mostram uma

Quadro 8.7 – Avaliação através de fotografias dos movimentos registados nas acumulações monitorizadas entre 1997 e 2000.

	Instalação	28/12/97	07/04/98	11/07/98	17/08/98	23/11/98	30/7/99	30/11/99	04/11/00	13/12/00
Fraga Penas 1	21/11/98	-	-	-	-	-	Descida	Estável	Descida	-
Fraga Penas 2	28/12/97	-	-	-	Descida	Descida	Descida	-	-	-
C. Raso 1	30/11/97	-	Subida	Subida	NP	-	Estável	Subida	-	Subida
C. Raso 2	21/11/98	-	-	-	-	-	Descida	-	-	Subida
P. Douradas	30/11/97	Subida	-	-	-	-	-	-	-	-
Malhada Alta	30/11/97	Subida	-	-	-	-	-	-	-	-

NP – Nova pintura

distribuição do movimento semelhante entre elas, sendo praticamente unimodais. A moda encontra-se sempre próximo de 0, ou seja, a maioria dos grânulos manteve-se na (ou voltou à) posição original. Verifica-se também uma situação próxima do equilíbrio entre os grânulos que subiram e desceram nas acumulações. O comportamento geral dos grânulos parece assim, ter sido idêntico nas 3 acumulações e em ambas as áreas de trabalho. Isso sugere que o controle no movimento terá sido climático, e mais relacionado com episódios de significado regional do que topo ou microclimático (pois reflectiram-se da mesma forma nas duas áreas).

Quando são observados os resultados obtidos para períodos mais longos (Cântaro Raso 1 – 2ª observação – Fig. 8.32-C e Fraga das Penas 2 – Fig 8.32-E), observa-se um aumento da dispersão dos grânulos, embora se mantenham distribuições mais ou menos regulares. Os dois exemplos não são sincrónicos, não podendo ser comparados, sendo que na Fraga das Penas 2, como referido anteriormente, a maioria dos grânulos desceu na acumulação, sucedendo o oposto no Cântaro Raso 1.

c) Comparação fotográfica das linhas pintadas

Em 1997 foram instaladas diversas linhas pintadas que não foram monitorizadas de modo sistemático. No entanto, essas experiências foram importantes para o desenrolar das investigações, pois foi a partir de algumas delas, que começámos a compreender melhor a dinâmica das acumulações arenosas. A comparação fotográfica sem correcção das deformações causadas pela lente forneceu resultados interessantes, e que importam apontar, pois complementam a informação já apresentada (Quadro 8.7).

Duas linhas pintadas instaladas próximo das Penhas Douradas e na Malhada Alta (Figs. 8.27, 8.33, 8.34) em 30/11/97 permitiram, quando visitadas 1 mês mais tarde, verificar que a superfície das acumulações é muito dinâmica. As variações encontradas foram significativas nos dois locais, embora nas Penhas Douradas se tenha encontrado maior quantidade de



Figura 8.33 – Acumulação arenosa de encontro à vegetação estudada na área das Penhas Douradas. A linha pintada a cor-de-laranja encontra-se entre as estacas (setas) (28/12/97).

grânulos deslocados (Fig. 8.35). O menor movimento na acumulação da Malhada Alta, deverá relacionar-se com a posição mais abrigada da acumulação, que está localizada num sector onde a vegetação arbustiva chega a ter mais 1 m de altura. O facto de existirem acumulações nessa área e em posição relativamente abrigada do vento (Fig. 8.34), é um dado importante, que contribui para afastar a hipótese da génese eólica simples que defendemos no passado (ver Vieira, 1995, 1997, 1999). Os dados meteorológicos referentes ao período de 1 mês indicado são analisados no capítulo 8.7.5.

Uma outra linha, instalada pela primeira vez no dia 30/11/97, foi a localizada na acumulação do Cântaro Raso 1. Essa primeira linha, tinha sido desenhada a laranja, cor que se mostrou pouco eficaz, o que levou a que fosse redesenhada em 22/11/98 a azul. A análise feita no ponto 8.7.2.c) refere-se aos resultados do movimento da linha azul. Porém, a linha laranja tinha já sido observada em 7/4/98, o que correspondia a um período de 4 meses. Verificou-se também, nesse período, um avanço significativo dos grânulos em direcção ao topo da acumulação (Fig. 8.36).



Figura 8.34 - Acumulação arenosa de encontro à vegetação estudada na área da Malhada Alta. A linha pintada a cor-de-laranja encontra-se entre as estacas (ver setas). Notar que esta acumulação se desenvolve numa área de vegetação relativamente densa, com indivíduos de porte arbustivo e herbáceo, mesmo a montante da acumulação (30/11/97).

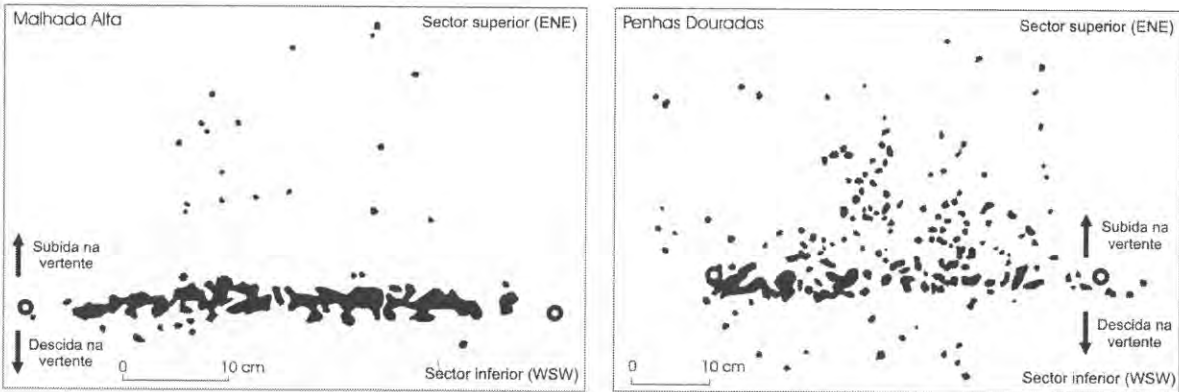


Figura 8.35 – Movimento registado através de fotografias verticais nas acumulações da Malhada Alta e Penhas Douradas entre 30 de Novembro e 28 de Dezembro de 1997 (Vieira *et al.*, 2004).

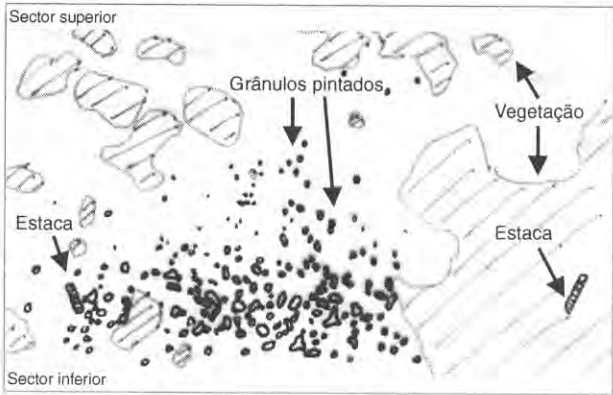


Figura 8.36 – Esquema do movimento registado através de uma fotografia vertical na acumulação do Cântaro Raso 1 entre 30 de Novembro de 1997 e 7 de Abril de 1998. As estacas distam entre elas cerca de 60 cm.

8.7.3. Influência da granulometria no movimento

Com o objectivo de analisar a influência do tamanho dos grãos no movimento na superfície das acumulações, foi instalada uma nova experiência de monitorização no Cântaro Raso no Inverno de 2000-01. Uma amostra de areias graníticas foi triada e separada em 4 classes granulométricas: 1,4-2,0 mm, 2,0-2,8 mm, 2,8-4,0 mm e >4,0 mm. Cada classe foi pintada de cor diferente, sendo pintados os grãos uniformemente em todas as faces. Uma amostra de 80 g de material (20 g de cada classe) foi misturada e colocada no dia 13 de Dezembro de 2000 num sector com suave declive da superfície arenosa do Cântaro Raso (Fig. 8.37). A linha de grânulos resultante ficou com uma largura de cerca de 5 cm. O local foi visitado a 15 de Abril de 2001, e foram feitas fotografias verticais. Estas foram, posteriormente digitalizadas, georeferenciadas e o movimento de acordo com cada classe granulométrica foi estudado com um software SIG. Para a análise, apenas foram usados os grãos que se moveram além da linha de original.

Os resultados mostram um movimento relativamente pequeno (Fig. 8.38), especialmente se comparado com as situações monitorizadas nas Penhas Douradas e Malhada Alta em Novembro-Dezembro de 1997. Confirmou-se a tendência para o movimento se dar em direcção a ENE, aspecto que está de acordo com a orientação das acumulações presentes na área do Cântaro Raso. A distribuição do movimento dos grãos de acordo com a granulometria

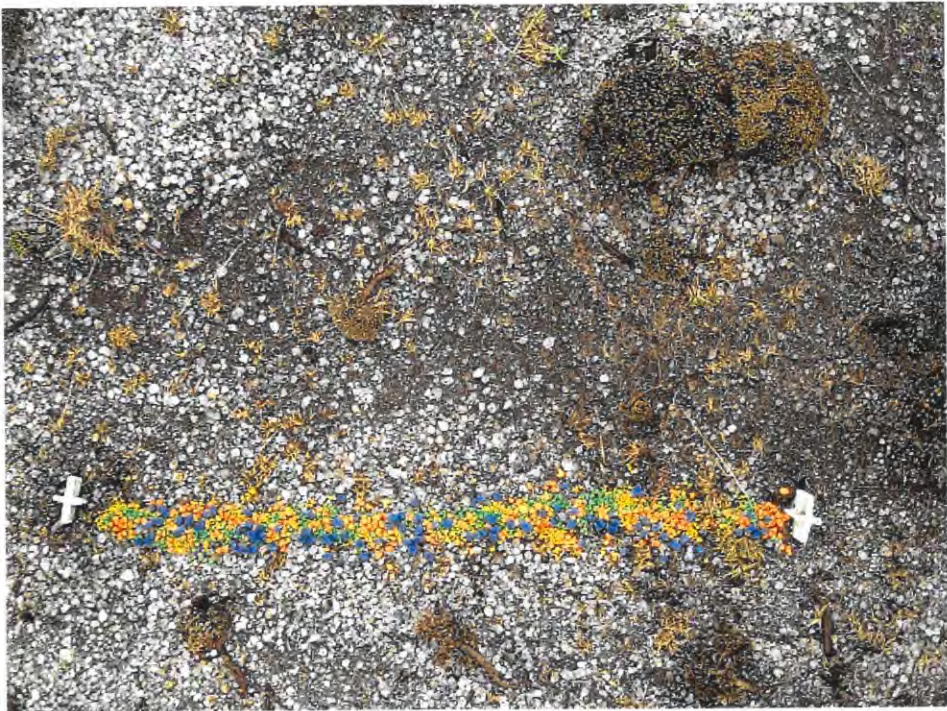


Figura 8.37 – Linha de grânulos pintados de acordo com a classe granulométrica instalada no Cântaro Raso no dia 13/12/00.

Quadro 8.8 – Movimento segundo a classe granulométrica (número de grânulos) de 13/12/00 a 15/04/01 em relação à linha de grânulos original. Os valores positivos indicam uma subida e os negativos uma descida.

Movimento (mm)	Classe granulométrica			
	1,41-2,0 mm	2,0-2,8 mm	2,8-4,0 mm	>4 mm
-55	1	0	2	1
-45	0	1	0	2
-35	2	1	4	5
-25	1	3	4	4
25	2	11	8	3
35	9	11	8	3
45	6	12	5	1
55	5	6	2	0
65	4	7	2	0
75	3	5	2	0
85	5	5	1	0
95	4	2	0	1
105	4	2	1	0
115	4	3	0	0
125	1	1	0	0
135	4	2	1	0
145	5	1	1	0
155	1	0	0	0
165	2	1	0	0
175	1	1	0	0
185	2	0	0	0

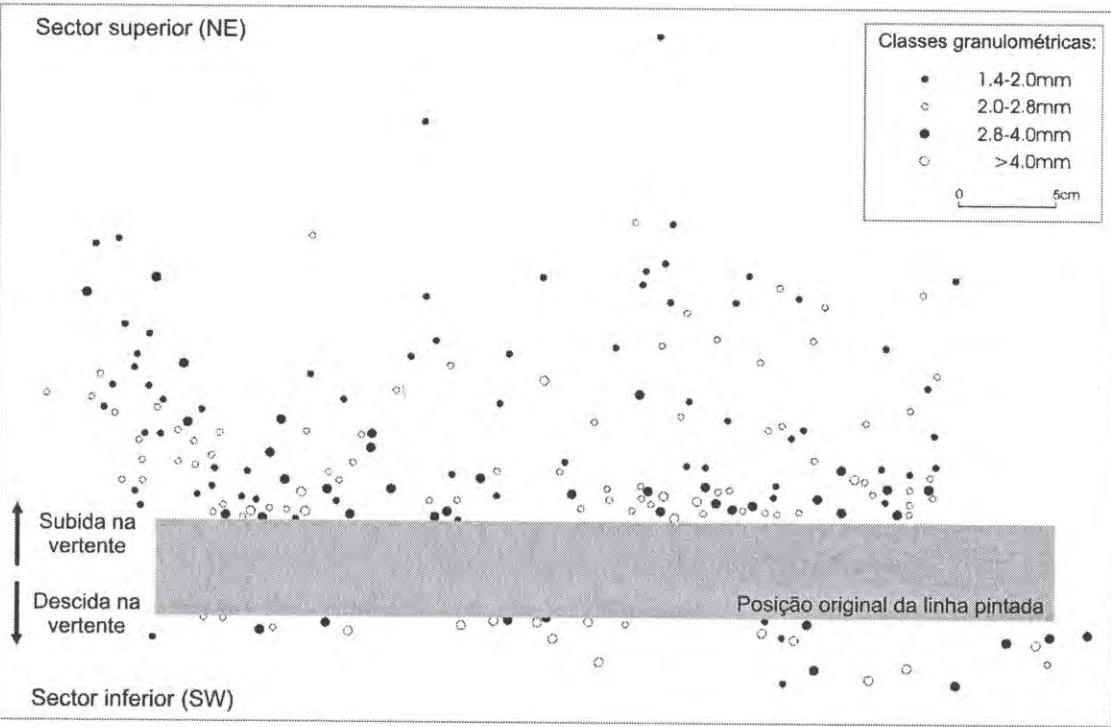


Figura 8.38 – Posição dos grânulos pintados segundo a dimensão no dia 15 de Abril de 2001 (Cântaro Raso) (Vieira *et al.*, 2004).

e com a subida ou descida na acumulação (Quadro 8.8), mostra que o material mais fino sofreu mais movimento que o mais grosseiro (Fig. 8.39). Isto é particularmente evidente ao observar os gráficos que representa a dimensão média do sedimento para cada classe de

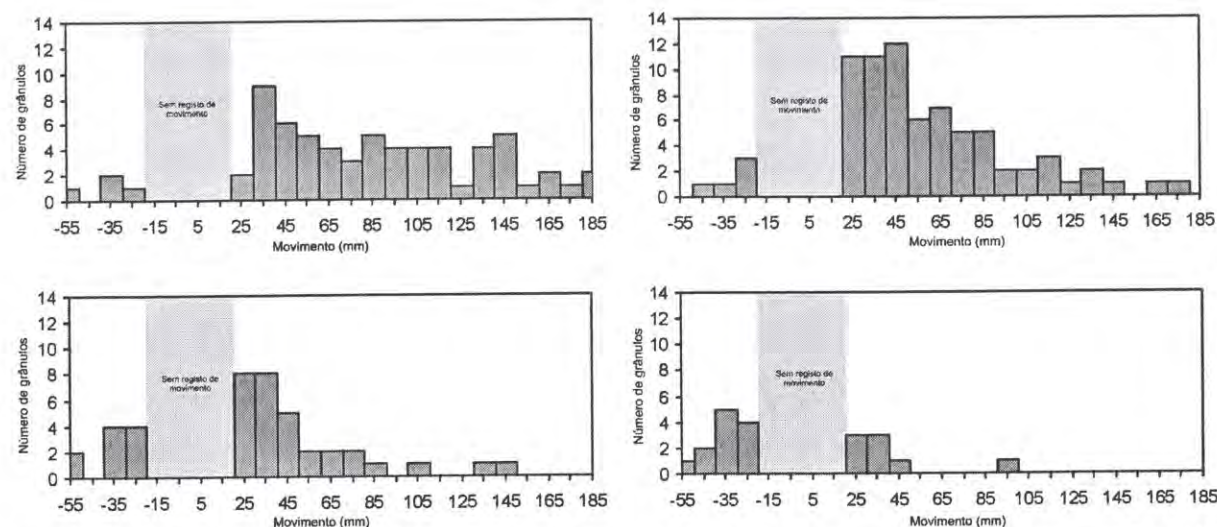


Figura 8.39 – Movimento de cada classe granulométrica na experiência de monitorização do Cântaro Raso (13 de Dezembro de 2000 a 15 de Abril de 2001). Os valores positivos indicam uma subida e os negativos uma descida (Vieira *et al.*, 2004).

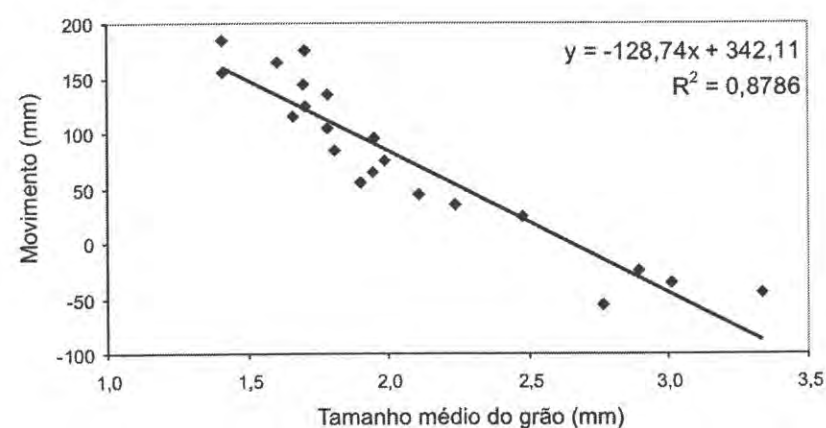


Figura 8.40 – Dimensão média do sedimento por cada classe de movimento na experiência de monitorização do Cântaro Raso (13 de Dezembro de 2000 a 15 de Abril de 2001). Os valores positivos indicam uma subida e os negativos uma descida (Vieira *et al.*, 2004).

distância (Fig. 8.40), como o que ilustra o movimento médio de cada classe granulométrica (Fig. 8.41). Ambos apresentam fortes coeficientes de correlação linear ($R^2 > 0,87$).

Apenas os elementos com mais de 4 mm mostraram menos movimento e exibiram uma tendência geral para uma descida (embora pequena) na acumulação (Fig. 9.39). Todas as outras classes registaram um movimento de subida dominante. Confirma-se, por isso, o controle unidireccional exercido no movimento dos grãos de dimensão inferior a cerca de 3,8 mm (Fig. 8.41). Este facto aponta para que as áreas planálticas estejam a sofrer a erosão de, pelo menos, a fracção arenosa, que está a ser transportada para ENE, dando origem a extensas *lag-surfaces*.

Foi também registada uma maior dispersão do movimento dos sedimentos mais finos (Fig. 8.39). Este facto poderá estar relacionado com a mais baixa energia necessária para que se dê

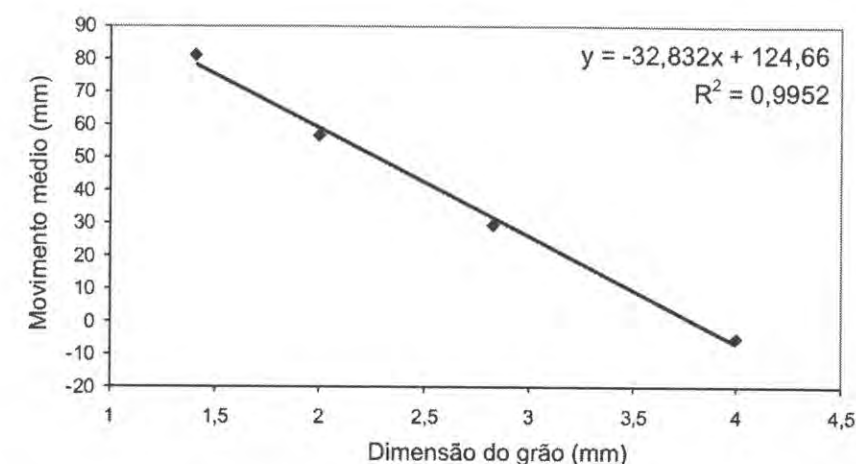


Figura 8.41 – Movimento médio de cada classe granulométrica na experiência de monitorização do Cântaro Raso (13 de Dezembro de 2000 a 15 de Abril de 2001). Os valores positivos indicam uma subida e os negativos uma descida (Vieira *et al.*, 2004).

o movimento nestas fracções, mas também, pela maior influência exercida pela componente horizontal da força do vento nos elementos finos quando estes se encontram em saltação. Os resultados desta experiência apoiam as evidências sedimentológicas apresentadas (Cap. 8.5), que indicavam o carácter mais grosseiro do sedimento no sector inferior das acumulações.

8.7.4. Comparação fotográfica de pontos

Foram também efectuadas tentativas de monitorização através de obtenção de fotografias de locais onde a dinâmica superficial dos grânulos se supunha particularmente activa. Apesar da monitorização das superfícies através de linhas pintadas, permitir conhecer melhor a dinâmica das acumulações, trata-se de uma técnica que pouca informação fornece quanto ao tempo necessário para que se forme uma acumulação. As linhas são desenhadas sobre acumulações já existentes, que poderão ser formas em equilíbrio, ou próximo dele, e que por isso terão taxas de movimento diferentes das de uma acumulação em formação. Para tentar inferir acerca do tempo de formação de uma acumulação, foram tentadas duas experiências distintas, ambas na área da Fraga das Penas. No Cântaro Raso, procedemos à recolha sistemática de fotografias de um talude com cobertura de areias grosseiras.

a) Monitorização de obstáculos artificiais na Fraga das Penas

No dia 29/12/97 foram instalados dois conjuntos de dois calhaus graníticos (quadro 8.9) sobre uma superfície plana coberta com areia granítica e sem vegetação (Fig. 8.42). As areias cobrem o substrato, que se encontra a poucos centímetros de profundidade, e que aflora pontualmente. Os calhaus foram instalados directamente sobre a superfície, sem serem

Quadro 8.9 - Características morfométricas dos calhaus de granito usados como obstáculo na área da Fraga das Penas. Parâmetros segundo Zingh (1935).

	Eixo maior - L (cm)	Eixo intermédio - I (cm)	Eixo menor - S (cm)	I / L	S/I	Forma
#1	21	10	8	0,48	0,8	Cilindrico (<i>rod</i>)
#2	23	15	7	0,65	0,47	Laminar
#3	24	13	6	0,54	0,46	Laminar
#4	15	12	4	0,8	0,33	Discóide

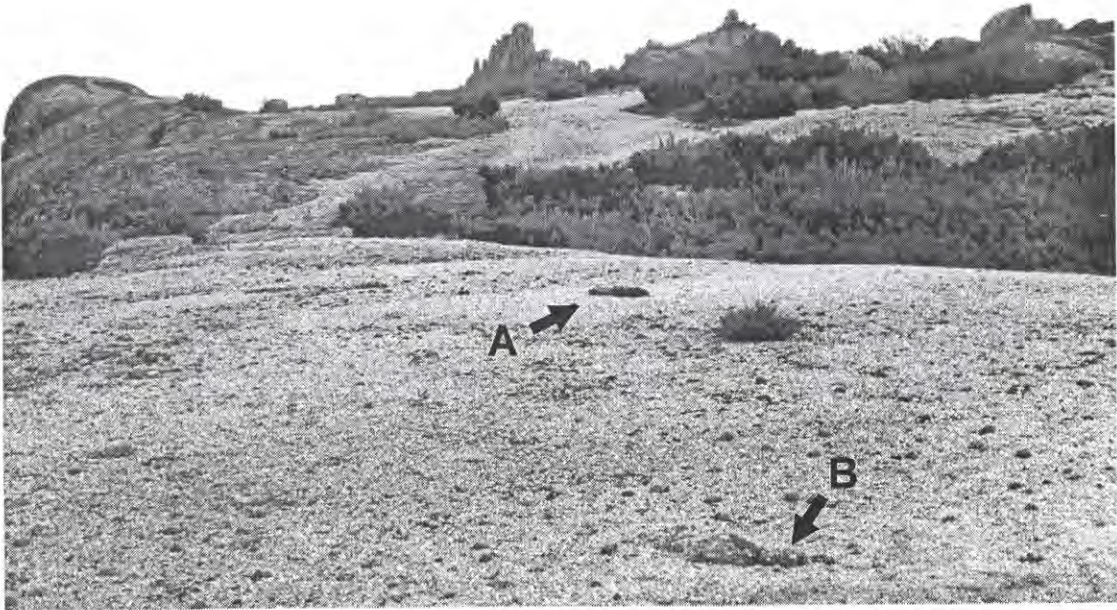


Figura 8.42 – Aspecto geral da localização dos calhaus instalados como obstáculo artificial ao movimento das areias e grânulos na área da Fraga das Penas (ver setas – os calhaus estão em conjuntos de 2.). A - Calhaus 1 e 2; B – Calhaus 3 e 4 (29/12/07).

enterrados. O eixo maior ficou exposto a oeste, orientação coincidente com a das acumulações arenosas existentes na área. Criaram-se assim dois pequenos obstáculos artificiais ao movimento do sedimento sobre a superfície de areia granítica. A utilização de calhaus autóctones permitiu que praticamente não fosse visível a experiência em curso.

Ambos os obstáculos foram visitados em diversas ocasiões e fotografados em 23/11/98, 31/7/99, 30/11/99, 4/11/00 e 10/04/01. A análise das fotografias evidenciou a rapidez com que se formam as acumulações. Apenas se ilustra a evolução do obstáculo constituído pelos calhaus 3 e 4, pois foi este que foi monitorizado durante mais tempo. A 1ª observação ilustra algum movimento, embora a acumulação ainda não seja clara (Fig. 8.42). Em 31/7/99 verifica-se que a acumulação aumentou ligeiramente de espessura nos calhaus 3 e 4. A maior modificação foi detectada na visita de 30/11/99, em que se observa o crescimento claro das duas acumulações, mas especialmente patente no obstáculo 3-4 (Fig. 8.43). Neste, é possível

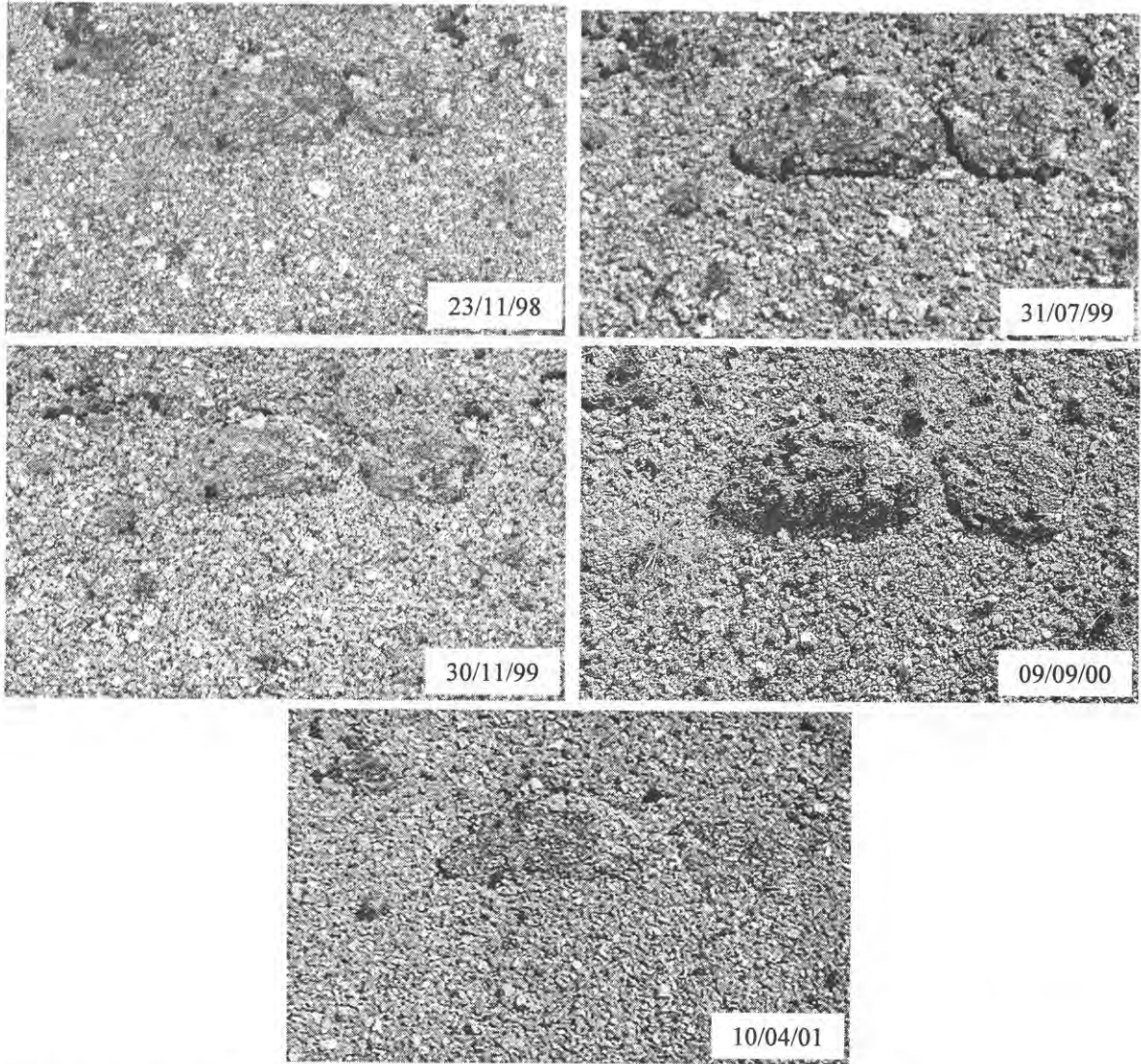


Figura 8.43 - Evolução da acumulação de encontro aos obstáculos 3 e 4 instalados na Fraga das Penas entre 29/12/97 e 10/04/01. Notar em particular o preenchimento do contacto entre os dois calhaus e na última foto o quase completo galgar dos obstáculos pelas areias.

verificar o preenchimento da área de contacto entre os dois calhaus por grânulos. Nota-se também que os grânulos que se encontram mais próximo do obstáculo, e que mais facilmente subiram de encontro ao calhau, são de menor dimensão do que os que estão 2 a 3 cm abaixo. Este aspecto mostra a diferente capacidade de transporte do processo que origina as acumulações. Isto, pelo menos, quando analisado em curtos intervalos de tempo, portanto, provavelmente quando se verificaram ainda poucos episódios de movimento (note-se que os grânulos que estão próximo dos calhaus, são de menor dimensão que os que se encontravam em 31/7/99). Em 9/9/00 observa-se uma tendência para que a acumulação apresente um carácter mais grosseiro. O obstáculo constituído pelos calhaus é pouco significativo e parte dos grãos de menor dimensão, que primeiro se depositaram, ultrapassaram-no, ou encontram-se enterrados sob os grânulos mais grosseiros. Finalmente, a observação de Abril de 2001

mostra que ambos os calhaus se encontram quase totalmente cobertos por sedimento, ilustrando, uma vez mais uma rápida evolução. A principal informação dada por estas experiências é que a formação das acumulações se faz episodicamente, de forma rápida, em períodos que podem ter uma duração muito curta (notar por exemplo a rápida evolução entre 31/7 e 30/11/99, e entre 9/9/00 e 10/4/01).

b) Monitorização de uma acumulação arenosa na Fraga das Penas

Uma outra experiência efectuada na área da Fraga das Penas consistiu na remoção de uma acumulação já formada, com o objectivo de observar o tempo que tardaria para que se formasse de novo. Foi escolhida uma acumulação de encontro a um obstáculo rochoso com cerca de 50 cm de largura, por cerca de 15 cm comprimento, que se desenvolvia sobre um afloramento de granito (Fig. 8.44). A acumulação encontrava-se exposta a WSW. O material que constituía a acumulação foi removido no dia 23/11/98, apenas ficando algum material mais fino que no momento não foi possível retirar (Fig. 8.44).

Uma visita ao local no dia 31/7/99 permitiu verificar que a superfície que tinha sido limpa de grânulos se encontrava com grande quantidade de elementos grosseiros. Já não era visível a superfície de areias finas e matéria orgânica deixada aquando da preparação da experiência (Fig. 8.44). Esse material terá sido facilmente mobilizado pelo vento, ou pela água de escorrência. Uma vez que se trata de uma acumulação desenvolvida sobre um afloramento rochoso, a origem dos grânulos não está num movimento vertical desde um nível subsuperficial (por exemplo, através de crioexpulsão), mas é alóctone. No dia 30/11/99, um ano depois de ter sido removida a acumulação, verificou-se que uma quantidade maior de grânulos se depositara, e que já era visível uma pequena acumulação de encontro ao obstáculo no sector direito, constituída por grânulos de pequena dimensão (Fig. 8.44). Em 31/07/00 observa-se que a acumulação continua a aumentar de espessura (note-se que a fotografia apenas ilustra o sector direito). Finalmente, em 10/04/01, verifica-se que a acumulação se encontra francamente mais desenvolvida, depositando-se já de encontro à totalidade da frente do afloramento de granito (Fig. 8.44). Apenas o sector inferior esquerdo ainda não recuperou da remoção de material, e parece ter funcionado como sector de alimentação para a nova acumulação. Esta experiência, apoia o que se verificou através da instalação de obstáculos artificiais, ou seja, que as acumulações de pequena dimensão se podem formar em cerca de 2 a 3 anos.

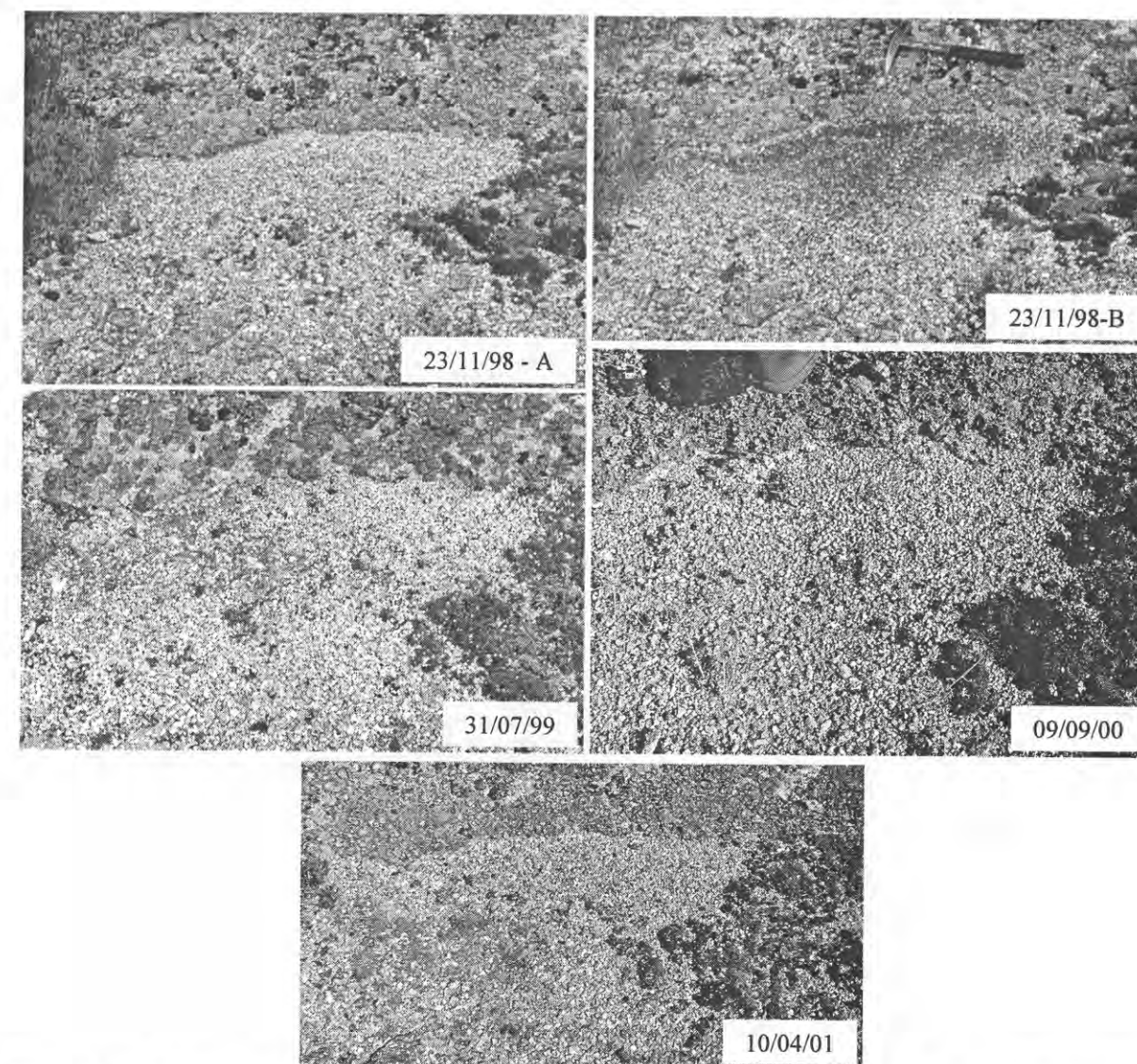


Figura 8.44 – Evolução da superfície da acumulação arenosa de encontro a um afloramento rochoso desmantelada em 23/11/98 (A - original, B - desmantelada) (Fraga das Penas).

c) Monitorização de um talude com cobertura de areia grosseira no Cântaro Raso

No Cântaro Raso foi monitorizado fotograficamente um sector particularmente dinâmico, identificado pela primeira vez em Dezembro de 1997. Localiza-se imediatamente do lado noroeste de um bloco granítico com cerca de 4 m de diâmetro e 1,6 m de altura (Fig. 8.45). Nesse sector, provavelmente devido à canalização dos sedimentos em movimento, causada pelo obstáculo constituído pelo bloco, existe uma pequena rampa com cerca de 20 cm de altura, com uma vertente coberta por grânulos de quartzo e feldspato. Estes, formavam uma bonita acumulação de encontro ao material, mais fino, que constitui a rampa. Para além da perfeição da acumulação, um outro aspecto que levou à monitorização do local, foi a presença de tufos de *Minuartia recurva* relativamente salientes em relação à superfície em que se desenvolviam. Este facto, apontava para a erosão acentuada da superfície. Importava tentar



Figura 8.45 – Talude com cobertura de areia grossa monitorizado (Cântaro Raso, 30/11/97).

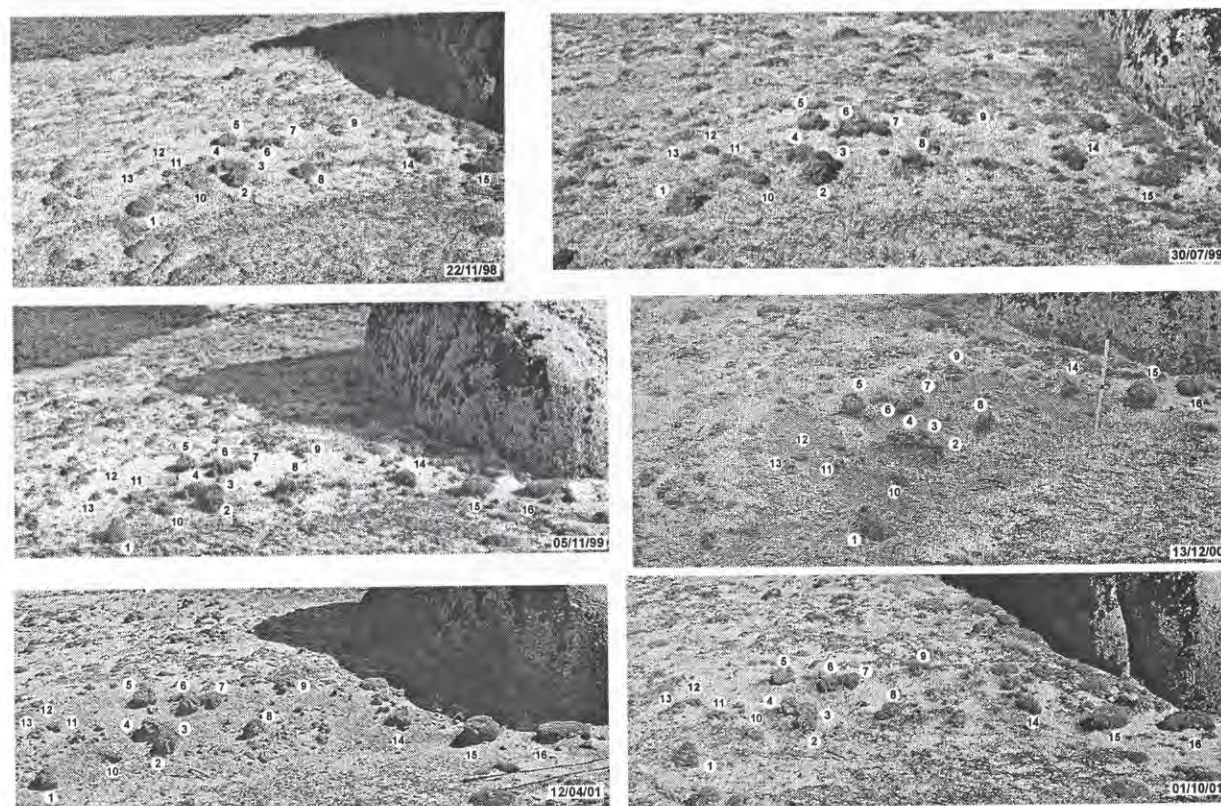


Figura 8.46 – Evolução do talude com cobertura de areia grossa monitorizado no Cântaro Raso entre 1998 e 2001. Os números correspondem a referências dos tufo de *Minuartia recurva*.

confirmar este aspecto, avaliar a velocidade a que ocorria, bem como verificar a capacidade de resistência dos tufo de vegetação que caracterizam a área e que fazem parte da associação *Jasione - Minuartietum* (inf. oral J. Jansen).

As fotografias do local, efectuadas entre 1998 e 2001, ilustram em primeiro lugar, a rápida dinâmica da cobertura de areias superficiais (Fig. 8.46). Estas podem cobrir a quase totalidade da rampa (22/11/98 e 5/11/99), apresentar uma cobertura descontínua (30/7/99 e 1/10/01) ou deixar o material fino da rampa a descoberto (13/12/00 e 12/4/01). Estas variações parecem

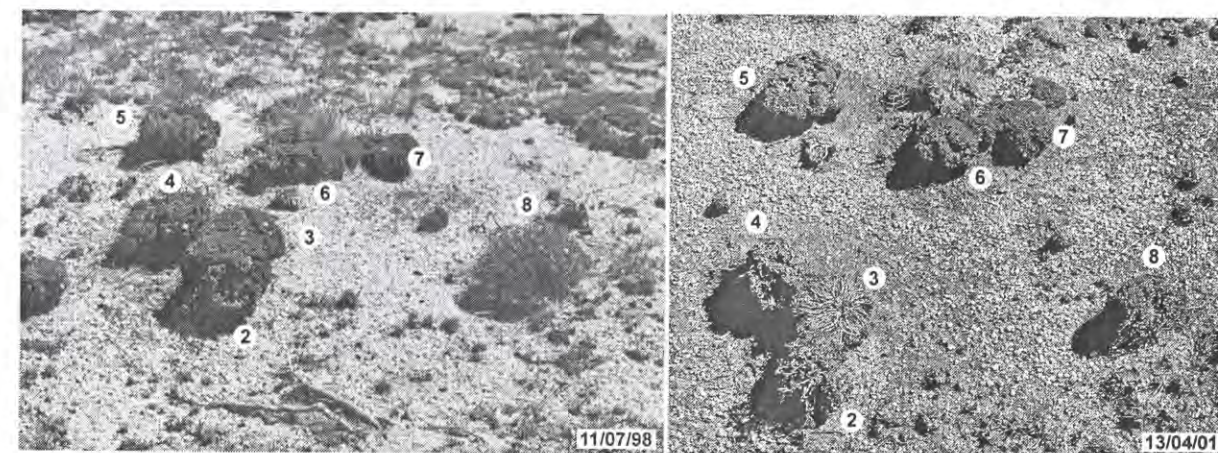


Figura 8.47 – Pormenor do talude com cobertura de areia grossa monitorizado no Cântaro Raso entre 1998 e 2001. Os números correspondem a referências dos tufo de *Minuartia recurva*. Note-se a degradação que ocorreu entre as duas fotografias.

dever-se à ocorrência de distintos processos e foram também identificadas na superfície de outras acumulações monitorizadas (Quadro 8.8). Porém, a informação mais interessante, refere-se ao lento movimento que parece afectar toda a rampa. Nos períodos de estudo é notória a perda de material da rampa, que deve corresponder a um valor próximo de 1 a 3 cm de espessura. Este é um valor aproximado, e estimado através da observação da perda de apoio e degradação de alguns tufo de *Minuartia recurva*. Note-se que os indivíduos localizados no sector superior da rampa (5, 6, 7, 9, 12 e 13) sofreram uma clara erosão em seu redor (Figs. 8.46 e 8.47).

Do ponto de vista morfogenético, estas observações apontam para que a rampa seja uma forma erosiva, e não uma forma de acumulação como as acumulações arenosas de encontro ao obstáculo descritas anteriormente. As observações mostram que as areias grossas parecem galgar a rampa e acumular-se a jusante. Note-se a elevada quantidade de grânulos visível na figura 8.46 (22/11/98) entre a rampa e o indivíduo de *Juniperus nana*. Estas provêm, quer do sector inferior da rampa, quer do corpo do material que constitui a rampa, que está em erosão. A rampa deve sofrer mais erosão nos momentos em que não se encontra protegida pela película de grãos mais grosseiros, através da deflação, lavagem e erosão por *pipkrakes*.

d) Monitorização de uma superfície limpa da camada superficial de grânulos

Com o objectivo de estimar qual o tempo necessário para a formação da cobertura superficial de grânulos nos planaltos, procedeu-se à limpeza das areias grossas e grânulos superficiais de um quadrado de 30 x 30 cm na área do Cântaro Raso. A superfície foi limpa no dia 22/11/98 (Fig. 8.48) e após cerca de 3 anos e meio, encontrava-se totalmente coberta por uma película de 1 grânulo de espessura (Fig. 8.49). Pensamos que a maior parte dos



Figura 8.48 – Sector com 30 x 30 cm limpo do material grosseiro superficial para efeitos de monitorização (Cântaro Raso, 22/11/98).

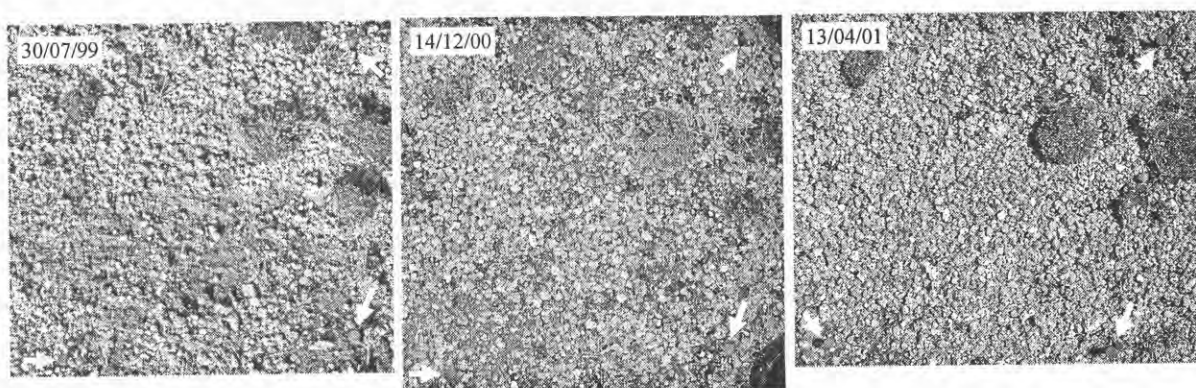


Figura 8.49 – Evolução do sector com 30 x 30 cm limpo do material grosseiro superficial instalado a 28/11/98. Pregos de referência indicados com setas (Cântaro Raso).

elementos desta película resultam de uma migração lateral do material envolvente através de processos hidro-eólicos, mas é possível que a contribuição da crioexpulsão tenha também ocorrido (ver Cap. 9.3). O período relativamente longo necessário para a regeneração da superfície deve-se à posição abrigada em relação a S e SW, direcções onde se encontram arbustos que dificultam a migração das areias.

8.7.5. Factores climáticos e a dinâmica da superfície das acumulações arenosas

a) Introdução

As observações efectuadas no campo sugerem que a acção individual do vento é insuficiente para a formação das acumulações arenosas, facto apoiado pelo carácter grosseiro das acumulações, bem como pela posição abrigada por tufo e arbustos de algumas

acumulações. Foi então posta a hipótese de que a origem do movimento dos grânulos superficiais estivesse na acção do *rainsplash* durante episódios de chuva oblíqua.

Vários autores estudaram a influência do vento nos mecanismos de *rainsplash*-saltação (por exemplo: Moeyersons, 1983; Poesen, 1985, 1986; Pedersen e Hasholt, 1995). No entanto, a investigação acerca das microformas causadas pela chuva oblíqua é escassa.

O vento, durante episódios de chuva, induz um aumento na energia cinética das gotas (Pedersen e Hasholt, 1995), e logo, aumenta também a eficiência dos mecanismos de *rainsplash*-saltação. O aumento do cisalhamento eólico (*wind shear*) influencia também a desagregação dos agregados (Lyles *et al.*, 1969; Disrud e Krauss, 1971). Caso a direcção do vento seja estável durante um episódio de precipitação, o transporte de material é influenciado pela direcção do vento e ângulo de impacto das gotas de chuva sobre o solo (Moeyersons, 1983; Poesen, 1986). Nessas condições, ocorre um claro transporte de material para sotavento. Moeyersons (1983) mostrou também que em superfícies inclinadas, se o ângulo entre a queda das gotas e a vertical é superior ao declive da superfície $\pm 2^\circ$, se verifica uma forte probabilidade de que a maior parte do transporte se faça subindo a superfície. Mas a influência do vento e das gotas de chuva nos mecanismos de *rainsplash*-saltação é complexa. Aos mecanismos de *rainsplash*-saltação, dependentes apenas da queda oblíqua das gotas de água, deve ser adicionada a componente eólica, que aumenta mais ainda o movimento (Moeyersons, 1983). O mesmo autor considera, por isso, os mecanismos de *rainsplash*-saltação, como processos pluvio-eólicos.

Considerando os dados apresentados e que as superfícies dos planaltos onde se desenvolvem as acumulações arenosas, são geralmente planas ou de declive suave, verifica-se que não será necessária uma forte obliquidade das gotas de chuva, para que se dê um movimento líquido dos grânulos para sotavento. O declive suave a moderado da superfície das acumulações (8 a 12°, podendo chegar a 16°) também não constitui um obstáculo significativo para o mecanismo de *rainsplash*-saltação.

b) Metodologia

Os dados meteorológicos mais recentes com aplicação para as áreas altas da Serra da Estrela, são os da estação das Penhas Douradas. A sua localização numa rechã próximo do alto da vertente ocidental do vale do Zêzere, já próximo do planalto e sua moderada altitude (1360 m), limitam a utilização dos seus dados para a caracterização do clima das áreas altas da serra. No entanto, resultados preliminares da comparação de dados instantâneos das Penhas Douradas com dados recolhidos por uma estação meteorológica automática que instalámos na

Torre, apontam para que a primeira tenha significado ao nível dos planaltos, podendo por isso, os seus dados ser usados com as devidas precauções.

Uma vez que não foi possível efectuar a monitorização em tempo real de acumulações, para avaliar a ocorrência de precipitação em momentos com vento forte, foram usados os dados meteorológicos da estação das Penhas Douradas publicados no Boletim Meteorológico Diário (IM). Tratam-se de dados diários para as 00, 06, 12 e 18 TMG. Estudou-se o período de 1989-99. Porém, existem frequentemente horas sem dados, em particular entre 1989 e 1994, período em que se encontravam disponíveis apenas os dados para as 12 e 18 TMG. Não foi, por isso, possível calcular os totais diários, pelo que recorremos aos dados referentes a intervalos de 6 horas. Apesar da falta de dados, o elevado número de observações com precipitação (1698 intervalos de 6 horas), permite-nos considerá-lo com uma amostra válida do período de estudo. A inexistência de registos acerca da queda de neve impossibilitou a sua separação dos eventos com chuva. No entanto, a precipitação sob a forma de neve é também relativamente pouco frequente nas Penhas Douradas, pelo que não constitui um problema significativo (Cap. 1.4).

Os dados para intervalos de 6 horas foram classificados em eventos com diferentes quantitativos: <5, 5-10, 10-15, 15-20, 20-30 e >30 mm. Para cada evento, registou-se a velocidade e direcção do vento, o que permitiu estudar as características eólicas de cada classe de precipitação, de modo a relacioná-las com a orientação das acumulações. As interrupções na série de dados, impossibilitaram as comparações interanuais da dinâmica da superfície das acumulações.

c) O clima e a orientação geral das acumulações

Analizou-se a direcção e velocidade do vento durante episódios com precipitação, de modo a verificar se existe uma relação entre a obliquidade da chuva e a orientação das acumulações arenosas (Fig. 8.50). A direcção do vento é bimodal, com frequências máximas em torno de N290° (WNW) e N130° (SE) para eventos de precipitação <30 mm. Nos casos com precipitação superior a 30 mm, a moda da direcção do vento, foi em torno de N270° (W). Estes últimos, foram eventos raros. Estes dados mostram não existir uma relação entre estas direcções e a orientação preferencial das acumulações arenosas, que, como se demonstrou através da cartografia de campo, é de sudoeste a oeste. Porém, essa orientação não será o resultado de um único evento de chuva, mas sim de um somatório de movimentos granulares em diferentes direcções, em episódios distintos. De modo a estimar o efeito cumulativo do movimento predominante em cada episódio de precipitação, foi feita a soma vectorial das

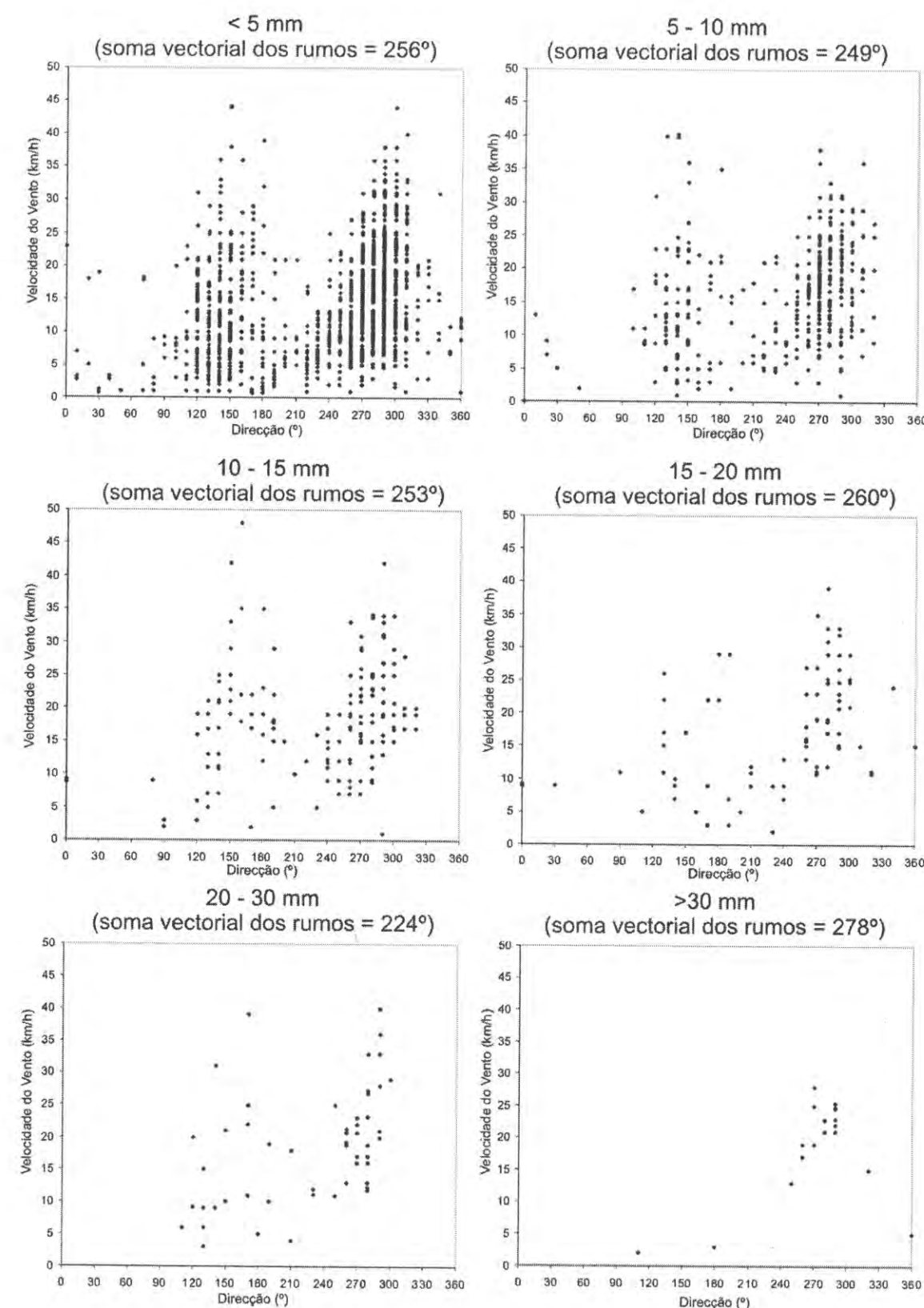


Figura 8.50 – Velocidade e direcção do vento para quantitativos de precipitação medidos em intervalos de 6 horas nas Penhas Douradas (1989-99). Indica-se a soma vectorial da direcção do vento para cada classe de precipitação.

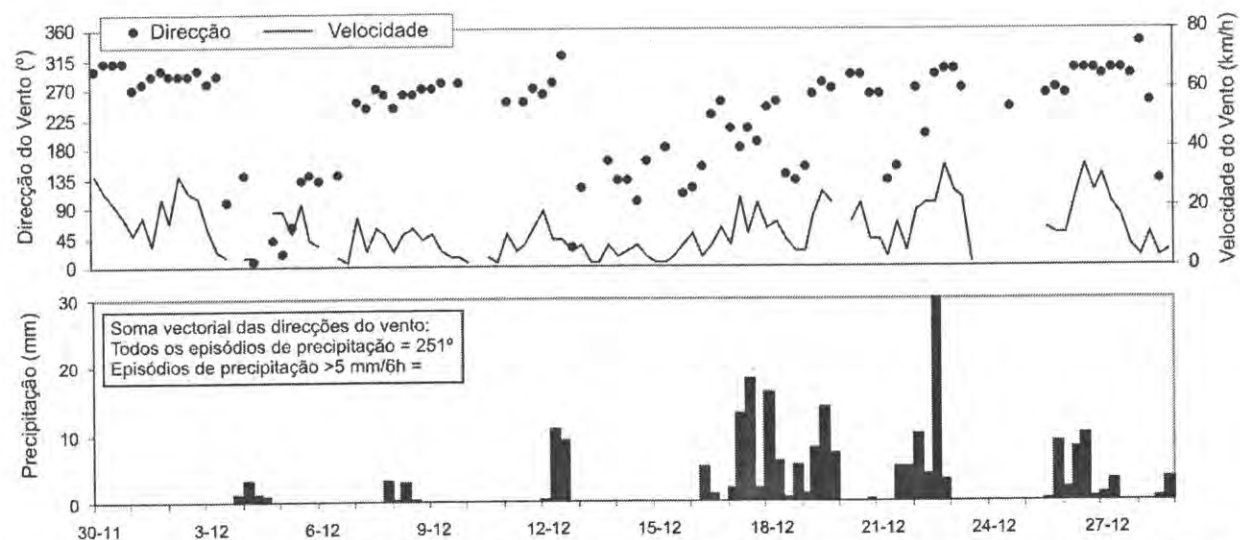


Figura 8.51 – Precipitação, velocidade e direcção do vento em intervalos de 6 horas na estação meteorológica das Penhas Douradas entre 30 de Novembro e 28 de Dezembro de 1997.

direcções do vento para cada classe de precipitação. Os resultados mostram que o vector resultante é aproximadamente WSW para todas as classes, com excepção dos episódios acima de 30 mm, que denotam um vector de NW. Esta análise mostra que, de facto, os grãos se podem movimentar em várias direcções, mas demonstra que o movimento total se dá predominantemente para ENE, o que está de acordo com a orientação geral das acumulações arenosas da serra. A principal limitação desta abordagem, reside em considerar a mesma energia cinética das gotas de chuva para todas as velocidades do vento e classes de precipitação. No entanto, uma vez que não existem dados detalhados acerca da intensidade da precipitação, nem acerca do vento em intervalos curtos, esta análise é, para já, difícil de melhorar.

d) Condições meteorológicas e a dinâmica superficial em Dezembro de 1997

As acumulações monitorizadas através de linhas pintadas nas Penhas Douradas (Fig. 8.33) e na Malhada Alta (Fig. 8.34), entre 30 de Novembro e 28 de Dezembro de 1997 mostraram um nítido movimento do material superficial (Fig. 8.35). O facto de se tratar de um intervalo curto entre a pintura das linhas e a observação seguinte, permite analisar as condições meteorológicas durante esse período e tentar compreender as causas do movimento. Ambas as acumulações estão orientadas a WSW, mas foi nas Penhas Douradas que o movimento foi mais significativo (Fig. 8.35). Nesse período ocorreram vários eventos de precipitação, sendo particularmente chuvoso o período entre 16 e 27 de Dezembro (Fig. 8.51). É interessante notar que se verifica um aumento da velocidade do vento nos episódios com precipitação, facto relacionado com o aumento da instabilidade, e eventualmente com um tipo de

precipitação frontal. O vento durante esses episódios sopra de direcções entre S e NW. Quanto à soma vectorial das direcções do vento durante os episódios com precipitação, verifica-se que o vector resultante implica uma movimentação dos grânulos para ENE. Se usarmos todos os eventos, o vector indica uma origem do movimento de 215°, e se apenas usarmos as situações com mais de 5 mm, o vector resultante é 254° (Fig. 8.51). Estes cálculos apoiam a hipótese de a chuva oblíqua ser o principal factor que controla a dinâmica da superfície das acumulações, que assim deve evoluir segundo mecanismos de *rainsplash*-saltação.

8.8. OS PROCESSOS ENVOLVIDOS NA GÉNESE DAS ACUMULAÇÕES ARENOSAS

8.8.1. Introdução

As técnicas apresentadas introduzem novos dados no conhecimento das acumulações arenosas dos planaltos da Serra da Estrela e de outras montanhas graníticas. Esses resultados indicam que o modelo genético proposto por Vieira (1995, 1997, 1999) necessita de ser modificado, particularmente no que se refere à génese da forma da acumulação, pois os processos puramente eólicos, não são os mais importantes. Comentam-se seguidamente os vários processos, sistematizados no quadro 8.11 com importância para a génese das acumulações arenosas.

8.8.2. *Rainsplash*-saltação

A principal modificação introduzida no modelo genético das acumulações arenosas grosseiras, é a importância atribuída aos mecanismos de *rainsplash*-saltação para o movimento dos grânulos (Quadro 8.10). Apesar de ainda não se ter efectuado uma monitorização contínua em episódios de precipitação intensa e vento, a importância do mecanismo torna-se clara quando analisados os resultados obtidos com base na monitorização de linhas e grânulos pintados, particularmente depois de comparados com os dados da estação meteorológica das Penhas Douradas.

A monitorização da superfície das acumulações revelou também que o movimento dos grãos ocorre de modo distinto, verificando-se maiores taxas de movimento subindo nas

Quadro 8.10 – Informações morfogenéticas fornecidas pelas diferentes técnicas de estudo das acumulações arenosas.

	Morfo- logia	Granulo- metria	Microscópio óptico	Microscópio electrónico	Minerais pesados	Carto- grafia	Monito- rização	Tempe- ratura	Chuva e vento
<i>Rainsplash</i> - saltação	s/i	+	●	●	s/i	●	+	s/i	+
Lavagem superficial	+	+	s/i	s/i	+	s/i	●	s/i	●
<i>Downwash</i>	s/i	+	s/i	s/i	+	s/i	s/i	s/i	●
Deflação	●	+	+	+	+	●	●	s/i	●
Crioexpulsão	s/i	+	s/i	s/i	s/i	s/i	s/i	+	s/i
Microgelificação	s/i	s/i	●	●	s/i	s/i	s/i	●	s/i
Igniclastia	s/i	s/i	●	●	s/i	s/i	s/i	s/i	s/i
Termoclastia	s/i	s/i	●	●	s/i	s/i	s/i	●	s/i

+ Confirma; ● Possível; s/i – Sem informações.

acumulações nas areias mais finas, enquanto nos grânulos domina a descida. Os dados sugerem um limiar granulométrico de cerca de 3,8 mm entre os elementos em que domina a subida e aqueles em que domina a descida na superfície das acumulações. Estes dados estão de acordo com as diferenças granulométricas entre o sector superior e inferior das acumulações, também já encontrado na Serra do Gerês (Vieira, 1995, 1997, 1999; Vieira *et al.*, 2003b). Mostrou-se também que a dinâmica superficial dos grânulos é muito rápida, bastando cerca de 3 anos para que se forme uma acumulação arenosa de encontro ao obstáculo. Naturalmente, o processo depende do tipo de obstáculo, da disponibilidade e características dos sedimentos, bem como das condições meteorológicas.

Os dados de precipitação e vento da estação meteorológica das Penhas Douradas, contribuíram para confirmar a importância do mecanismo de *rainsplash*-saltação. Este ficou bem claro, em particular, quando se efectuou a monitorização de acumulações nas Penhas Douradas e Malhada Alta durante Dezembro de 1997. O estudo das séries de 1989-99 de precipitação e vento, trouxe um outro elemento muito importante. A orientação relativamente estável de W a SW das acumulações arenosas, não parece ser o resultado de uma direcção predominante de eventos com chuva oblíqua, mas sim o resultado de movimentos cumulativos de vários eventos, dos quais o vector resultante indica que os mais significativos são aqueles com ventos entre WNW e SE.

As análises granulométricas reflectem também a necessidade da ocorrência de um processo muito energético, para que seja possível a movimentação das areias grosseiras e grânulos que constituem a superfície das acumulações. Apoiam, também por isso, o afastamento da génese eólica.

O trabalho de campo revelou ainda a existência de acumulações arenosas de encontro à vegetação em locais, que ao nível do solo, se encontravam em posição de abrigo do vento pela existência de tufo ou arbustos a barlavento. A origem eólica para essas acumulações, só seria possível se fossem depósitos herdados, de um momento em que não se encontrasse nenhum arbusto a barlavento. Mas o carácter fresco da superfície e a praticamente ausente cobertura de líquenes na superfície dos grânulos, indicavam que se tratavam de depósitos recentes, cuja superfície era bastante activa.

A escassez de marcas eólicas na superfície dos grãos de quartzo nas duas acumulações arenosas estudadas, mostra que o transporte eólico não deve ter sido muito significativo na génese do depósito, o que apoia a maior influência do mecanismo de *rainsplash*-saltação.

8.8.3. Lavagem superficial

A lavagem superficial foi um dos primeiros aspectos evidenciados no estudo das acumulações, pois o carácter grosseiro da sua superfície, mostrava que se deveria tratar de uma *lag-surface* que perdera as areias mais finas. Tendo em conta as características climáticas das áreas onde se encontraram acumulações arenosas, a lavagem seria um dos processos possíveis. A observação em pormenor da superfície das acumulações após episódios de precipitação intensa, mostrou a existência de canais de escoamento milimétricos, que provam a importância do processo no transporte de sedimento em direcção à base da acumulação.

O estudo do cortejo de minerais pesados nos sectores superior e inferior das acumulações da Fraga das Penas e Planalto da Torre, indica também a importância do processo. Este facto é particularmente notório pela maior concentração de minerais opacos no sector inferior da acumulação.

8.8.4. Downwash

A lavagem dos finos da superfície e migração vertical no corpo da acumulação é um processo que está bem patente no carácter muito mais fino deste último, quando comparado com a superfície da acumulação. As análises granulométricas mostraram de forma clara essa diferença e a importância do processo.

O estudo dos minerais pesados confirmou a ocorrência de *downwash*, facto que se reflecte na maior concentração de minerais opacos no nível subsuperficial que constitui o corpo das acumulações, e que evolui, essencialmente à custa da camada de sedimentos que se vão depositando recorrentemente à superfície.

8.8.5. Deflação e transporte eólico

A acção do vento sobre as superfícies arenosas com pouca vegetação dos planaltos, é um processo muito eficiente na remoção dos finos, especialmente em episódios secos, quando a coesão do solo é menor. O resultado é a formação das extensas *lag-surfaces* dos planaltos, e que caracterizam também a superfície das acumulações. Esta característica está bem patente nos resultados das análises granulométricas. Embora não se trate do principal modo como se desenvolvem as acumulações, é importante notar que ao encontrar um obstáculo, o material transportado pelo vento se deposita. A superfície grosseira das acumulações arenosas, pode ser assim, enriquecida em finos, que depois vão poder migrar para o corpo ou para o sector inferior da acumulação (ver capítulos 8.8.3 e 8.8.4).

O cortejo de minerais pesados confirma a ocorrência da deflação, particularmente no que se refere ao transporte do material do sector inferior para o superior da acumulação, pois neste último, a barlavento do obstáculo, verifica-se uma maior concentração de minerais do grupo das micas. Estes são mais leves e terão sido transportados do sector inferior para o sector superior. É mesmo frequente observar em dias secos, e com vento suave, pequenos cristais de moscovite em suspensão nos planaltos da Estrela.

A acção do vento reflectiu-se também nas análises da superfície dos grãos de quartzo ao microscópio óptico e ao microscópio electrónico de varrimento, que mostraram a influência de processos eólicos no transporte. Estes terão sido, no entanto, de curta duração e pouco intensos, pois apenas nas arestas de alguns grãos de quartzo se observaram marcas eólicas.

8.8.6 Crioexpulsão

A crioexpulsão parece participar na formação da diferença granulométrica entre o material superficial e subsuperficial. Apesar de não ter sido monitorizado o movimento vertical dos grânulos em acumulações arenosas de encontro a obstáculos, observações efectuadas em superfícies planas com grânulos, mostraram que o processo ocorre, embora seja lento (ver Cap. 9.3). A monitorização das temperaturas do solo no Cântaro Gordo, Fraga das Penas e Cântaro Raso, apoia também a participação da crioexpulsão, pois demonstrou-se que se verificam condições térmicas favoráveis.

8.8.7. Microgelifracção, igniclastia e termoclastia

O significado da microgelifracção no que respeita à fracturação das areias grosseiras e grânulos é difícil de estimar. Mostrámos, no entanto, que durante o semestre frio, este processo ocorre, especialmente em vertentes rochosas expostas a norte, pelo que poderá ter também significado na desagregação superficial do granito que dá origem às areias constituintes das acumulações. Trata-se, neste caso, de um processo que está a montante da formação das acumulações, mas que pode ser significativo na preparação do material para ser mobilizado. As observações dos grãos de quartzo ao microscópio óptico e microscópio electrónico de varrimento, por seu lado, mostraram nas acumulações arenosas uma elevada percentagem de grãos com fracturas muito frescas atribuídas a uma meteorização física. Esta pode ser a microgelifracção, mas também a igniclastia ou a termoclastia.

A igniclastia é um processo sobre o qual não possuímos dados, no entanto, a elevada frequência de incêndios na Serra da Estrela, leva-nos a considerar a hipótese da sua ocorrência.

Quanto à termoclastia, trata-se também de uma possibilidade em aberto. Como se demonstrou ao monitorizar as temperaturas da superfície do solo, estas podem atingir valores de 50°C durante dias limpos de Verão (ver Cap. 10.4). Mesmo sabendo, que geralmente a termoclastia é atribuída a rápidas variações de temperatura, para as quais não possuímos informação, é possível que o stresse acumulado pelas frequentes oscilações térmicas diárias (positivas e também negativas) possa estar na origem (ou levar à ampliação) de microfracturas a nível granular. Sendo o granito, uma rocha polimineral, e considerando a diferente expansão térmica dos vários constituintes, a hipótese ganha significado.

A importância dos três processos acima indicados ocorre na origem do sedimento, mas deve também exercer influência na evolução pós-deposicional do mesmo, afectando a suas características granulométricas. Porém, eles não terão uma influência directa na forma das acumulações.

8.9 CONCLUSÃO

Os resultados obtidos mostram que o principal mecanismo responsável pela dinâmica das acumulações é o *rainsplash*-saltação durante episódios de chuva oblíqua. É o acumular de eventos de chuva e vento, gerando um movimento das areias e grânulos com direcção predominante, que leva a que estas se acumulem de encontro a obstáculos (Fig. 8.52). Porém, as acumulações arenosas são claramente poligénicas, e outros processos como o transporte eólico de material fino proveniente das superfícies dos planaltos, contribuem para as alimentar. Após estes episódios iniciais, a acumulação começa a sofrer diferenciação sedimentológica, que origina um nível superficial de areias grosseiras e grânulos, com cerca de 1 cm de espessura, e em profundidade, um sedimento mais fino e heterométrico, que constitui o corpo da acumulação. Esta diferenciação deve-se: 1) ao *downwash*, que origina a migração do material mais fino em profundidade; 2) à lavagem, que corresponde, essencialmente, a uma migração de material fino do sector superior para o sector inferior da acumulação; 3) à crioexpulsão, que origina a subida em direcção à superfície dos elementos grosseiros do corpo da acumulação.

Apesar do trabalho de monitorização efectuado, não é possível ainda definir limiares de precipitação e vento para que se inicie o movimento na superfície das acumulações, pois tal apenas será possível com uma monitorização contínua, ou com experiências de laboratório. No entanto, a investigação conduzida permite extrair algumas notas interessantes.

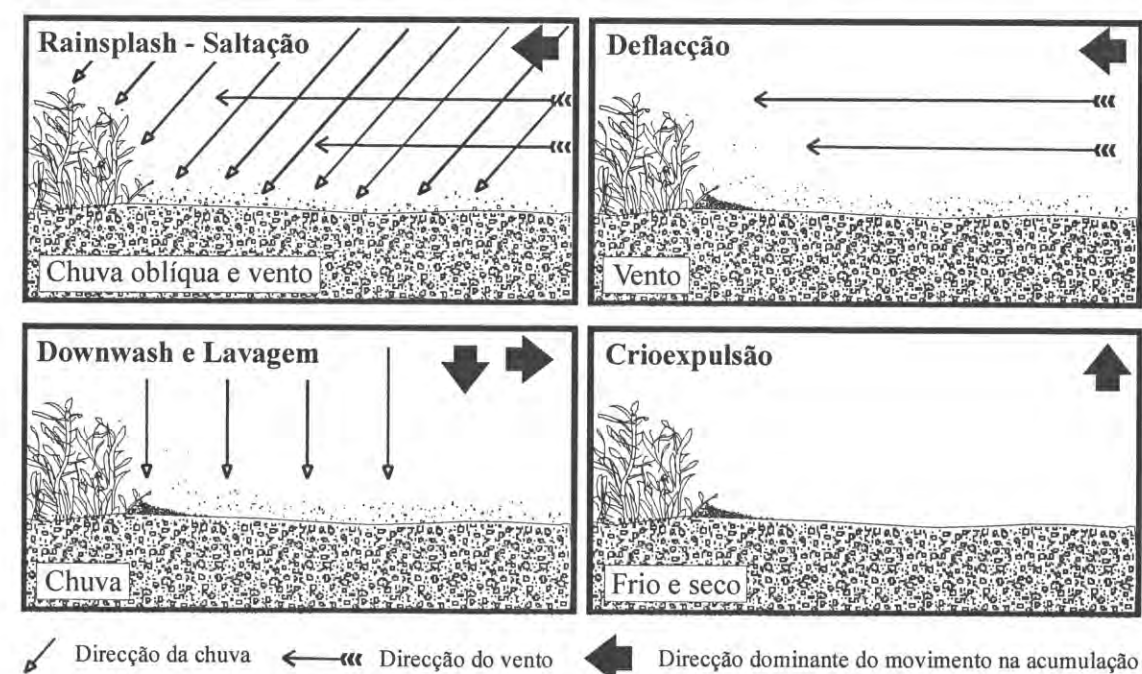


Figura 8.52 - Condições meteorológicas e processos envolvidos na génese das acumulações arenosas.

Vários factores controlam o movimento dos grãos nas acumulações. Anos com diferentes condições meteorológicas são responsáveis por diferentes dinâmicas, e uma vez que estas reagem rapidamente a estímulos na precipitação e vento, a sua monitorização pode ser útil em estudos de mudanças ambientais.

As características granulométricas do sedimento superficial também são importantes. Os grânulos maiores tendem a movimentar-se menos e a descer nas acumulações, enquanto as areias grosseiras se movem, predominantemente, subindo na vertente. Por isso, as acumulações de material mais grosseiro, como as da Fraga das Penas, deverão demorar mais tempo a formar-se, mas atingem também um carácter mais estável mais cedo do que as mais finas, como as do Cântaro Raso.

Observou-se também que frequentemente as acumulações de encontro a um obstáculo de pequena dimensão parecem encontrar-se num estado de equilíbrio dinâmico (por exemplo: Cântaro Raso 1), em que as quantidades de sedimento que galgam a acumulação, e que nela se acumulam, são semelhantes. Nesses casos, a disponibilidade de material é de importância primordial. Bastam pequenas reduções na alimentação, para que possa dar-se a degradação da acumulação.

Mostrou-se que as acumulações arenosas de encontro a obstáculos são formas activas na Serra da Estrela, e que apresentam um forte sinal climático e ecológico. Ocorrem em áreas planálticas com condições ecológicas que limitam fortemente o desenvolvimento da vegetação. Na Estrela, essas condicionantes estão associadas à conjugação de ventos fortes e frequentes, solo coberto de neve, extremos térmicos, uma importante dinâmica criogénica e pastoreio (ver Cap. 9).

Seria interessante encontrar acumulações semelhantes nos depósitos herdados, pois seriam bons indicadores das condições ambientais acima citadas. Embora se tratem de condições relativamente frequentes, são mais representativas de climas em que o stresse sobre a vegetação é acentuado, e onde, pelo menos durante parte do ano, há episódios intensos de chuva oblíqua. Mas a conservação das acumulações de pequena dimensão é difícil. Os melhores locais para procurá-las seriam, em nosso entender, as bacias mal drenadas existentes nos planaltos da serra.

Um outro aspecto importante que a análise efectuada possibilitou, foi verificar o movimento preferencial das areias nos planaltos da Serra da Estrela para NE – E, facto que ilustra uma dissimetria na dinâmica geomorfológica actual. Moeyersons (1983) demonstra a possibilidade da subida de material nas vertentes através de mecanismos de *rainsplash*-saltação, referindo a dificuldade de delimitação de bacias-vertente nestas condições. Este é

um aspecto importante na Estrela e que se confirma em áreas de interflúvio como o Cântaro Raso, mas pode também verificar-se nas áreas mais amplas dos planaltos, se não existirem barrancos importantes.

CAPÍTULO 9

PROCESSOS E MODELADO CRIONIVAL DAS ÁREAS ALTAS

9.1 PROCESSOS GEOMORFOLÓGICOS DE NATUREZA CRIOGÉNICA. CONCEITOS GERAIS

9.1.1. Introdução

A acção geomorfológica do frio tem sido estudada fundamentalmente nas regiões periglaciárias das altas latitudes e em alta montanha, mas nas montanhas médias das regiões temperadas e mediterrâneas, onde processos criogénicos são também frequentes, mas não tão intensos, os conhecimentos são mais escassos. Isso deve-se ao estilo marginal da actividade dita periglaciária, e a um carácter poligénico do modelado, que origina muitas vezes um mosaico complexo e de difícil interpretação de testemunhos geomorfológicos. Ao conjunto destas condições ambientais marginais, onde a acção morfogenética do frio, se conjuga com a exercida pela fusão das neves, e se interpenetra com as condições dos ambientes temperados, tem-se atribuído a designação de ambiente crionival. Esta é menos restritiva do que a definição de ambiente periglaciário, que para alguns autores se limita às regiões com *permafrost*, mas que para outros, engloba as regiões onde a acção morfogenética do frio é predominante sobre a de quaisquer outros processos.

Na Serra da Estrela, que se enquadra no âmbito da média montanha mediterrânea, os processos criogénicos ocorrem com frequência acima de cerca de 1400 m, e assumem grande importância acima de cerca de 1750 m de altitude, limiar a partir do qual entramos no andar crionival, como discutiremos adiante. Como veremos também, os processos criogénicos activos encontram-se fortemente influenciados pelas condições climáticas e são dominados principalmente por ciclos gelo-degelo diários superficiais, e em alguns locais, por uma congelação decimétrica sazonal, mas que não se mantém mais do que escassas semanas consecutivas durante o Inverno. Considerando este quadro térmico, os mecanismos ligados ao frio que influenciam a dinâmica geomorfológica actual, estando na base dos principais

processos criogénicos, e que são importantes distinguir, são a **segregação de gelo**, a **congelação *in situ*** (sem segregação) e os **choques térmicos**.

A **segregação de gelo** é a formação de níveis ou de lenticulas de gelo durante a congelação do solo ou de material orgânico, produzido pela migração da água intersticial em direcção à frente de congelação (Van Everdingen, 1998). O movimento da água nos poros do solo em direcção à frente de congelação é designado por **criossucção**, e deve-se a diferenças na energia livre ligadas à capilaridade do solo e adsorção no processo de congelação. Explicações detalhadas podem ser encontradas em Williams e Smith (1989). A segregação de gelo é especialmente importante do ponto de vista geomorfológico, pois à expansão volumétrica de 9% que a água sofre ao congelar, acrescenta-se ainda o volume de água segregado de níveis inferiores do solo, o que dá origem a forças importantes que levam à expansão do solo (ou rocha) (French, 1996). Esse processo é designado por **levantamento criogénico** (*frost heave*). A consequente fusão do solo com gelo de segregação origina frequentemente um nível superficial saturado, que pode ultrapassar o limite de plasticidade, podendo vir a originar movimentos de massa (ver Cap. 9.1.4).

Porém, nem sempre há condições para que se dê a segregação de gelo, e durante o processo de arrefecimento, o substrato, bem como a água que contém podem **congelar *in situ*** sem que haja criossucção. Trata-se, nesses casos, apenas da congelação da água presente nos poros. Como veremos, as condições para que tal ocorra, dependem essencialmente da textura do solo e da taxa de arrefecimento. O efeito geomorfológico da congelação da água *in situ* é muito inferior ao associado à segregação de gelo, e depende do confinamento da água nos poros.

Finalmente, há ainda o efeito dos **choques térmicos**, ou seja, das variações bruscas de temperatura, sentidas especialmente nas superfícies rochosas, e influenciadas essencialmente por variações na radiação solar incidente. Trata-se pois, de um mecanismo distinto da crioclastia propriamente dita, que está ligada à segregação de gelo e à expansão volumétrica aquando da congelação. Neste caso, as temperaturas negativas não são essenciais, mas sim a sua variação, que pode ser muito significativa, mesmo em regiões polares. O estudo do efeito dos choques térmicos na fracturação tem avançado muito desde 1990, acompanhando os desenvolvimentos extraordinários na miniaturização dos sensores e dos sistemas de armazenamento de dados, bem como os aumentos da capacidade de memória e da precisão. Os trabalhos de Hall (1997a, 1998a), Hall e André (2001) e Hall *et al.* (2002) têm fornecido resultados particularmente interessantes, especialmente para locais onde devido às baixas temperaturas não existe água líquida, embora se encontrem vestígios de fracturação das rochas idênticos aos tradicionalmente atribuídos à crioclastia.

9.1.2. Principais factores que controlam a actividade criogénica no solo

A ocorrência dos mecanismos acima referidos depende directamente das condições climáticas, e das propriedades físico-químicas do solo ou da rocha, incluindo o seu teor em água. Trata-se de um problema extremamente complexo, existindo diversas variáveis que têm que ser consideradas.

a) Efeito das condições climáticas nos regimes térmicos do substrato

Os regimes térmicos estão directamente dependentes das condições climáticas, que são provavelmente o conjunto de variáveis que mais tem interessado aos geomorfólogos, pois a regionalização dos resultados obtidos em situações particulares é um objectivo omnipresente, em particular para aqueles que têm uma formação eminentemente geográfica. Porém as condições climáticas têm uma variabilidade intrínseca, tanto espacial, como temporal. Dependem, além disso, de distintas variáveis com influência nas temperaturas do substrato, das quais se destacam a radiação solar, a temperatura do ar, a humidade, o vento e a precipitação, bem como do efeito amortecedor exercido pela vegetação ou pela cobertura de neve. E embora a tecnologia dedicada à monitorização meteorológica tenha avançado muito nas décadas recentes, é ainda difícil ter um conhecimento rigoroso da variabilidade espacial destas variáveis¹. No presente trabalho dedicamos especial atenção aos regimes térmicos do solo e da rocha, sendo apresentados resultados obtidos através de monitorização no capítulo 10.

b) Efeito das propriedades físico-químicas nos regimes térmicos do substrato

As propriedades físico-químicas do substrato são determinantes para os seus regimes térmicos, pois controlam a **propagação do calor**, e os seus **reflexos nas temperaturas**, e consequentemente a migração da frente de congelação. Neste campo, as principais variáveis a considerar, são a **condutibilidade térmica**, o **calor específico**, a **difusibilidade** e a **água**, que é determinante para os fluxos de calor latente (Harris *et al.*, 1993), bem como o **albedo**. Além de condicionarem os regimes térmicos do solo, as suas propriedades físicas determinam a existência de condições para a **segregação de gelo**, sendo para isso fundamental a **textura**.

A **condutibilidade térmica** ($Wm^{-1}K^{-1}$) é a medida da quantidade de calor que atravessa

¹ Neste trabalho não desenvolvemos as questões teóricas acerca do controle exercido pelos elementos do clima nas temperaturas do substrato, pois trata-se de um tema complexo e que implica um desenvolvimento relativamente extenso. Uma vez que existe abundante bibliografia acessível acerca do tema, apenas chamamos a atenção ao leitor para as principais obras de referência, que deverão ser consultadas em caso de alguma dúvida. Em nosso entender, podem-se encontrar excelentes sínteses em Geiger (1968), Oke (1988), Williams e Smith (1979) e Barry (1992).

um material, segundo um gradiente térmico, por unidade de área e de tempo. Corresponde, portanto à taxa de transferência de energia ao longo de um corpo (Disly, 1986; Williams e Smith, 1989). Dependendo dos constituintes do solo, diferente vai ser a sua condutibilidade térmica, sendo por isso necessário considerar as características da fracção mineral, da matéria orgânica, a densidade, a água e a temperatura do solo (*ob. cit.*). O estado físico em que se encontra a água no solo é de sumais importância, “pois quando a água líquida congela, a sua condutibilidade aumenta quatro vezes, o seu calor específico volumétrico diminui para metade e dá-se uma libertação de calor latente equivalente...” (Williams e Smith, 1989, p. 87 citando Gold e Lachenbruch, 1973). É além disso de referir, que o volume relativo de água líquida no solo varia com as oscilações de temperatura, podendo estas, mesmo pequenas e abaixo do ponto de congelação, afectar sensivelmente o comportamento térmico do solo gelado (Williams e Smith, 1989).

O **calor específico** ($\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$) é a quantidade de energia necessária para mudar em 1 K a temperatura de 1 kg de uma substância. Para uma dada quantidade de calor fornecida, a variação de temperatura será menor num material de elevado calor específico. Multiplicando este último pela densidade da substância, obtém-se o **calor específico volumétrico** ($\text{Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$). Este, vai depender das quantidades relativas dos seus constituintes (fracção mineral, matéria orgânica e água), sendo directamente proporcional à frequência de cada um deles, ponderada pelos respectivos calores específicos volumétricos (*ob. cit.*, p. 91).

Um outro facto importante nas áreas sujeitas a ciclos de congelação-fusão é o efeito produzido pelas trocas de calor latente que ocorrem durante as mudanças de estado. Este efeito é normalmente descrito como um “calor específico aparente” (Williams e Smith, 1989). Para ilustrar este efeito, os mesmos autores apresentam o exemplo de um “volume de solo argiloso húmido de 1 m^3 , a uma temperatura inicial de 1°C e com um calor específico volumétrico de $3 \text{ MJm}^{-3}\text{K}^{-1}$ no estado não congelado. De modo a alterar a sua temperatura para 0°C , deve-se remover 3 MJ de energia. Mas se o material continuar a ser arrefecido abaixo de 0°C , é libertado calor latente correspondente à mudança de estado da água que congela a uma dada temperatura negativa. No caso do solo argiloso referido, entre os 0 e -1°C , há libertação de $63,5 \text{ MJm}^{-3}$, que vão contribuir para aquecer o solo, o que faz com que o calor específico pareça ser muito maior do que sucederia na ausência de mudança de estado físico” (Williams e Smith, 1989, p. 92).

Em síntese, da condutibilidade térmica depende a taxa de transferência de energia, enquanto do calor específico depende a variação de temperatura, chamando-se à razão entre a primeira e a segunda, **difusibilidade** (m^2s^{-1}), a qual traduz a amplitude e velocidade das

variações de temperatura. Por isso, um valor elevado de difusibilidade implica amplas e rápidas variações térmicas (Williams e Smith, 1989).

c) Efeito da textura e porosidade na segregação de gelo no solo

A capilaridade e a adsorção de água, controladas pela textura do solo, fazem com que esta seja um factor determinante para a segregação de gelo (Van Vliet-Lanoë, 1985). Se um solo for muito fino, o movimento da água para a frente de congelação fica inibido; por outro lado, se for excessivamente grosseiro, o potencial de sucção necessário para a migração da água para a frente de congelação, não será estabelecido (Washburn, 1979). O reconhecimento da importância dos poros do solo fez com que vários investigadores tentassem encontrar um limiar granulométrico para a sua susceptibilidade à segregação de gelo. Porém, não existe consenso quanto a esse limiar, facto que se deverá, talvez, à grande diversidade dos materiais usados, ou porque na realidade, tal como afirma Lawler (1993), não é a granulometria que controla a segregação de gelo, mas sim a dimensão dos poros.

Taber (1929), citado por Soons e Greenland (1970), notou que era necessária a existência de pelo menos 30% de argila para que se formasse gelo de segregação. Porém, mais tarde Terzaghi e Peck (1948), citados pelos mesmos autores, demonstraram bastar um muito menor número de finos (não quantificado), para tornar um solo susceptível à segregação de gelo. Talvez os limiares mais difundidos sejam os de Beskow (1935), que desenvolveu uma curva granulométrica extensiva às várias classes dimensionais, e que marca os limites entre um solo susceptível, ou não, à segregação de gelo (Lawler, 1993).

Apesar dos vários critérios, há acordo quanto à importância da fracção fina para a segregação de gelo no solo (Thorn e Darmody, 1980; Washburn, 1979; Meentemeyer e Zippin, 1981; Pérez, 1984, citado por Pérez, 1986, p. 111), e a diversidade de limiares apresentados, parece dever-se à não contabilização da compactação do solo, uma vez que a textura, por si só, não é um factor que caracterize a porosidade.

O trabalho de Harris *et al.* (1993), trouxe algumas contribuições interessantes para a solução do problema. Os autores estudaram em laboratório o comportamento de quatro solos provenientes de diferentes substratos (granítico, xistoso, calcário e de argilito). Ao sujeitar as quatro amostras a protocolos térmicos e de humidade semelhantes, verificaram interessantes diferenças nos tipos de segregação resultantes. Assim, foram os solos granítico e calcário, aqueles onde se desenvolveram *pipkrakes*, enquanto no xistoso e de argilito houve uma penetração do frio em profundidade, com segregação, mas sem formação de *pipkrakes*. Com base na percentagem da fracção silto-argilosa, verificaram que os solos mais grosseiros, eram

mais favoráveis à formação de *pipkrakes*, sendo os mais finos mais susceptíveis à segregação em profundidade. Esta observação é importante, pois pode explicar as diferenças verificadas nos limiares anteriormente fixados por outros investigadores. Lembremo-nos que visavam determinar a susceptibilidade à segregação de gelo, independentemente de ocorrer à superfície, ou em profundidade.

9.1.3. A segregação de gelo no solo

Para compreender os processos geomorfológicos criogénicos, é importante distinguir dois tipos de segregação de gelo no solo (ou na rocha): os *pipkrakes* e as lenticulas de gelo. Os primeiros correspondem à segregação de gelo próximo da superfície, ou imediatamente abaixo dela, enquanto as segundas, se formam em profundidade. São, por isso, fenómenos cuja génese se relaciona com profundidades de congelação diferentes, e como tal, com distintos regimes térmicos.

Outcalt (1971, p. 394) define *pipkrakes* como sendo "filamentos verticais de gelo com cerca de 1 mm² de secção e com um comprimento até 8-10 cm, formados pela segregação de gelo próximo da superfície do solo, durante noites de Inverno calmas e sem nuvens, tendo a parte superficial do solo estado descongelada, ou tendo derretido durante o dia...". Por sua vez, Branson *et al.* (1992, p. 357) definem *pipkrake* como "uma pequena forma de levantamento criogénico, produzida pela segregação de gelo desde uma frente de congelação estável na superfície do solo, ou logo abaixo dela. O seu crescimento está geralmente associado com ciclos gelo-degelo diurnos, afectando solos limosos ou matéria vegetal com suficiente alimentação de humidade". A evolução verificada entre as duas definições apresentadas, vem no sentido de numa definição simples e curta, poder englobar tipos de *pipkrakes*, que não se poderiam incluir na definição de Outcalt. Foi assim transformada uma definição de carácter fundamentalmente morfológico, numa puramente genética, mas mais objectiva. Na realidade seria difícil incluir na primeira, os *pipkrakes* de 35-40 cm de comprimento descritos por Krumme (1935), citado por Washburn (1979), os de 50 cm referidos por Geiger (1980, p. 180), bem como os que se desenvolviam a partir de um ramo de árvore, testemunhados por uma fotografia de Petkovsek, apresentada por Woodley (1988), citado por Lawler (1989), ou os que observámos crescendo a partir de uma herbácea seca na Serra da Estrela. Uma outra limitação na definição de Outcalt é a menção a noites de Inverno, o que é muito restritivo, pois tivemos oportunidade de observar *pipkrakes* formados no Verão na Ilhas Shetlands do Sul (Antárctida), situação que ocorrerá certamente de igual modo nas

regiões polares, bem como nas altas montanhas. Quanto à definição de Branson, ela peca por faltar a referência ao carácter acicular dos cristais de gelo².

A formação de *pipkrakes* é relativamente complexa, pois é necessário que haja uma frente de congelação estável próximo da superfície do solo. Branson *et al.* (1992, p. 357 baseados em Outcalt, 1971) referem três condições fundamentais para a formação de *pipkrakes*: uma temperatura do solo suficientemente baixa para sobrearrefecer³ a água à superfície, para que se inicie a nucleação de gelo⁴ (aproximadamente -2°C); existência de suficiente humidade para que se inicie a segregação de gelo; uma alimentação suficiente em água que traga calor latente suficiente para a frente de congelação, de forma a equilibrar as perdas caloríficas em direcção à superfície, assegurando uma frente de congelação estável. É importante notar, que logo após a nucleação, a temperatura do solo aumenta bruscamente graças à libertação do calor latente de congelação, passando a ter valores próximos, ou um pouco acima, do ponto de equilíbrio de congelação (Williams e Smith, 1989, p. 174). A partir desse momento a congelação da água no solo ocorre livremente se a temperatura for igual ou inferior ao ponto de congelação.

As lenticulas (ou lentes) de gelo são acumulações de gelo de segregação cristalino, de forma lenticular e com espessura milimétrica e comprimento centimétrico (Ballantyne e Harris, 1994). No entanto, Van Everdingen (1998) considera que qualquer massa gelada de desenvolvimento horizontal, e com forma de lente, se pode considerar uma lenticula (lente) de gelo. As lenticulas de gelo formam-se paralelamente à frente de congelação, à medida que esta progride em profundidade no solo e vão contribuir para o levantamento criogénico do solo, que vai ser proporcional ao volume total das lenticulas de gelo, mais o aumento de volume do solo causado pela congelação da água nos poros.

Os *pipkrakes* observam-se frequentemente na Serra da Estrela, e também noutras montanhas médias portuguesas, e é-lhes atribuída uma elevada importância morfogenética pela generalidade dos autores (Girão, 1940; Rebelo, 1975; Daveau, 1978; Pedrosa, 1992, 1993; Vieira, 1995, 1996; Ferreira *et al.*, 1999). As lenticulas de gelo não são referidas na bibliografia portuguesa, e apenas foram por nós observadas numa ocasião, embora pouco

² É de notar, que em trabalhos anteriores apresentámos abordagens relativamente detalhadas sobre a génese dos *pipkrakes*, que optámos por não incluir nesta dissertação, mas que podem ser consultadas em Vieira (1995, 1996).

³ À característica que os líquidos têm de permanecer sem solidificar, abaixo do ponto de congelação, dá-se o nome de sobre-fusão, ou super-fusão (Pauli *et al.*, 1979).

⁴ A nucleação de gelo é a formação abrupta de um cristal de gelo estável (Williams e Smith, 1989, p. 174).

desenvolvidas⁵. Porém, a presença de lóbulos de solifluxão acima de 1800 m de altitude, e os resultados da monitorização das temperaturas do solo e da rocha, revelam condições de solo gelado sazonal em alguns locais, e consequentemente também a existência de condições para a segregação de gelo em profundidade.

9.1.4. Os principais processos geomorfológicos criogénicos

O ritmo térmico que induz os ciclos de congelação-fusão do solo e da rocha, que na Serra da Estrela, é predominantemente diário, mas que pode ser sazonal nas áreas mais altas (Cap. 10), vai ser anualmente responsável, pela ocorrência de múltiplos episódios com segregação de gelo, seguidos por eventos de fusão. Estes ciclos, de duração e intensidade variáveis, podem ter importantes repercussões na morfogénese, dependendo das características do substrato, da topografia, da humidade e do coberto vegetal. Na área de estudo esses efeitos traduzem-se em 4 processos geomorfológicos principais: a **crioexpulsão**, a **criorreptação**, a **gelifluxão** e a **gelifracção**.

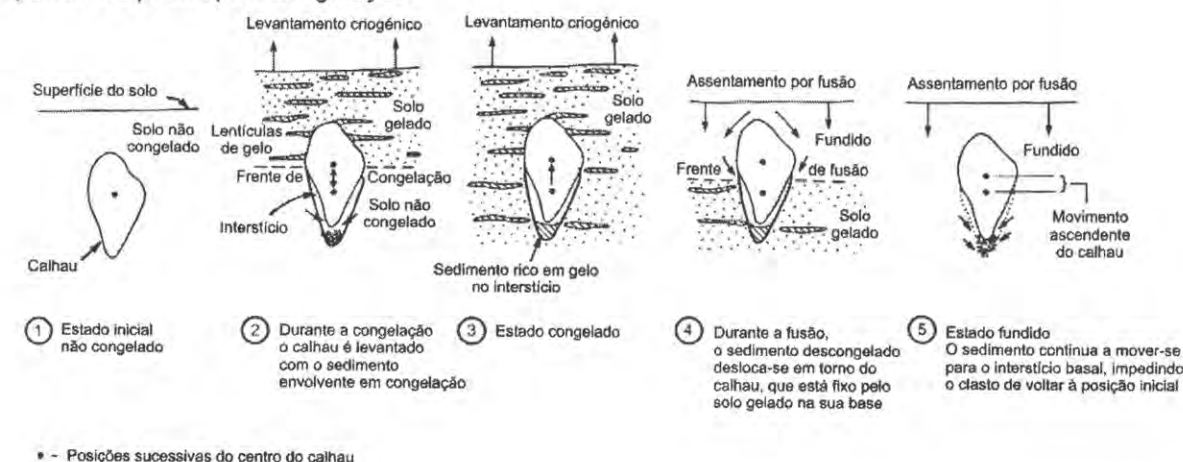
a) Crioexpulsão

A crioexpulsão⁶ é um processo originado pela ocorrência de ciclos gelo-degelo no solo, através do qual os elementos grosseiros são deslocados tendencialmente em direcção à superfície, enquanto os finos se deslocam em sentido oposto. O processo de triagem tem sido explicado por dois mecanismos: a hipótese do **puxão pela congelação**, e a do **empurrão pela congelação**⁷ (Washburn, 1979; Ballantyne e Harris, 1994; French, 1996).

Na ascensão dos clastos pela hipótese do puxão pela congelação, quando a frente de congelação ao progredir no solo atinge a parte superior de um clasto, vai ancorá-lo ao solo gelado, levantando-o devido à continuada segregação de gelo, à medida que a frente de congelação avança (Fig. 9.1). Posteriormente, com a fusão a partir da superfície, o solo que envolve a parte superior do clasto vai assentar, mas o clasto mantém-se sobrelevado pois a sua base permanece embutida no solo gelado. Quando a água no solo em torno do clasto funde, e o solo assenta, o clasto fica numa posição ligeiramente superior à inicial. O repetir dos ciclos de congelação-fusão, fará o clasto ascender até à superfície (Ballantyne e Harris, 1994).

A ascensão dos clastos pela hipótese do empurrão pela congelação baseia-se na maior difusibilidade térmica dos clastos em relação ao solo húmido adjacente, bem como no atraso

Hipótese do puxão pela congelação



Hipótese do empurrão pela congelação

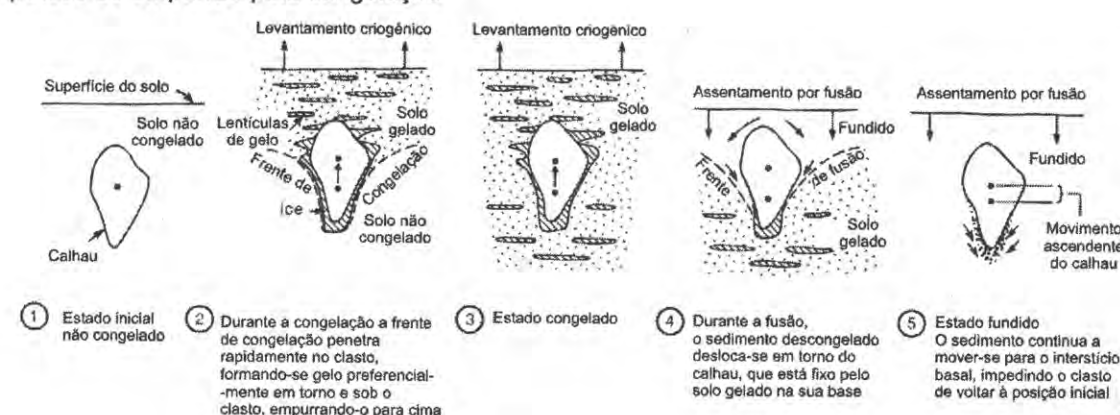


Figura 9.1 – Hipóteses do puxão e do empurrão pela congelação para o movimento de clastos no solo por crioexpulsão (Ballantyne e Harris, 1994, p. 87).

causado na progressão da congelação no solo pela libertação do calor latente. Assim, a frente de congelação ao atingir o topo do clasto vai avançar rapidamente neste, atingindo a sua base quando a congelação do solo ainda se está a dar em torno da parte superior do clasto. Inicia-se assim a segregação de gelo na base do clasto, que vai ser empurrado para cima. Durante a fusão e assentamento do solo, o mecanismo vai ser idêntico ao da hipótese do puxão pela congelação (Ballantyne e Harris, 1994).

A crioexpulsão é um processo activo na Serra da Estrela, em especial acima de 1400 m, onde os ciclos de congelação-fusão diários são mais frequentes. Para além dos testemunhos geomorfológicos da ocorrência deste processo, que analisamos adiante, instalámos no campo experiências de monitorização que comprovam a sua eficácia (Cap. 9.3).

⁵ É de notar também que não fizemos nenhuma procura sistemática, pelo que se trata de mais um tema a aprofundar em trabalhos futuros.

⁶ Do inglês *upfreezing*.

⁷ Respectivamente, *frost-pull* e *frost-push*.

b) Criorreptação

Como se viu, quando há segregação de gelo no solo, quer esta seja por *pipkrakes*, quer por lentículas de gelo, a superfície do solo sofre um movimento ascendente, que é designado por levantamento criogénico. Esse movimento, é normalmente perpendicular à superfície topográfica, pois a segregação de gelo faz-se paralelamente ao gradiente térmico do solo, que é em larga medida controlado pelas transferências de calor à superfície. Quando o gelo de segregação funde, situação que nas regiões crionivais (e mesmo nas regiões com *permafrost* quente, ou seja, com temperatura superior a -5°C – Ballantyne e Harris, 1994), ocorre de cima para baixo, vai-se dar o chamado **assentamento por fusão**⁸, normalmente segundo um ângulo entre a vertical e a perpendicular à vertente, o que origina um movimento de massa em direcção à base. Este movimento associado ao levantamento criogénico e ao subsequente assentamento por fusão, é designado por criorreptação. A deslocação máxima potencial por criorreptação é o resultado directo do levantamento da partícula perpendicularmente à vertente, e do seu assentamento na vertical (Fig. 9.2).

Nos casos em que a criorreptação está associada exclusivamente à segregação de lentículas de gelo, a deslocação máxima potencial raramente ocorre, pois a coesão entre os grãos do solo impede o assentamento vertical, introduzindo uma componente no sentido montante da vertente (Ballantyne e Harris, 1994).

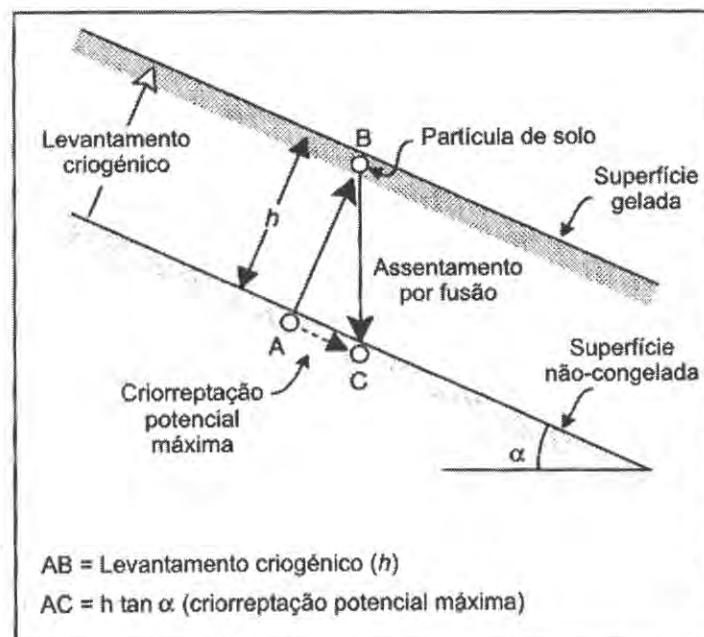


Figura 9.2 – Criorreptação máxima potencial. O movimento real é geralmente menor do que o apresentado, devido à coesão do solo, que faz com que o assentamento ocorra entre a vertical e o vector do levantamento criogénico (Ballantyne e Harris, 1994, p. 114).

⁸ Do inglês *thaw settlement*.

No caso da criorreptação por *pipkrakes*, o movimento pode ser significativamente maior do que o exposto acima. Isso porque a fina película superficial do solo que é levantada, está muitas vezes assente em finas e frágeis agulhas de gelo, que ao fundirem soltam o material suprajacente, deixando-o cair por acção da gravidade. Mas a fusão dos *pipkrakes* pode resultar em processos muito mais complexos, que por vezes se assemelham aos da degradação de um *permafrost* rico-em-gelo em miniatura, pois no caso de *pipkrakes* decimétricos, o volume de água segregada é largamente superior ao volume de solo levantado. Nesses casos, o limite da liquidez pode ser ultrapassado, sendo exemplos disso, a ocorrência de microescoadas de solos durante a fusão de *pipkrakes*, tal como referem Höllermann (1978), Pérez, (1987c citando Troll, 1958, Soons, 1968 e Higashi e Corte, 1971), Pérez (1987c) e Harris *et al.* (1993). Neste âmbito, merece referência a excelente síntese de Lawler (1993, p. 103-105), acerca dos mecanismos de erosão ligados à formação de *pipkrakes* (Fig. 9.3):

- **Queda gravítica de partículas** - trata-se da criorreptação por *pipkrakes* referida acima. Lawler (1993) salienta ainda a hipótese da queda das partículas ser assistida pelo vento, o que faz com que esta se afaste ainda mais da verticalidade;

- **Góticulas com sedimento incorporado** - este processo ocorre graças à fusão e concentração de água líquida, que vai transportar em suspensão o material fino. Pode ocorrer sobre os *pipkrakes*, no seu interior, ou na sua base, em contacto com o substrato, e deve ser especialmente frequente em episódios de fusão associados a precipitação sob forma de chuva (Vieira, 1995);

- **Microdeslizamentos** - este mecanismo ocorre quando se dá a fusão basal de conjuntos de *pipkrakes*, que acabam por perder a base de sustentação e deslizam em pequenos blocos;

- **Balançamento** - consiste na queda de um, ou vários *pipkrakes*, ficando assim, deitados na vertente.

Num trabalho anterior efectuado na Serra do Gerês, através da monitorização fotográfica de um episódio de fusão de *pipkrakes*, num solo granítico de declive suave (8°), observámos alguns aspectos que complicam mais ainda a modelação da criorreptação por *pipkrakes*, e que merecem breve referência (Vieira, 1995, 1996). A monitorização foi efectuada numa vertente exposta a sul, que ao início da manhã tinha a película de grânulos superficial totalmente levantada por *pipkrakes* com 2 cm de comprimento. Ao longo da manhã, com o aumento da temperatura, foi-se dando a fusão dos *pipkrakes*, que derreteram de forma heterogénea, o que originou o aparecimento de pequenas depressões centimétricas, que então designámos por microalvéolos de fusão. Estes foram aumentando progressivamente, tendo coalescido e, finalmente, derretido a totalidade dos *pipkrakes* no final da manhã. A observação no campo e

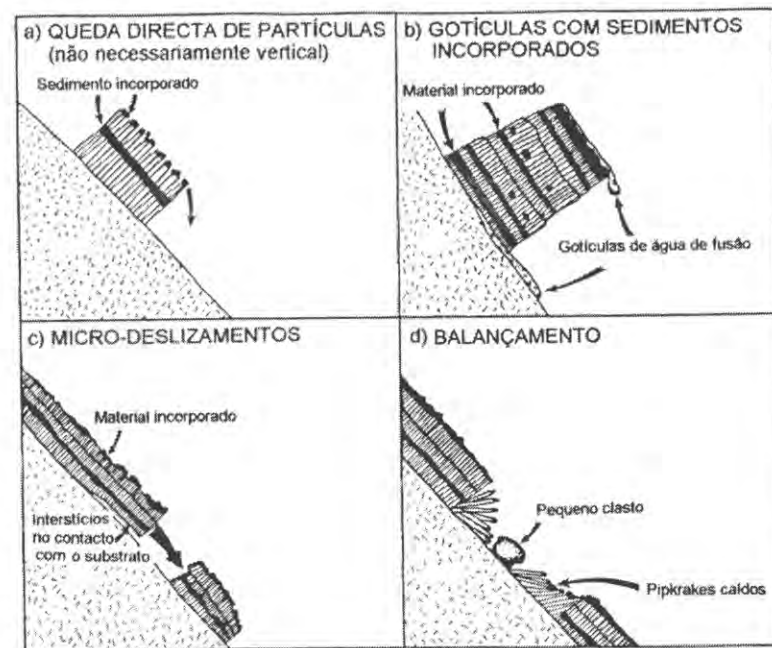


Figura 9.3 – Mecanismos de transporte de sedimentos por pipkrakes segundo Lawler (1993).

a posterior comparação cronológica das fotografias permitiu a observação de um fenómeno curioso. O movimento dos grânulos era fortemente influenciado pela sua posição em relação aos microalvéolos de fusão, tendendo os grânulos para cair para dentro deles, independentemente da sua posição. Desta forma o movimento observado nem sempre era em direcção à base da vertente (e muito menos, no sentido do maior declive), mas resultava de microdeclives, frequentemente opostos ao sentido de inclinação da vertente, originados pelos próprios pipkrakes. Os grânulos deslocavam-se, por isso, em sentidos diversos, tendo sido mesmo observados elementos que subiram na vertente (Fig. 9.4).

c) Gelifluxão

A **gelifluxão** é a escoada lenta do solo associada ao assentamento por fusão e à consequente perda de coesão, causada pelo excesso de água intersticial proveniente da fusão do gelo de segregação (Ballantyne e Harris, 1994; French, 1996; Matsuoka, 2001b). Segundo esta definição, a gelifluxão é um processo que ocorre em solos sujeitos a ciclos de congelação-fusão, independentemente do seu ritmo, não sendo determinante a existência de um nível gelado impermeável em profundidade, como indicado noutras definições (por ex.: Washburn, 1979).

Ainda a propósito do termo gelifluxão, ele foi definido por Baulig (1956) como sendo a solifluxão associada aos solos gelados, incluindo os solos gelados sazonais, bem como o *permafrost* (Washburn, 1979). Por outro lado, a **solifluxão**, foi pela primeira vez definida por

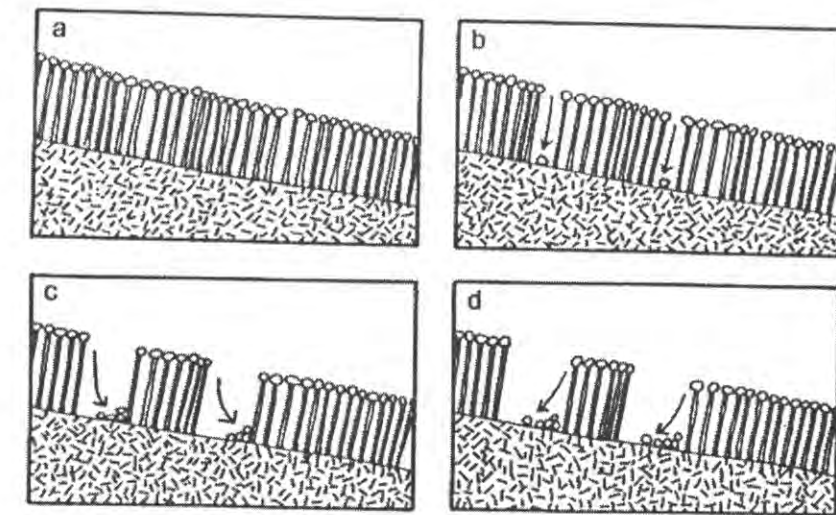


Figura 9.4 - Movimento de grânulos por pipkrakes associado ao aparecimento de microalvéolos de fusão. a – pipkrakes levantando uma cobertura contínua de grânulos; b – início da fusão dos pipkrakes em lugares irregularmente espaçados e queda directa dos grânulos sem movimento na vertente; c – fusão dos pipkrakes e movimento dos grânulos controlado pela posição destes em relação ao microalvéolo; d – formação de microvertentes de declive oposto ao da vertente principal, constituídas pelos grânulos acumulados na parte jusante do microalvéolo, possibilitando uma pequena subida dos grânulos na vertente (Vieira, 1995).

Anderson (1906), como sendo a escoada lenta, ao longo de uma vertente, de solo saturado em água, proveniente da chuva ou da fusão da neve (Washburn, 1979, p. 200). Assim sendo, como salienta Washburn, a gelifluxão poderia ser encarada como uma forma de solifluxão, mas cuja ocorrência estaria circunscrita às regiões frias. Contudo, nessas regiões os movimentos de massa ocorrem por diferentes processos, e não requerem necessariamente a saturação, pelo que a definição de Anderson não é adequada ao estado do conhecimento actual (Matsuoka, 2001).

Em trabalhos recentes, vários autores, como Harris (1987), Selby (1993), Harris *et al.* (1993, 1995); Ballantyne e Harris (1994); French (1996), Matsuoka (2001b) e Bertran e Texier (1999), dão um significado distinto ao termo solifluxão, sendo que ele é o resultado da acção conjugada da criorreptação e da gelifluxão, processos que funcionam frequentemente em conjunto, como ilustrado na figura 9.5, sendo mesmo virtualmente impossível de os distinguir em medições de campo (Harris, 1987; Lewkowicz, 1988). Há ainda que acrescentar, que nos ambientes com *permafrost* frio e, portanto, com congelação sazonal de baixo para cima, a solifluxão inclui além da criorreptação e da gelifluxão, também movimentos de tipo *plug-like flow*. Tratam-se de movimentos de massa que ocorrem ao longo do contacto entre o nível rico-em-gelo do tecto do *permafrost* e a parte inferior da camada activa fundida, que se desloca “em massa” ao longo dessa superfície de cisalhamento (French, 1996). Neste conceito de solifluxão, esta não surge como um processo simples, mas sim como um termo que engloba a acção de 2 ou 3 processos distintos conjugados, e que é exclusivo

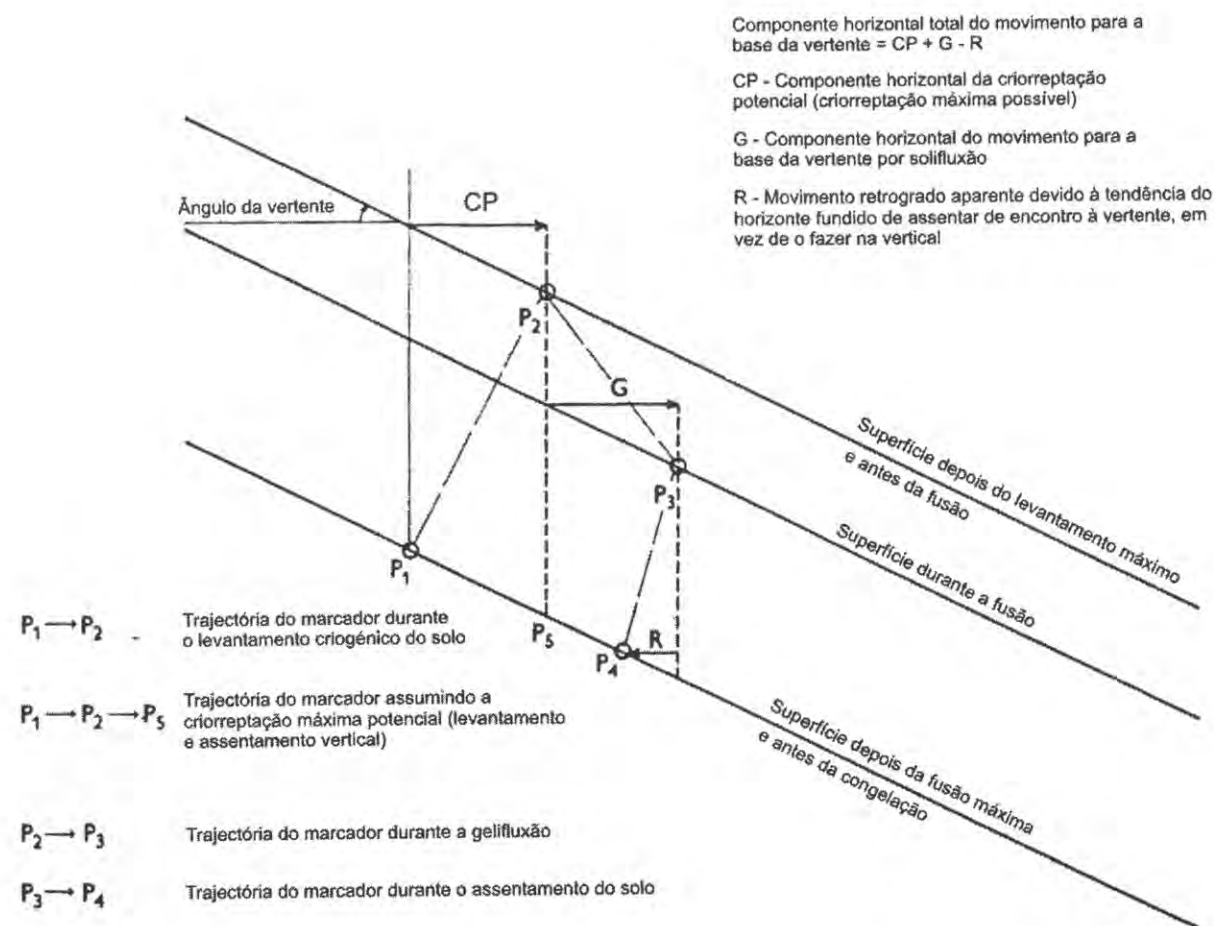


Figura 9.5 – Movimentos do solo por gelifluxão e criorreptação, integrando a componente retrógrada associada à coesão durante o assentamento por fusão (Washburn, 1979, p. 201).

dos ambientes com congelação do solo. No presente trabalho usamos o termo solifluxão com este sentido. Harris *et al.* (1997) mostraram recentemente em laboratório que a solifluxão resulta essencialmente do processo de assentamento por fusão, e do aumento a níveis sub-críticos das pressões de água intersticiais. Há assim, uma redução das fricções intergranulares no solo, bem como uma diminuição da viscosidade próximo da superfície, que é mantida pela ascensão da água associada ao assentamento. Isso leva ao desenvolvimento de deformações tangenciais (*shear strain*) em resposta à força gravítica. Essa deformação pode continuar vários dias depois da fusão do solo, devido à continuada alimentação de água expelida para a superfície pelo assentamento por fusão em profundidade (Harris *et al.*, 1997, p. 864). Estes resultados indicam que a solifluxão pode ser entendida como uma deformação pré-cisalhamento, o que caso ocorresse se transformaria num processo distinto, como por exemplo um deslizamento por destacamento da camada activa (*active layer detachment slide*).

d) Gelifracção

A gelifracção (ou crioclastia) é um processo frequentemente referido em estudos geomorfológicos das regiões frias e de montanha, sendo-lhe atribuída grande capacidade morfogenética. Porém, há ainda muitas interrogações acerca dos mecanismos envolvidos na fracturação das rochas nas regiões frias, bem como acerca da real eficácia da gelifracção em muitos ambientes, e em particular nos mais frios e secos (ver, por ex.: Hall *et al.*, 2002), e também nos afloramentos de rocha sã (ver, por ex.: Matsuoka, 2001a). Mesmo o carácter anguloso dos “gelifractos” clássicos, como indicador da acção da crioclastia é posto em causa, como demonstram Hall *et al.* (2002).

Tradicionalmente, o termo gelifracção refere-se à fracturação das rochas pela congelação da água nos poros e diaclases, que sofre um aumento volumétrico de 9% a 0°C e de 13,5% a -22°C (Gerrard, 1990; Selby, 1993). As ideias clássicas sugeriam que essa expansão seria suficiente para causar a fracturação da rocha. Trata-se, porém de uma visão simplista e inadequada para explicar os complexos mecanismos ligados à gelifracção, pois com o aumento da pressão intersticial resultante da expansão do gelo, diminui também o ponto de fusão da água, o que mitiga o efeito da expansão volumétrica (Selby, 1993). Selby (1993) atribui grande importância aos trabalhos de Hallet (1983), Walder e Hallet (1985) e Tharp (1987), que contribuíram decisivamente para um melhor entendimento da gelifracção, ao estudarem a mecânica da fracturação induzida pelo gelo. A rocha comporta-se essencialmente como um meio poroso, resultando a sua fracturação da migração da água intersticial, seguindo potenciais físico-químicos em direcção a uma frente de congelação estável (Hallet *et al.*, 1991; Akagawa e Fukuda, 1991), de modo semelhante ao que se passa no solo com o levantamento criogénico associado à formação de lenticulas de gelo (Selby, 1993). Deste modo, parece ser fundamentalmente o aumento de volume de água próximo da frente de congelação resultante da segregação de gelo, que causa a fracturação, bem como o alargamento da rede de microfracturas da rocha, mesmo em situações confinadas. Hallet *et al.* (1991) salientam ainda que o crescimento das microfracturas é especialmente activo com temperaturas pouco abaixo do ponto de congelação, e que o crescimento da rede de fracturas pode prolongar-se durante décadas, ou mesmo séculos, desde que haja uma alimentação de água mais ou menos constante em direcção à frente de congelação, proporcionando assim a desagregação do edifício rochoso. Apesar deste conceito só recentemente ter sido desenvolvido em maior escala, já desde a década de setenta do século passado, se pensava ser importante para a crioclastia a migração da água em direcção a uma frente de congelação

estável, e como referia Thorn (1979b, p. 226): "*the pryme alternative is the hypothesis that freeze-thaw weathering is actually hydration in most instances...*".

Tharp (1987) citado por Selby (1993) estudou a propagação de fracturas abertas por acção do gelo, e atribui grande importância à forma da fractura (razão entre a abertura máxima da fractura e o comprimento) para a eficácia da gelifracção. Esta variável parece mesmo ser mais importante para a gelifracção do que a taxa de arrefecimento e a amplitude térmica. Segundo Tharp, as fracturas mais susceptíveis à acção do gelo são as de forma alongada e rectangular, típicas das rochas sedimentares (ligadas à estratificação), que se propagam facilmente pela acção do gelo, mesmo tendo um comprimento milimétrico. Por outro lado, as microfracturas e as diaclases em cunha das rochas cristalinas, são menos favoráveis à propagação pelo gelo, que só ocorre quando há alimentação em água, e quando as diaclases têm vários centímetros de comprimento. O mesmo autor, refere também que, para que se dê a propagação de fracturas abertas, é necessário que estas estejam confinadas, e sem contacto com a atmosfera, o que ocorre se a parte exterior da fractura estiver bloqueada por gelo, o que possibilita a expansão volumétrica de congelação.

Numa perspectiva geomorfológica, Lautridou (1988, p. 35) distingue três processos principais de gelifracção: a **descamação** (*scaling*), a **fragmentação** (*splitting*) e o **alargamento de cunhas** (*wedging*), e acrescenta um quarto processo, sugerido pelos geomorfólogos da escola francesa, a **desagregação granular**. A descamação deve-se à formação de finas placas de gelo paralelamente à superfície da rocha. A fragmentação de rocha maciça não fracturada, ocorre apenas quando a congelação afecta todas as faces de um bloco, levando à sua quebra⁹. Por sua vez, o **alargamento de cunhas**, faz-se pelo processo referido no parágrafo anterior, e finalmente, a **desagregação granular**, ocorre principalmente em rochas graníticas previamente alteradas, pela congelação nos poros e microfracturas.

Uma outra distinção muito usada em geomorfologia, é a feita entre a microgelifracção e a macrogelifracção. A primeira envolve a produção de pequenos fragmentos rochosos, com uma dimensão micrométrica a centimétrica, enquanto a segunda, dá origem a calhaus e blocos, com dimensões centimétricas a métricas (Matsuoka, 2001a). Segundo o mesmo autor, os principais processos que originam a microgelifracção são a desagregação granular e a descamação, enquanto na macrogelifracção o alargamento de cunhas é predominante.

Merecem ainda referência os trabalhos de Hall (1997a, 1998, 1999), Hall e André (2001) e Hall *et al.* (2002), que têm posto em causa a eficácia morfogenética da gelifracção,

⁹ O termo original em inglês é *bursting*, ou seja, rebentamento.

especialmente nos ambientes onde a humidade é escassa, e onde as temperaturas são muito baixas. Hall tem-se preocupado em testar paradigmas ligados à gelifracção, recorrendo aos modernos sistemas de monitorização de temperatura miniaturizados, que permitem estudar o regime térmico de grãos individuais, bem como as oscilações térmicas em intervalos de segundos. Os trabalhos de Hall representam, por isso, uma ruptura com os objectivos, métodos e técnicas de monitorização de campo clássicos, e constituem uma “lufada de ar fresco” nos estudos de campo em ambientes periglaciários. As principais novidades que se podem extrair da sua leitura, são:

- a identificação da acrescida importância que a termoclastia parece ter na fragmentação dita criogénica, especialmente associada às elevadas taxas de variação de temperatura que o autor encontrou em intervalos de poucos minutos. A repetição desses choques térmicos leva à fadiga da rocha, e à sua fracturação;
- a importância do calor nas altas latitudes, em particular no que se refere à mais prolongada duração do verão pedoclimático (as temperaturas da rocha ultrapassam 0°C), quando comparada com aquilo que os dados climáticos faziam inicialmente supor (Hall *et al.*, 2002);
- em consequência dos factos anteriores, a importância da água como factor morfogenético limitante nas altas latitudes, e não a temperatura;
- o significado da humificação-dessecação nas altas latitudes, em particular em climas oceânicos;

Ainda no que se refere à gelifracção, Matsuoka (1994, 2001a) e Matsuoka *et al.* (1997, 1998) têm-se dedicado à monitorização contínua de fracturas abertas nos Alpes Suíços e Japoneses, experiências essas que têm fornecido novos dados relativos ao alargamento de cunhas. É especialmente interessante para a Serra da Estrela, o facto de que as fracturas monitorizadas experimentaram frequentes episódios de alargamento no Outono, associados a ciclos gelo-degelo diários ou de curta duração, pouco profundos, especialmente nas situações em que havia abundante humidade. Os trabalhos de Matsuoka revelaram ainda que a profundidade a que a rocha fractura é função da profundidade do gelo-degelo, e como tal, é controlada pela sua duração temporal. Assim sendo, os ciclos gelo-degelo diários, que prevalecem nos 20 cm superficiais da rocha, parecem ser os principais responsáveis pela produção de balastros, ou de elementos menores a partir das vertentes rochosas.

9.2. A ACÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO FRIO EM PORTUGAL

9.2.1. Características gerais do frio em Portugal

São escassos os estudos exclusivamente dedicados à acção do frio no solo em Portugal, o que torna difícil a caracterização da ocorrência de processos de natureza criogénica. Daveau (1978) e Ferreira (1985) tentaram, através do estudo da temperatura do ar em estações meteorológicas da rede nacional, relacioná-la com a eficácia dos processos ditos periglaciários. Ventura (1985) estudou as temperaturas extremas do ar, fazendo referência à distribuição das temperaturas mínimas. O conhecimento conseguido através destes trabalhos é porém, manifestamente insuficiente e tem limitações resultantes da dificuldade da sua transposição para as condições do solo; mas permite obter uma ideia geral acerca da acção do frio atmosférico em Portugal.

Daveau (1978, p. 63) refere que a acção geomorfológica do gelo no solo afecta quase todo o país, mas de forma muito atenuada. A autora nota a fraca relação entre a altitude e a frequência de ocorrência de gelo no solo, facto que atribui à influência exercida pelas condições topográficas locais de cada estação. As estações de fundo de vale nas áreas mais meridionais, como o Alentejo e Ribatejo, registam uma frequência de episódios temperatura inferior a 0°C comparável à verificada em estações do vale do Douro, ou mesmo da depressão de Mirandela (Daveau, 1978, p. 66). A autora conclui que a acção do gelo é possível em todo o país, com excepção de locais muito próximos do litoral, sendo a posição topográfica o principal factor que determina a sua intensidade. A partir do estudo das condições de frio durante o ano de 1970, Daveau dá ênfase ao significado das estações mais elevadas (Serra da Estrela), especialmente no que se refere aos períodos consecutivos com temperaturas do ar negativas. Salienta finalmente, que a acção geomorfológica do gelo na paisagem, em baixas e médias altitudes é actualmente insignificante em Portugal, apontando a sua importância apenas na Serra da Estrela acima de 1750 m.

Ferreira (1985) baseou-se também em dados climáticos para o estudo da acção morfogenética do frio em Portugal. Usando a relação entre o número de dias com temperatura mínima inferior a 0°C e com temperatura mínima inferior a 5°C (temperatura do ar considerada como podendo reflectir temperaturas do solo próximas de 0°C), para diversas estações portuguesas, elaborou um gráfico de onde se destacam quatro tipos de estações. As estações da Serra da Estrela, e montanhas, planaltos e depressões interiores do Norte de Portugal, são as que registam um frio mais intenso e frequente. Isoladas, surgem também as estações de altitude da Madeira, com um pequeno número de dias com temperatura mínima

inferior a 0°C, mas elevado número de dias, em que aquela é inferior a 5°C. Outro conjunto, são as estações localizadas nos planaltos e vertentes de média montanha do Centro e Norte, sendo nesses casos de salientar, que as áreas deprimidas são mais frias do que as vertentes. Finalmente, surgem as estações a altitudes inferiores a 200 m, com frio pouco intenso e pouco frequente. O autor salienta ainda que nos Açores, para se encontrarem condições semelhantes às do litoral português, é necessário subir a 300-400 m de altitude, e na Madeira, a 700-800 m (Ferreira, 1985, p. 96).

Com base nas temperaturas diárias do solo nas estações de Dois Portos (a Norte de Lisboa), Bragança e Penhas Douradas (Serra da Estrela), para algumas semanas em episódios de frio inverniais, Ferreira (1985) mostrou a fraca penetração do frio no solo nessas estações. Naturalmente, a frequência e profundidade, afectada pela congelação, aumentava bastante na estação das Penhas Douradas, onde se verificaram vários dias seguidos de solo gelado, tendo a frente de congelação atingido 30 cm de profundidade.

Por sua vez, Ventura (1985) num trabalho de climatologia, estudou o frio atmosférico entre 1961 e 1971, e verificou a existência de fortes contrastes espaciais, tanto ao nível da intensidade do frio, como da sua persistência. Destaca-se a oposição entre o Sul e regiões litorais abaixo de 200 m de altitude, por um lado, e o interior Norte e Centro, por outro. Nesta última área, será a conjugação da altitude e latitude mais elevadas, e da continentalidade que estará na origem da maior intensidade e persistência de frio. As temperaturas mínimas médias do mês mais frio, são sempre mais baixas nas superfícies culminantes das principais montanhas e nas áreas mais deprimidas do interior. Salienta-se a Serra da Estrela, onde se verificam as temperaturas mínimas médias mais baixas de Portugal Continental (-2,2°C nas Penhas da Saúde a 1510 m, e Lagoa Comprida a 1560 m). O máximo número de dias com temperatura mínima inferior a 0°C, ocorre nas áreas altas da Cordilheira Central (Penhas da Saúde com 92,5 dias), Planaltos da Beira Alta (Moimenta da Beira com 67,6 dias) e nos maciços montanhosos a Norte do Douro (Montalegre com 56 dias) (Ventura, 1985, p. 50). O autor salienta ainda a importância da posição topográfica na determinação das temperaturas, sendo a posição de vertente, onde frequentemente se verificam situações de cintura térmica, aquela onde as temperaturas são mais amenas (Ventura, 1985, p. 41).

9.2.2. A acção geomorfológica do frio no solo em Portugal

a) A Serra do Gerês

A Serra do Gerês localiza-se no extremo noroeste de Portugal e atinge 1545 m de altitude. A sua posição, a cerca de meia centena de quilómetros do oceano (Fig. 9.6), torna-a uma área muito húmida, onde se atinge o máximo de precipitação do país, que chega a cerca de 3500 mm por ano nas áreas mais elevadas. É uma montanha granítica com altitudes das superfícies culminantes entre 1200 e 1500 m.

Talvez o aspecto mais importante para a morfogénese actual, seja a dualidade existente entre o andar das areias de alteração, que se desenvolve até aos 800-900 m de altitude, e os interflúvios dominados por afloramentos de rocha sã, aqui e ali interrompidos por pequenas bacias de acumulação. Num trabalho anterior (Vieira, 1995), indicámos a existência de três andares morfogenéticos distintos: o andar cimeiro, o andar intermédio de vertente e o andar de floresta. O primeiro corresponde aos interflúvios, dominados por afloramentos de rocha sã. Nele dominam os processos de desagregação, escoamento superficial, erosão eólica e deslizamentos lentos de massas rochosas. O andar inferior, dominado pela floresta, e com substrato alterado, apresenta um predomínio dos processos de erosão hídrica e alteração. Entre estes dois domínios, surge o andar intermédio de vertente, que constitui uma área de



Figura 9.6 – Localização das montanhas referidas no texto. 1 - Serra do Gerês; 2 - Serra da Estrela; 3 - Serra do Marão; 4 - Serra da Freita; 5 - Serra do Caramulo.

transição, praticamente sem cobertura arbórea, e com o domínio do escoamento superficial e dos desabamentos. Nos sectores superiores da Serra do Gerês, verifica-se uma situação de erosão limitada pela taxa de desagregação, e nos sectores inferiores, de erosão limitada pela capacidade de transporte dos processos erosivos.

A acção actual do frio foi estudada por Coudé-Gaussen (1979, 1981) e por nós (Vieira 1995, 1996, 1997), trabalhos que indicam uma acção actual dos processos ditos periglaciares bastante limitada. Coudé-Gaussen refere o papel do gelo actual como processo que contribui essencialmente para a desagregação superficial do granito. No nosso caso, estudámos especialmente a morfogénese nos meses de Inverno, salientando-se a importância da erosão hídrica e eólica, que actuam com mais intensidade nos sectores convexos, funcionando as concavidades como áreas de acumulação.

Os trabalhos que efectuámos na Serra do Gerês, mostram que o principal processo criogénico na morfogénese actual, são os *pipkrakes* (Vieira, 1995 e 1996). A sua formação parece relacionada principalmente com episódios anticiclónicos do semestre frio, embora possam também ocorrer em outras épocas do ano. É geralmente um fenómeno que ocorre em ciclos diários, pois a manutenção das temperaturas abaixo de 0°C durante o dia é pouco frequente. As áreas mais favoráveis à ocorrência de *pipkrakes* estão na dependência das condições de temperatura, humidade e granulometria do solo, sendo a presença de um substrato pouco coerente fundamental para a sua ocorrência. Os *pipkrakes* surgem assim, muitas vezes independentemente da altitude, em estradões e cortes antrópicos, nas margens de barrancos, afloramentos de areias de alteração e nas bacias de acumulação de altitude. Observámos na Serra do Gerês um cortejo de microformas originadas pela acção dos *pipkrakes*, embora sejam quase todas elas efémeras, pois são facilmente desmanteladas pela erosão hídrica (*nubbins*, buracos em volta de pedras, marmitas criogénicas, solos estriados incipientes, microtaludes em cortes antrópicos e margens de barrancos e *fine-earth flags*)¹⁰.

A monitorização de pequenas parcelas afectadas por *pipkrakes* (Vieira, 1995, 1996), permitiu ilustrar a complexidade da acção deste processo morfogenético. Foi demonstrado que o movimento nem sempre se dá por queda gravítica simples em direcção à base da vertente, como é normalmente apontado, mas que pode ocorrer por diversos mecanismos, que por vezes originam movimentos do material desagregado mais complexos. Em estradões, verificámos que os *pipkrakes* são capazes de levantar num único ciclo de congelação-fusão, cerca de 13 kg/m² de material.

¹⁰ A caracterização deste modelado é apresentada no capítulo 9.4.

Como referimos acima, as microformas originadas pelos *pipkrakes* são efémeras, devendo-se o seu principal papel na morfogénese, à desagregação e à perda de coerência do substrato, a que conduzem (Vieira, 1995, 1996). Preparam-no dessa forma, especialmente onde o granito se encontra alterado, para o transporte por outros processos, mormente a erosão hídrica, e a eólica nos sectores mais elevados da serra. O Homem, através da abertura de estradões, pisoteio e incêndios, ao destruir o coberto vegetal, actua como um desencadeador dos processos criogénicos.

b) Trabalhos de outros autores na Serra da Estrela

Apesar da Serra da Estrela ser um marco nas reconstituições paleoclimáticas em Portugal (ver por ex.: Van den Brink e Janssen, 1985; Van der Knaap e Van Leeuwen, 1994, 1997), o mesmo não se pode dizer quanto ao estudo da morfogénese actual, pois os trabalhos existentes são escassos e normalmente integrados em áreas geográficas mais vastas.

Daveau (1973, 1978) aponta a altitude de 1750 m como limite inferior do andar periglaciário na Serra da Estrela. Segundo a autora, é a partir daí que se torna evidente a acção do gelo na desagregação superficial dos afloramentos de granito. Esta observação fundamenta-se no polimento causado pelos glaciares durante a Última Glaciação em amplos sectores da serra, mesmo abaixo dos 1750 m. O fraco desenvolvimento da desagregação nos afloramentos abaixo dessa altitude corresponderia à falta de eficácia dos processos de desagregação periglaciários. Esta questão é discutida em maior detalhe no capítulo 9.8.1, mas a nossa posição não é coincidente com a de Daveau.

Por outro lado, Brosche (1978) situa o andar periglaciário atenuado acima de 1850 m de altitude; para o autor um ambiente periglaciário, é aquele onde se observam formas inequívocas de solifluxão. Porém, o mesmo autor apenas observou indícios de solifluxão retardada (*gehemnte solifluktion*) em alguns locais, e não considerou, por isso, a acção do frio actual como agente importante na modelação da paisagem.

c) Outras montanhas de Portugal Continental

Outras montanhas portuguesas menos elevadas têm também fornecido algumas observações respeitantes à ocorrência de processos criogénicos. Tratam-se sobretudo de processos marginais e azonais, particularmente controlados pela segregação de gelo próximo da superfície, sob a forma de *pipkrakes*. Na serra do Marão (1415 m), Pedrosa (1993) deu especial ênfase à importância dos *pipkrakes* na dinâmica actual, salientando a sua significativa capacidade como processo erosivo. Nas serras da Freita (1072 m) e Caramulo (1071 m),

Cordeiro (em Vieira e Cordeiro, 1998) refere a importância do mesmo processo, mas salienta também a ocorrência de desagregação granular nos granitos, bem como a crioclastia por acção de pequenas cunhas de gelo nos xistos. No âmbito do modelado de origem criogénica, Cordeiro (*ob. cit.*) refere a ocorrência de degraus erosivos relacionados com a acção dos *pipkrakes* em turfeiras na Serra da Freita.

d) As ilhas da Madeira e dos Açores

O conhecimento existente acerca da ocorrência de processos criogénicos actuais na Ilha da Madeira deve-se a Ferreira (1981), que refere a formação de polígonos de pedras em aterros recentes na estrada do Areeiro a cerca de 1700 m de altitude. No que respeita a este facto, Ballantyne (1996) mostrou que bastam pouco ciclos de congelação-fusão, em que a frente de congelação atinja cerca de 15 cm de profundidade, para que se comece a desenvolver, em substrato favorável, uma rede de polígonos de pedras. Ferreira indica também um número provável de cerca de 100 dias por ano, em que será possível verificarem-se temperaturas negativas ao nível do solo nas estações de altitude da Madeira (Areeiro a 1610 m e Bica da Cana a 1560 m). Naquela ilha, é a partir dos 650-700 m de altitude que se verificam actualmente possibilidades de ocorrência de congelação superficial no solo.

No que se refere aos Açores, os trabalhos publicados são ainda mais escassos. Além da nota de Brochu (1969), acerca da possível existência de um andar periglaciário actual na ilha do Pico (2351 m), que aponta o facto, baseando-se apenas em alguns dados que revelam a ocorrência frequente de neve no seu topo, não existem quaisquer outras referências. Observações que efectuámos a 22 de Novembro de 1995, durante uma ascensão ao Pico, confirmam a ocorrência de *pipkrakes*. Os *pipkrakes* foram observados às 10 horas na vertente ocidental do cone vulcânico, a partir de 1700 m de altitude, nos sectores onde o substrato apresentava uma fracção fina mais abundante. Os *pipkrakes* mediam nesse sector cerca de 5 mm, aumentando de dimensão com a altitude, até atingirem cerca de 3 cm. O topo do cone principal e todo o interior da cratera encontravam-se cobertos de neve, pelo que aí não foi possível encontrar quaisquer indícios de *pipkrakes*. O aumento da dimensão verificado com a altitude, dever-se-á provavelmente, às temperaturas negativas no solo terem ocorrido primeiro nos sectores mais elevados, proporcionando um período de crescimento mais longo. A partir das 14 horas, os *pipkrakes* tinham derretido totalmente, facto devido à subida da temperatura e aos chuviscos, que se fizeram sentir. Estes dados, conjugados com a observação de microformas de natureza criogénica (*nubbins* e taludes de escórias remexidos), confirmam a

ocorrência de processos criogénicos nos sectores mais elevados do Pico. Um estudo mais aprofundado e sistemático, clarificará a sua importância na morfogénese actual.

9.3. EXPERIÊNCIAS PARA MONITORIZAÇÃO DA ACÇÃO DA CRIOEXPULSÃO

Para avaliarmos a eficácia da crioexpulsão na Serra da Estrela, efectuámos desde 1997 algumas experiências de monitorização, que embora não tivessem sido sistemáticas, forneceram alguns dados interessantes.

9.3.1. Estacas de madeira

Uma das experiências efectuadas em 1997 consistiu na instalação de conjuntos de estacas de madeira¹¹ de secção circular, com 20 cm de comprimento e 9 mm de diâmetro, enterradas 8 cm nas areias graníticas, em áreas sem vegetação na Malhada Alta (1430 m), Penhas Douradas (1400 m), Fraga das Penas (1630 m) e Cântaro Raso (1900 m). Tratou-se de uma experiência incipiente, pois os locais não foram visitados em intervalos regulares, nem de modo síncrono. Não foi encontrado um padrão altitudinal no levantamento das estacas, embora se tenham verificado movimentos verticais de vários centímetros num único Inverno, e que em alguns casos foram suficientes para desenterrar totalmente as estacas. Esta experiência mostra a ocorrência de crioexpulsão, sendo porém de notar que se trata de um movimento vertical sem confinamento da parte superior da estaca, situação que não ocorre no caso dos clastos enterrados no solo, e o movimento será aí significativamente menor.

9.3.2. Grânulos pintados

Uma outra experiência, consistiu em pintar grãos de areia muito grosseira e grânulos com cores diferentes consoante a classe granulométrica (4,0, 2,83, 2,0 e 1,41 mm), tendo sido estes enterrados na Fraga das Penas em Dezembro de 1997, num sector com areias graníticas e sem vegetação, a 2, 5 e 10 cm de profundidade. Em cada nível de profundidade, foram enterrados 20 g de sedimento de cada classe granulométrica (Fig. 9.7-A). O objectivo era verificar o tempo necessário para que os grãos chegassem à superfície, dependendo da profundidade a que foram enterrados, e da dimensão. Porém esta experiência não foi totalmente bem sucedida, pois para manter condições de solo o mais idênticas possível, os grânulos foram enterrados em quadrados com 15 cm de lado, em três pontos a, apenas, 45 cm de distância, o que fez com que, uma vez chegados à superfície, os grânulos se deslocassem facilmente para

¹¹ A utilização da madeira deve-se à sua fraca difusibilidade, de modo a limitar a progressão do frio ao longo da estaca. Caso se tratassem de estacas metálicas, pela sua alta difusibilidade, elas induziriam o rápido avanço do frio, modificando as condições de arrefecimento natural do solo.



Figura 9.7 – Aspectos da instalação da experiência de monitorização da crioexpulsão com grânulos pintados na Fraga das Penas em Dezembro de 1997. A – Grânulos pintados segundo diferentes classes granulométricas; B – Instalação dos grânulos a 2 cm de profundidade, após remoção de película superficial; C – Aspecto da instalação dos grânulos a diferentes profundidades, lado a lado (cada local de enterramento está limitado por estacas de madeira).

fora da área de enterramento, o que não deixou, em alguns casos, destrinçar a sua origem (Fig. 9.7-B e C).

Em Julho de 1999 encontravam-se já à superfície alguns grânulos que tinham sido enterrados a 2 cm de profundidade: 1 elemento com 4 mm, 4 elementos com 2 mm, 4 com 1,41 mm. Porém, em 2000 foram já encontrados alguns grânulos fora da área de enterramento, não permitindo saber a sua profundidade de origem. Com o objectivo de solucionar este problema, optou-se por proceder a um outro tipo de análise, baseado na recolha de amostras de camadas de sedimento (solo + grânulos pintados) com cerca de 1 a 1,5 cm de espessura, segundo diferentes profundidades no solo. A recolha foi efectuada no final de 2000, correspondendo portanto os dados, a um período de aproximadamente 3 anos. Assim, para os grãos enterrados a 2 cm de profundidade, recolheram-se amostras a 1, 2 e 3 cm de profundidade; para os grãos enterrados a 5 cm, recolheu-se sedimento a 1, 2, 3,5, 5 e 6 cm de profundidade; e para os grãos enterrados a 10 cm recolheu-se sedimento a 3, 6 e 8 cm de

profundidade. Posteriormente, os grãos pintados foram isolados, contados e pesados¹². Este procedimento apenas foi efectuado para a experiência da Fraga das Penas, e é de notar que devido à dificuldade de recolha das amostras no campo, as camadas amostradas nem sempre tiveram uma espessura homogénea, pelo que o processo de recolha tem erros intrínsecos. Os resultados que apresentamos são, por isso, apenas usados a título indicativo, como testemunho da ocorrência de crioexpulsão em profundidade. Os gráficos da figura 9.8 ilustram o movimento vertical sofrido segundo a classe granulométrica. Usou-se, para isso, a razão entre o número de grãos por classe granulométrica recolhidos a cada profundidade, e o número total de grãos dessa mesma classe instalados nessa experiência, em percentagem¹³. Essa razão foi designada de coeficiente de crioexpulsão. Para a análise dos gráficos os resultados da profundidade a que foram instalados os grãos não devem ser considerados, mas sim, apenas os das classes imediatamente acima, ou abaixo. Os maiores coeficientes de crioexpulsão ocorreram nos grãos instalados a 2 cm de profundidade, tendo-se verificado que 10 a 25% dos elementos de cada classe granulométrica, migraram para 1 cm de profundidade. Os elementos mais grosseiros foram os mais afectados pelo movimento. No caso dos grãos instalados a 5 cm de profundidade, o movimento vertical foi menos significativo, sendo os coeficientes de crioexpulsão obtidos a 3,5 cm de profundidade substancialmente inferiores, revelando movimentos de 2,5 a 5%, excepto nos elementos acima de 4 mm, em que houve uma deslocação de 18% dos grãos. Quanto aos grãos instalados a 10 cm de profundidade, verificou-se um movimento de cerca de 2% em todas as classes granulométricas. É possível que esta semelhança, se deva a um problema na recolha do sedimento, que poderá ter apanhado alguns elementos da parte superior do nível instalado a 10 cm de profundidade.

Em síntese, a experiência dos grãos pintados revela que a crioexpulsão é eficaz a 1600 m de altitude na Serra da Estrela, podendo em poucos anos influenciar o movimento no solo, pelo menos até 5 cm de profundidade. Próximo da superfície o seu efeito é mais acentuado, aspecto que está de acordo com a maior frequência de ciclos gelo-degelo superficiais. Os dados apontam ainda para que os elementos com mais de 4 mm de diâmetro se movam no sentido ascendente mais rapidamente do que os elementos mais finos, o que pode contribuir para explicar a formação da película superficial de grânulos que atapetam as áreas com areias graníticas dos planaltos da Estrela (ver Cap. 8.4).

¹² A contagem dos grânulos pintados foi efectuada pela Dr.ª Maria Manuel Gouveia, bolsista do Projecto ESTRELA, a quem agradeço o apoio prestado.

¹³ Número estimado a partir da razão entre o peso total dos grãos de cada classe granulométrica que foram instalados em cada experiência (20 g) e o peso médio de 1 grão individual de cada classe.

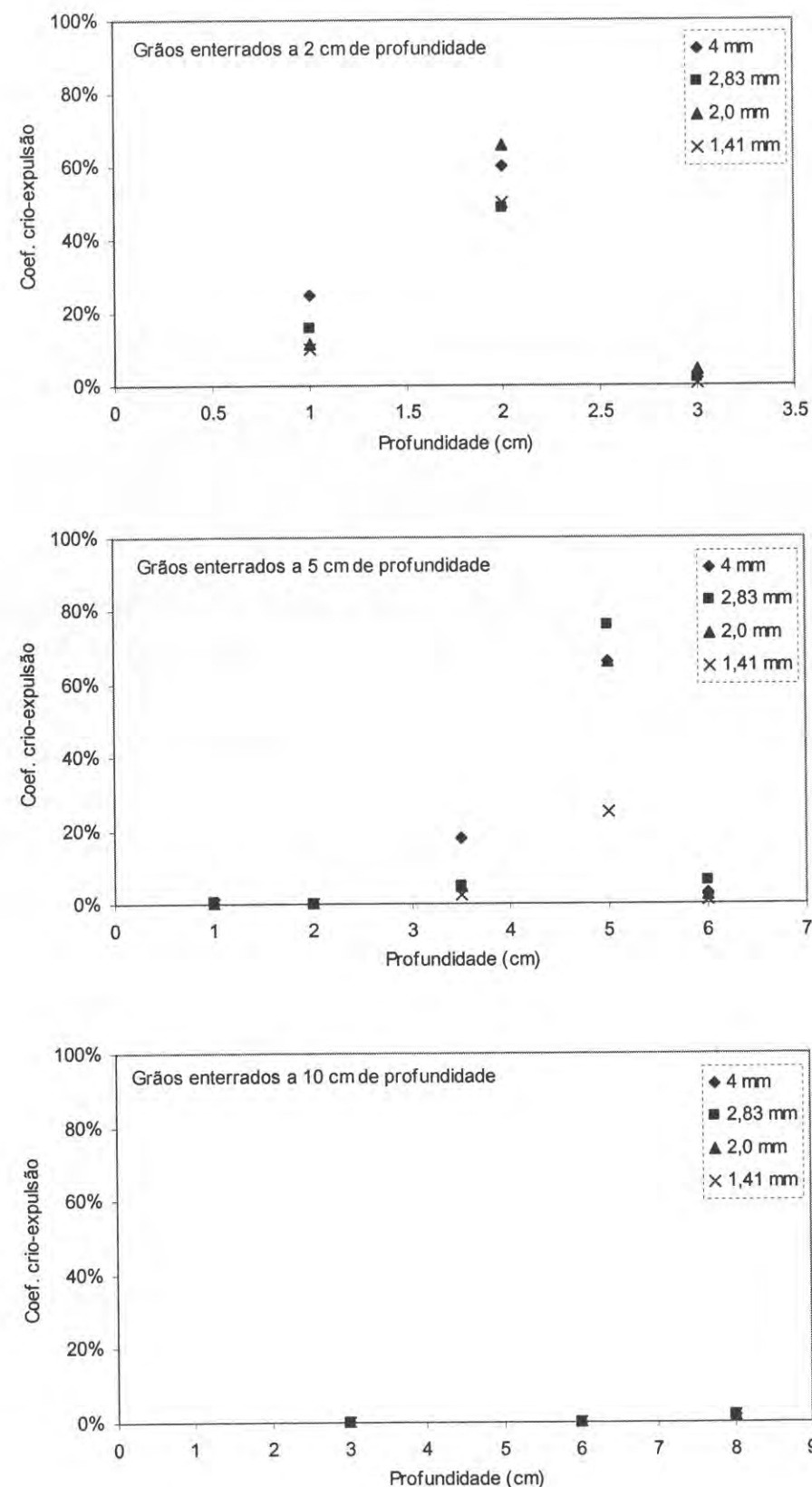


Figura 9.8 – Percentagem de grãos recolhidos a diferentes profundidades em relação ao número total de grãos enterrados na profundidade de referência (coeficientes de crioexpulsão), nas experiências de monitorização da Fraga das Penas.

9.4. O MICROMODELADO ORIGINADO PELA ACÇÃO DOS *PIPKRAKES*

A importância dos *pipkrakes* como agente morfológico é reconhecida pela generalidade dos autores que estudam as regiões periglaciais e crionivas (por ex.: Washburn, 1979; Ballantyne e Harris, 1994; French, 1996; Pérez, 1987a, 1992a, 1992b; Matsuoka, 1998a, 1998b). As formas originadas pela sua actividade são sempre de pequena dimensão, mas podem afectar áreas extensas. A sua ocorrência depende de três factores: a existência de um substrato pouco coerente propício à segregação de gelo; condições climáticas que proporcionem a formação e fusão frequente de *pipkrakes*; e, finalmente, a não ocorrência de qualquer processo com uma acção morfológica que destrua o micromodelado originado pelos *pipkrakes*. Nas montanhas portuguesas, mesmo nas mais elevadas, é frequente que a última condição não seja satisfeita, em particular porque os processos ligados ao escoamento dominam, situação que resulta quase sempre num micromodelado de carácter efêmero, ou com escassa representatividade espacial.

Neste ponto fazemos referência às microformas originadas pela acção dos *pipkrakes*, excluindo-se os solos ordenados, que foram agrupados no ponto seguinte, por se tratarem, quase sempre, de formas mais complexas.

9.4.1. *Nubbins*

Nubbins são pequenos aglomerados de terra, com um diâmetro de um a poucos centímetros (Washburn, 1979, p. 94) (Fig. 9.9). Têm sido descritos por vários autores, como originários da acção dos *pipkrakes* (Hagedorn, 1974; Höllermann, 1978; Washburn, 1979 citando Furre, 1954, 1955, Heine, 1977, Mohaupt, 1932, Fritz Müller, 1954 e Troll, 1944; e French, 1996 citando Troll, 1958 e Fahey, 1973).

Na Serra da Estrela, os *nubbins* são claramente a forma associada aos *pipkrakes* que se encontra com maior frequência, surgindo principalmente nos locais com afloramentos arenosiltosos mais húmidos, imediatamente após a fusão dos *pipkrakes*. São microformas efêmeras, e a sua fraca coesão está condicionada pela água resultante da fusão das agulhas de gelo, a qual, uma vez evaporada, contribui para a sua rápida desagregação e consequente desaparecimento. O mesmo sucede pela acção da escorrência, *rainsplash* e do vento. Por isso, os *nubbins* são muito efêmeros, não resistindo mais do que poucos dias. São, por isso, um indicador seguro da ocorrência de *pipkrakes* poucos dias antes da sua observação.

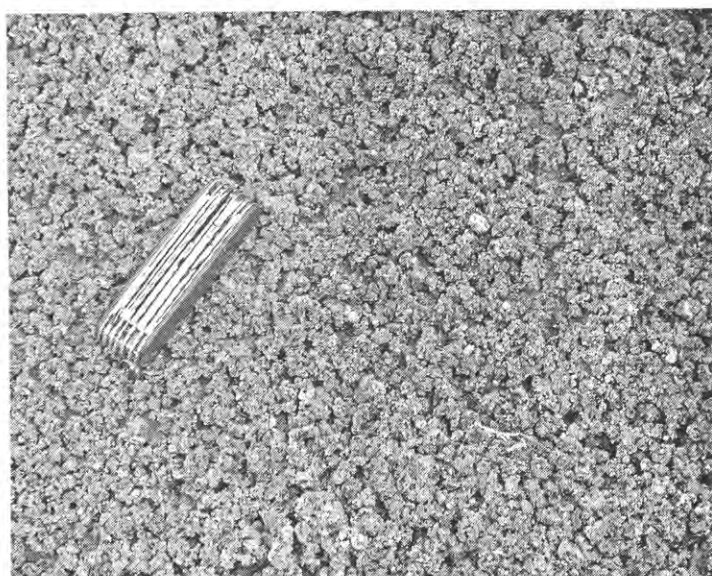


Figura 9.9 – Nubbins no solo em Malhada Alta (1400 m).

Nos casos em que o material silto-arenoso se encontra sob uma fina película de areias e grânulos, os *nubbins* dão lugar a uma superfície de aspecto pouco coerente e desagregado, com pequenos interstícios isolando os grânulos superficiais (Vieira, 1995, p. 105).

9.4.2. Buracos em volta de pedras

Uma outra microforma que pode ser usada como indicadora da acção muito recente dos *pipkrakes*, são os buracos em volta de pedras, designados na bibliografia anglo-saxónica por *gaps-around-stones* (Fig. 9.10). Tratam-se, como o nome indica, de espaços vazios (milimétricos) no contacto entre calhaus e o solo envolvente, e segundo vários autores formam-se normalmente depois de vários dias consecutivos com formação de *pipkrakes* (Hagedorn, 1974; Washburn, 1979; Jennings, 1983; Marques *et al.*, 1990). Os buracos devem-se aos calhaus de maior dimensão serem suficientemente grandes para não serem levantados pelas agulhas ou empurrados pelo material adjacente no início da congelação. Isso, especialmente, se estiverem parcialmente enterrados, de modo, a ficarem ancorados no solo por congelação *in situ*. A fusão e o consequente movimento descendente dos grânulos que envolvem o calhaus, faz com que eles se afastem deste (Washburn, 1979, p. 95). Jennings (1983) propõe uma génese semelhante, acrescentando a hipótese de uma maior absorção de radiação pelas pedras situadas em posição deprimida, e o seu consequente aquecimento, que causaria a fusão mais rápida dos *pipkrakes* situados próximo dos seus limites, sendo as partículas afastadas do contacto com o calhaus por lavagem.



Figura 9.10 – Buracos em volta de pedras (Vale de Rossim, 1450 m).

9.4.3. Obstáculos rochosos e bandeiras de terra fina

Em vertentes de declive forte, a presença de blocos, de raízes ou de troncos, pode mitigar o movimento dos sedimentos, provocando a sua acumulação a montante do obstáculo, enquanto imediatamente a jusante, a erosão leva à formação de uma pequena depressão. A ocorrência deste mecanismo associada a blocos, foi estudada em detalhe por Pérez (1987a), que designa os blocos por *rock dams*, referindo também que Heine (1977) os designa de *bremsteine*, e Francou (1986), de *blocs freineurs*. Numa tradução livre para português, adoptámos a designação de obstáculo rochoso (Vieira, 1995). A pequena depressão existente imediatamente a jusante do bloco, é caracterizada pela presença de material fino à superfície, pois os elementos grosseiros foram removidos por criorreptação por *pipkrakes*. Esse pequeno sector, devido ao movimento do sedimento em torno do bloco, e à sua convergência na vertente alguns decímetros a jusante dele, vai apresentar uma forma aproximadamente triangular, formando uma bandeira de material fino, ou *fine-earth flag* (Hastenrath, 1973; Pérez, 1987a, p. 40 citando Heine, 1977). É importante notar que os obstáculos (rochosos ou radiculares) podem originar uma acumulação de material a montante por outros processos diferentes da criorreptação por *pipkrakes*, como é o caso da solifluxão, e por vezes, mesmo do transporte hídrico, pelo que a sua presença não é indicadora segura da acção dos *pipkrakes*. Já no caso das bandeiras de material fino, estas estão mais directamente ligadas à acção dos *pipkrakes*, e à sua acção de transporte da película superficial de material grosseiro.



Figura 9.11 – Bandeira de material fino a jusante de um obstáculo constituído por um calhau e uma raiz (Fraga das Penas, 1600 m).

Na Serra da Estrela, obstáculos rochosos ou radiculares, bem como as respectivas bandeiras de material fino, são pouco frequentes e têm escassa representatividade espacial (Fig. 9.11). Encontram-se normalmente nas margens não vegetadas dos pequenos barrancos entalhados nos rególitos dos planaltos, na área da Fraga das Penas, Penhas Douradas e Malhada Alta, e são formas efémeras, rapidamente desmanteladas pela erosão hídrica.

9.4.4. Microtaludes em cortes antrópicos

A importância da actividade dos *pipkrakes* nos cortes antrópicos foi salientada por Arnaéz Vadillo (1983) na Sierra de la Demanda (Espanha), Pedrosa (1993) na Serra do Marão, e por Vieira (1995, 1996) na Serra do Gerês.

Na Serra da Estrela, os cortes antrópicos em granito alterado revelam uma actividade pela acção dos *pipkrakes* impressionante (Fig. 9.12). Segundo as nossas observações, os cortes antrópicos são mesmo os locais mais favoráveis para a formação de *pipkrakes*, pois expõem uma superfície sem vegetação, de rególito favorável à segregação de gelo, que além disso absorve grandes quantidades de água. Aliás, frequentemente, esta última está presente na base do corte no rego de drenagem da estrada, proporcionando uma alimentação continuada de água em direcção à frente de congelação situada mais acima, no talude. Situações deste tipo observam-se com frequência nas manhãs anticiclónicas de Inverno nos Planaltos da Malhada Alta e das Penhas Douradas (1400 a 1600 m), tendo sido observados casos de *pipkrakes* com 17 cm de altura (Fig. 9.13).

Nesses locais a acção geomorfológica dos *pipkrakes* é particularmente importante, pois estes removem do corte uma película contínua de sedimento, que vai depois ser transportada

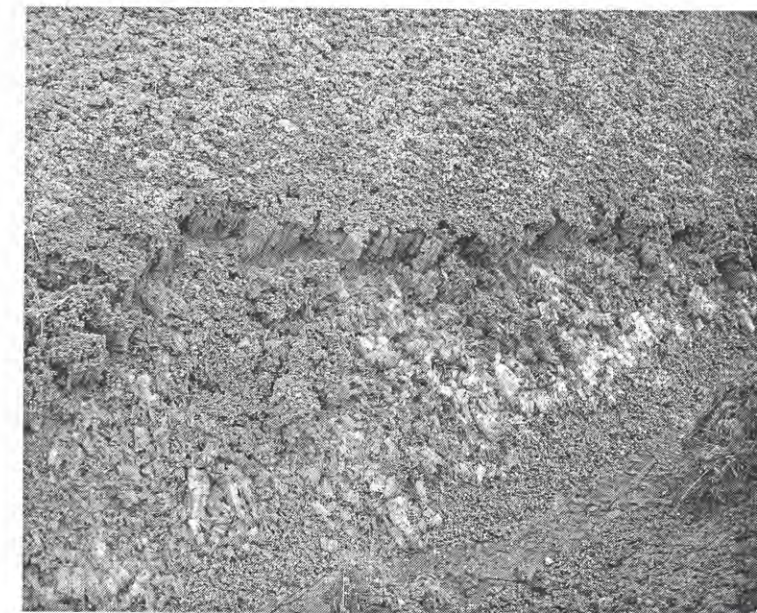


Figura 9.12 – Corte antrópico levantado por *pipkrakes* com cerca de 10 cm de comprimento. Na parte inferior do corte, os *pipkrakes* movimentaram-se por balançamento, enquanto na parte superior, a película superficial de sedimento está ainda levantada.



Figura 9.13 – *Pipkrakes* policíclicos com 17 cm de comprimento (Malhada Alta, 1400 m).

para a sua base, aquando da fusão, que se dá normalmente com a incidência dos raios de sol matinais. Ocorre deste modo, um recuo da vertente do corte paralelo a si próprio, que origina a formação de um microtalude de acumulação, mais ou menos contínuo na base do corte (Fig. 9.14). Esses microtaludes são compostos por areias, silte e argilas e são muito pouco coerentes, sendo por isso facilmente erodidos pelas águas de escorrência durante os episódios de precipitação intensa, ou ligados à fusão da neve. No entanto, bastam poucos dias frios, com condições anticiclónicas e com formação de *pipkrakes*, para que os microtaludes se voltem a formar.



Figura 9.14 – Microtalude em corte no estradão da Malhada Alta (1400 m).

A magnitude da acção erosiva dos *pipkrakes* nos cortes antrópicos (e também nos estradões de terra batida), que são as áreas mais frequentemente percorridas durante os trabalhos de campo, pode gerar a ideia errada de que a influência dos *pipkrakes* se faz de igual modo noutras áreas mais afastadas do estradão. Na realidade, mesmo nas áreas com afloramentos naturais de rególito e com vegetação escassa, a actividade dos *pipkrakes* é menos intensa, e estes normalmente são de menor dimensão, ocupam áreas restritas e, consequentemente têm menos significado geomorfológico. Pode-se, por isso, afirmar que a dinâmica geomorfológica ligada aos *pipkrakes* é muito acentuada pela acção antrópica.

9.4.5. Degraus de decapagem

Em alguns locais da Serra da Estrela, em particular nos prados acima de 1600 m, surgem por vezes pequenos degraus decimétricos sub-verticais, e sem vegetação, onde o solo e as raízes estão expostas. Esses degraus, com origens diversas (pequenos deslizamentos, erosão hídrica, pisoteio do gado, etc.), uma vez que expõem solos silto-argilosos, são locais muito favoráveis à formação de *pipkrakes*, que erodem a superfície sub-vertical, originando um recuo homogéneo desta. As raízes da vegetação presente na parte superior do degrau ficam expostas, e esta acaba mesmo por sucumbir. Naturalmente, para que o processo continue, é necessária a remoção do sedimento basal, que pode chegar a formar um microtalude, embora geralmente de menor dimensão do que os que se formam nos cortes antrópicos. Este processo foi estudado em detalhe por Pérez (1992b) e é conhecido por *turf exfoliation* ou *rasenabschälung*. Em português o termo adequado é **decapagem**, que é uma tradução do francês *décapage*, e que parece ter sido adoptado pela primeira vez por Cordeiro (inf. oral,



Figura 9.15 – Degrau de decapagem numa acumulação de material areno-siltoso no Covão do Boi (1860 m).

1996; Vieira e Cordeiro, 1998). Lawler (1985, 1987 e 1993), que estudou detalhadamente a influência dos *pipkrakes* no recuo das margens de ribeiros, descreveu um processo erosivo semelhante.

9.5. SOLOS ORDENADOS EM MINIATURA

Os solos ordenados encontrados na Serra da Estrela apresentam sempre estruturas pequenas, com um espaçamento que pode atingir cerca de 20 cm, e enquadram-se na designação de solos ordenados em miniatura. Troll (1944), citado por Grab (1987) refere que se incluem neste grupo os solos ordenados com redes ou estrias com espaçamento de 10 a 25 cm. A tipologia que adoptámos para estes solos ordenados baseia-se na calibragem e no modo de ordenação do solo, características que estão na base da generalidade das tipologias (ver por ex.: Washburn, 1979; Ballantyne e Harris, 1994; French, 1996). Integramos no entanto algumas modificações que reflectem as particularidades das microformas da área de trabalho.

A calibragem diz respeito à existência ou ausência de diferenças granulométricas (triagem) no seio das figuras geométricas, enquanto no que se refere à forma, dividimos os tipos existentes na Estrela em estrias e em redes. A classificação que usamos não é totalmente coincidente com as desenvolvidas para as altas latitudes, pois incluímos os solos lavrados por *pipkrakes*, que são efémeros, não sendo por isso, geralmente referidos nas classificações mais difundidas. É também de notar a existência de um outro tipo de micromodelado marginal, e que são os montículos em miniatura. Esta classe não reflecte os parâmetros de classificação usados para os outros tipos de solo ordenado, mas tem uma expressão espacial significativa na Serra da Estrela, e merece por isso referência.

A tipologia adoptada é de base descritiva, e tem algumas limitações, em particular no que diz respeito aos solos em rede calibrados, onde se encontram dois tipos geneticamente distintos, e que embora se integrem no mesmo grupo, têm algumas diferenças morfológicas menores. Tratam-se, por um lado, dos solos em rede de origem criogénica, cujas formas são irregulares, mas aproximadamente circulares; e por outro, dos solos em rede poligénicos, que são mais claramente controlados pela dessecação, e cujas redes são nitidamente poligonais. Considerando estes aspectos, a classificação efectuada engloba os seguintes solos ordenados:

- Solos em rede calibrados;
 - Solos em rede calibrados criogénicos.
 - Solos em rede calibrados não-criogénicos (redes poligonais).
- Solos estriados não-calibrados;
- Solos estriados calibrados;
- Montículos em miniatura.

9.5.1. Solos em rede calibrados

a) Solos em rede calibrados criogénicos

Um dos tipos de solo ordenado que se encontra na Serra da Estrela, são os solos em rede calibrados (*miniature sorted nets*), que correspondem a redes de material grosseiro, que bordejam núcleos de material fino (Figs. 9.16 e 9.17). Estes últimos são geralmente compostos por areias, siltes e areão, enquanto o material grosseiro tem uma natureza cascalhenta, podendo apresentar elementos centimétricos. As características granulométricas são portanto, idênticas às dos solos estriados calibrados. As redes têm uma malha irregular, com um espaçamento de cerca de 6 a 10 cm, tendo-se encontrado pontualmente casos de círculos de pedras activos com cerca de 15 cm de diâmetro, embora em áreas muito reduzidas (<1 m²).

Um aspecto curioso é a escassez de solos em rede calibrados na Serra da Estrela, tendo estes apenas sido observados na Malhada Alta (1370 m), Perdigueiro (1670 m) e Piornal (1750 m), ocupando poucos metros quadrados. Ao contrário dos solos estriados calibrados, os solos em rede calibrados encontram-se sempre em locais planos, característica típica deste tipo de micromodelado.

Merece referência, o solo em rede calibrado observado na Malhada Alta, que se desenvolvia numa acumulação areno-siltosa heterométrica de origem fluvial, situada no fundo do Vale de Beijames, próximo no canal de escoamento actual (Fig. 9.16). Esse sector da margem da ribeira de Beijames, correspondia a uma acumulação muito recente, que pela sua posição no seio do canal, e elevada humidade do solo, dava a entender ter estado submersa pouco tempo antes da nossa visita. Esta observação aponta para um curto intervalo de tempo

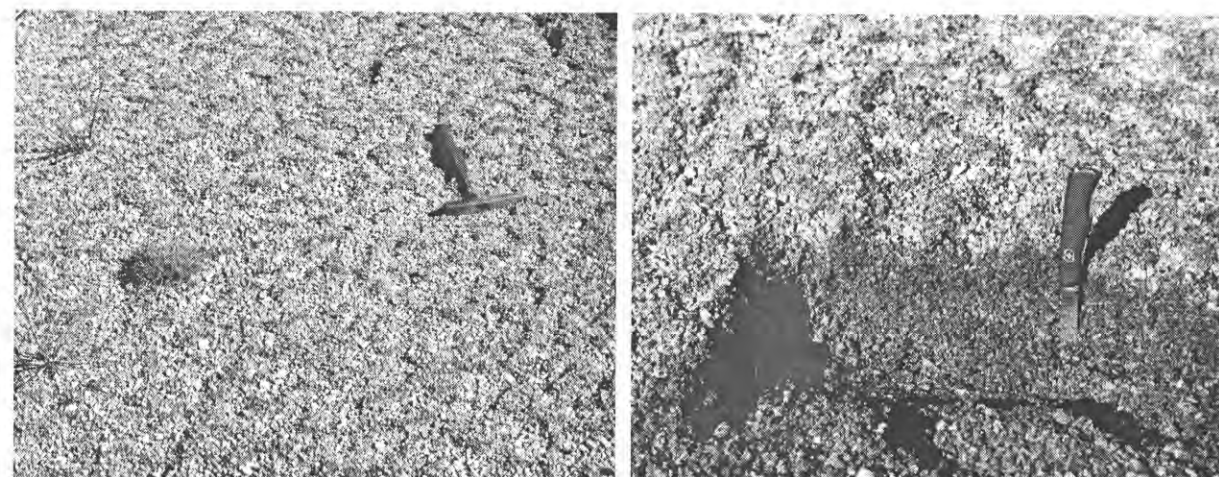


Figura 9.16 – Solos em rede calibrados desenvolvidos num depósito de cheia na margem de um curso na Malhada Alta (1370 m). Notar no corte a posição sobrelevada das redes de material fino, bem como a sua continuidade em profundidade. A profundidade da triagem era de cerca de 5-6 cm, correspondendo aproximadamente ao limite visível da lâmina do canivete.



Figura 9.17 – Rede calibrada incipiente delimitada por clastos centimétricos e um elemento decimétrico. Os clastos maiores apresentam uma cor escura, pois estão cobertos por líquenes, o que indica a estabilidade da face superior. De notar que os clastos são achatados, pelo que o movimento pode ocorrer sem que haja rotação. Os núcleos de material areno-siltoso não têm cobertura de líquenes, o que denota a sua actividade. Além dos dois círculos maiores, notam-se redes de areão e cascalho indicadas pelas setas pretas (Alto do Piornal, 1750 m, 09/07/01).

necessário para a formação dos solos ordenados, desde que ocorram ciclos de congelação-fusão durante alguns dias, aspecto que foi também focado por Ballantyne (1996) e Grab (1997).

São ainda de referir formas menores, e de carácter ainda mais pontual e raro, observadas isoladamente em vertentes graníticas com rególito e com clastos centimétricos à superfície, na Fraga das Penas. Tratam-se de núcleos de material mais fino (areão, areias e silte), que formam círculos no seio de uma vertente de detritos grosseiros, que se podem designar por círculos calibrados (*sorted circle*, cf. Washburn, 1979, p. 129). Estas formas foram encontradas acima de 1600 m de altitude (Fig. 9.18).

Os solos em rede calibrados surgem numa grande diversidade de ambientes, mas são particularmente frequentes nas regiões periglaciárias, onde as redes podem atingir diâmetros decimétricos a métricos (Pissart, 1987), como sucede, por exemplo, na Svalbard (Åkerman, 1987). A coexistência das formas em rede em miniatura (as que ocorrem na Serra da Estrela), dentro e fora das regiões periglaciárias, aponta para que, ou haja convergência morfológica resultante de géneses distintas, ou os processos que estão na origem dos solos em rede

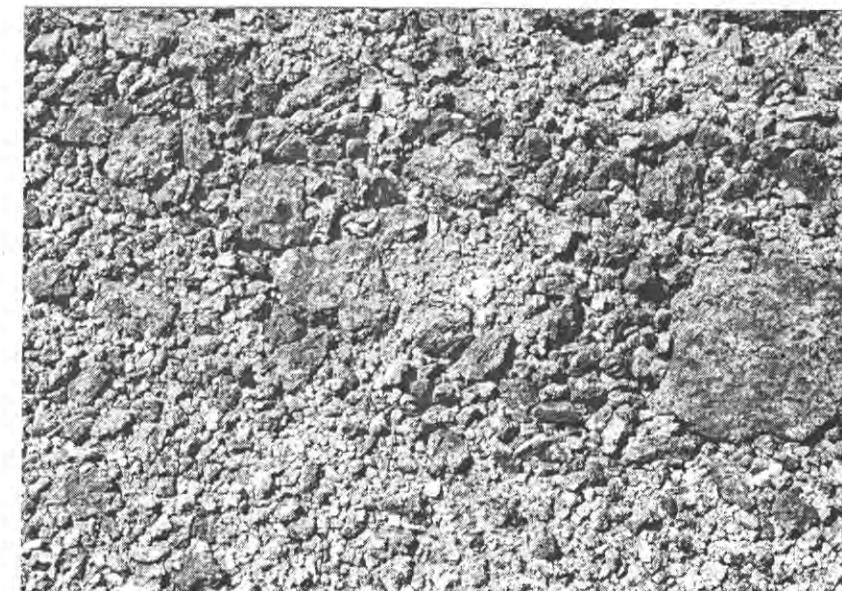


Figura 9.18 – Círculo calibrado na área da Fraga das Penas (1620 m). O núcleo de material fino tem cerca de 13 cm de diâmetro.

calibrados sejam azonais. Como veremos, o mecanismo genético dos solos em rede é complexo, e os dados sugerem que a primeira hipótese seja a mais provável. Apresentamos de seguida algumas notas acerca da génese destes solos, que são importantes para as formas encontradas na Estrela. Não se trata de uma exposição detalhada, mas antes de apresentar alguns aspectos que nos pareceram mais significativos. Para sínteses acerca das várias teorias acerca da génese dos solos ordenados, poderão ser consultados outros trabalhos, como por exemplo Washburn (1979) e Ballantyne (1996).

Pissart (1964a e b, 1972, 1973, 1974, 1982 e 1987) estudou detalhadamente os solos em rede e estriados em miniatura do Vale de Chambeyron, nos Baixos Alpes, entre 2800 e 2900 m de altitude. Esses trabalhos consistiram em experiências de monitorização do movimento de partículas à superfície, e no interior do solo, que se traduziram num modelo genético para os solos ordenados (Fig. 9.19). Nesse modelo, o primeiro momento na ordenação dos solos consiste no aparecimento de fendas de retracção, que segundo o autor teriam origem fundamentalmente na dessecação. Segue-se o movimento ascendente em profundidade, e lateral à superfície dos grãos maiores e clastos, pela acção do gelo de segregação (lenticulas de gelo e *pipkrakes*). Deste modo, os elementos grosseiros, ao chegarem à superfície, deslocam-se até ficarem retidos nas fendas de retracção. Um outro processo activo, é o inchamento e levantamento do centro das redes, que facilita a deslocação dos grãos em direcção às fendas de retracção. Esse inchamento parece estar ligado ao espaço ocupado pelos grãos nas fendas de dessecação, que comprime o centro das redes.

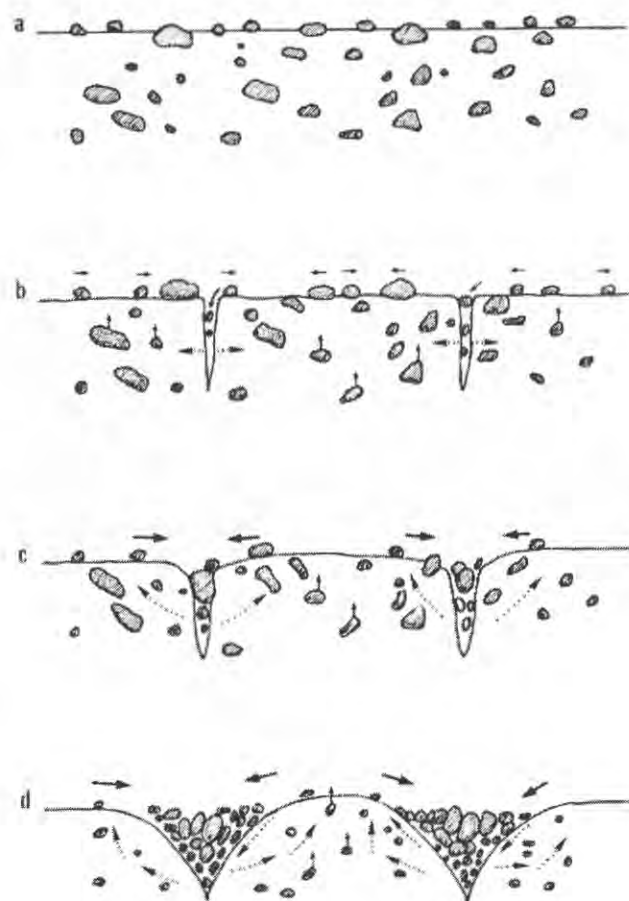


Figura 9.19 – Formação dos solos calibrados em rede do Vale de Chambeyron de acordo com Pissart (1973, p. 42). a – solo heterométrico e não calibrado; b – fendas de retracção e movimento vertical dos clastos em profundidade e lateral à superfície; c – enchimento das fendas de retracção, expansão dos centros de material fino e continuação da crioexpulsão; d – alargamento das fendas de retracção, enchimento e expansão dos centros com finos.

O modelo de Pissart é muito interessante, pois explica os mecanismos essenciais de formação das redes do Chambeyron, mas tem algumas limitações para uma aplicação mais ampla, sendo a principal, o aparecimento inicial das fendas de dessecação, que não surgem em todos os solos ordenados em miniatura. Grab (1997) faz referência a isso, e nota que nos solos em miniatura estudados no Alto Drakensberg, não encontrou vestígios de fendas de retracção. O mesmo se passa com os casos da Serra da Estrela referidos neste ponto, pois efectivamente o solo granítico é demasiado grosseiro para que essas fendas se desenvolvessem. É porém de notar que em solos mais finos, as fendas de retracção jogam um papel primordial no desenvolvimento dos solos ordenados, como mostramos no ponto seguinte. Para Grab, os padrões circulares do solo têm uma origem aleatória, estando associados à distribuição inicial dos grupos de clastos maiores (com menor segregação de gelo), e dos locais com material areno-cascalhento (com maior segregação de gelo). O exemplo referido por Grab, localiza-se no leito de um curso de água sazonal, e essa distribuição aleatória do sedimento deve-se à

rápida descida das águas, deixando o sedimento húmido de modo heterogéneo, e como tal muito susceptível a fenómenos de crioturbação superficiais que parecem dar início a uma topografia irregular com pequenos domos, onde se vai concentrar a segregação de gelo, e que acabam por formar os centros das redes. Provavelmente foi um mecanismo semelhante que deu origem aos solos calibrados em rede referidos na área da Malhada Alta.

Ballantyne (1996) numa experiência detalhada de monitorização mostrou também que as fendas de retracção não são necessárias para a formação de solos ordenados em miniatura. A ordenação teve início a partir de pontos com formação preferencial de *pipkrakes* (não é apresentada uma explicação para sua localização), que formaram pequenos domos, que durante a fusão, causaram a deslocação lateral dos clastos, deixando um núcleo incipiente de material fino (Fig. 9.20). No ciclo de gelo-degelo seguinte, esse núcleo foi afectado preferencialmente por *pipkrakes* e por segregação de gelo em profundidade, tendo assim aumentado mais a triagem e a estruturação do solo. Trata-se, portanto de um mecanismo compatível com o de Grab (1997), e como se verá, também com o proposto por Kessler e Werner (2003), e que apresentamos em baixo.

A questão da origem da ordenação dos solos calibrados, e o problema da sua ocorrência em diversos tipos de ambientes, tem levado alguns autores a tentarem explicar o fenómeno através da modelação matemática. Ahnert (1994) modelizou o desenvolvimento de solos calibrados em rede não-periglaciários, dando particular atenção à formação de padrões superficiais em solos com coberturas de grânulos e cascalho. O seu modelo é bidimensional, e por isso apenas integra movimentos horizontais à superfície. Os resultados mostram que redes calibradas superficiais se podem formar em qualquer superfície de solo plana ou com fraco declive, com grânulos e cascalho, desde que as partículas se desloquem segundo movimentos curtos, e em qualquer direcção com igual probabilidade. As causas físicas para essa organização não são importantes, desde que sejam respeitadas as premissas referidas. Esta conclusão foi demonstrada com os resultados de experiências acerca do efeito da saltação pelo impacto das gotas de chuva, efectuadas por De Ploey.

Kessler e Werner (2003) desenvolveram um outro modelo aplicável aos solos ordenados das regiões periglaciárias, e que forneceu resultados muito interessantes, que explicam a formação de diferentes tipos de formas superficiais, como círculos, labirintos, ilhas, redes poligonais e estrias. O modelo apoia-se num mecanismo de auto-organização, uma vez que o transporte no solo afectado por congelação-fusão sazonal ou diária é claramente não-linear e dissipativo (Hallet, 1990 e Werner e Hallet, 1993, citados pelos autores). Segundo os autores, isso significa, que uma pequena mudança nos factores que controlam o movimento pode

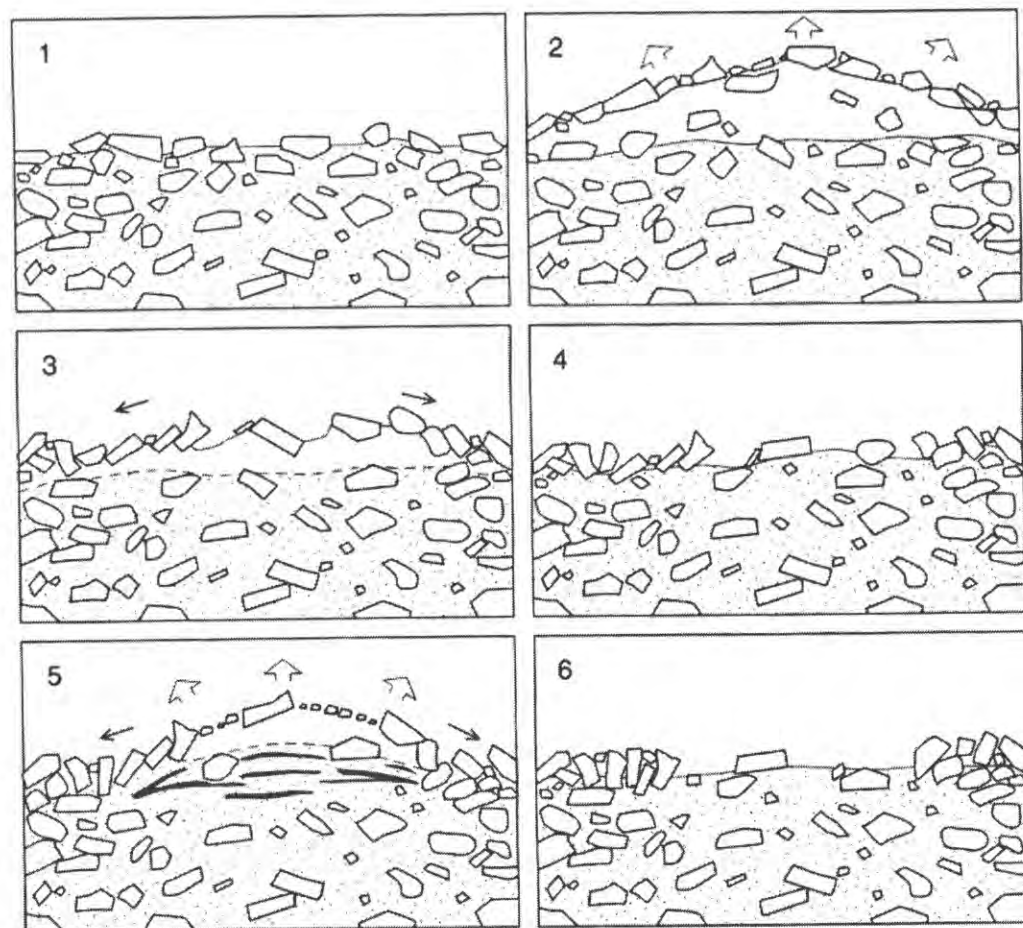


Figura 9.20 – Sequência observada por Ballantyne (1996, p. 421) no desenvolvimento de solos calibrados em rede. 1 – Solo não calibrado heterométrico; 2 – Crescimento diferencial de *pipkrakes* causando a expansão e pequenos domos; 3 – Início da fusão dos *pipkrakes* com migração lateral dos clastos superficiais; 4 – Fusão completa e aparecimento de calibragem incipiente; 5 – Nova congelção, com formação de *pipkrakes* à superfície e de lenticulas de gelo em profundidade, com movimento dos clastos superficiais para as margens dos pequenos domos; 6 – Solo calibrado em rede maduro, com clastos em torno de núcleos de material fino.

mudar o tipo de solo ordenado, sem implicar uma mudança nos processos genéticos. O modelo desenvolvido incorpora dois mecanismos retroactivos e o declive. O primeiro mecanismo retroactivo reflecte a crioexpulsão, e comporta-se de modo a transportar os clastos em direcção aos domínios ricos em clastos, e os finos, em direcção aos domínios ricos em finos. O segundo mecanismo ocorre ao nível dos domínios grosseiros, e traduz-se no transporte dos clastos ao longo dos eixos grosseiros, mecanismo que se deve ao levantamento criogénico direccionado lateralmente, traduzindo-se na compressão dos eixos grosseiros (confinamento lateral). As variáveis que influenciam os resultados do modelo são a concentração média de clastos, o confinamento lateral e o declive, dando origens aos diferentes tipos de padrões. Assim, sem confinamento lateral e com o decréscimo da concentração de clastos, círculos de pedras, transformam-se em labirintos de pedras, e depois em ilhas de pedras; com o aumento do declive, as ilhas de pedras transformam-se em estrias;

e se a partir de uma situação com ilhas de pedras, se aumentar o confinamento lateral, o padrão transforma-se numa rede de polígonos. Do ponto de vista físico, as variações no confinamento lateral explicam-se por diferenças na compressibilidade dos solos, e na velocidade de congelação.

Os dados apresentados ilustram bem a complexidade dos factores intervenientes, e que conjugados, podem originar os solos ordenados, os quais podem ser originados por processos diversos e em interacção, como mostrou Pissart, ou simples e controlados por um único processo, como mostram os modelos de Ahnert e de Kessler e Werner. As observações de Pissart, tornam evidente a complexidade da dinâmica geomorfológica, em especial em ambientes mais marginais, enquanto os resultados da modelação matemática ajudam a compreender os mecanismos essenciais em regiões dominadas por um único processo, como é o caso do Alto Ártico, onde os solos ordenados se encontram mais desenvolvidos.

b) Solos em rede calibrados não-criogénicos (redes poligonais)

Os solos ordenados mais frequentes na Serra da Estrela são os solos calibrados em rede poligonal. Tratam-se de redes de areias e areão granítico, com formas poligonais e cujo espaçamento varia entre 10 e 25 cm. As redes formam-se em depósitos de material silto-arenoso, de cor castanha-escura e muito ricos em matéria orgânica, e encontram-se nos planaltos, onde o material não-coerente pode atingir espessura decimétrica. Frequentemente, a parte interior das redes encontra-se coberta por musgos, que aumentam a coesão do sedimento silto-arenoso. Foram observados polígonos com graus de desenvolvimento variados, podendo ter as margens abertas, apresentando-se como fendas de retracção (Fig. 9.21), ou estar preenchidas por grânulos, que formam cunhas até 2 a 3 cm de profundidade (Figs. 9.22 e 9.23).

Os solos calibrados em rede poligonal são mais frequentes acima de 1850 m, nas superfícies amplas do Planalto da Torre. Ocupam porém, áreas muito restritas, não ultrapassando geralmente 2 a 5 m² em sectores sem vegetação, deprimidos e mal drenados, que são esporadicamente inundados pelas águas da chuva ou de fusão.

Os solos calibrados em rede poligonal que observámos é semelhante ao descrito por Boelhouwers (1998) nas Western Cape Mountains (África do Sul), e que interpretou como originários de fenómenos de retracção do solo ligados à hidratação-dessecação, seguidos pelo preenchimento das fendas pela acção do escoamento superficial. É importante referir, que também na génese dos solos ordenados periglaciários, é reconhecida, em muitos casos, uma fase inicial de formação de fendas de retracção, que pode estar associada, quer à congelação



Figura 9.21 – Solos calibrados em rede poligonal no Planalto da Torre (1920 m).

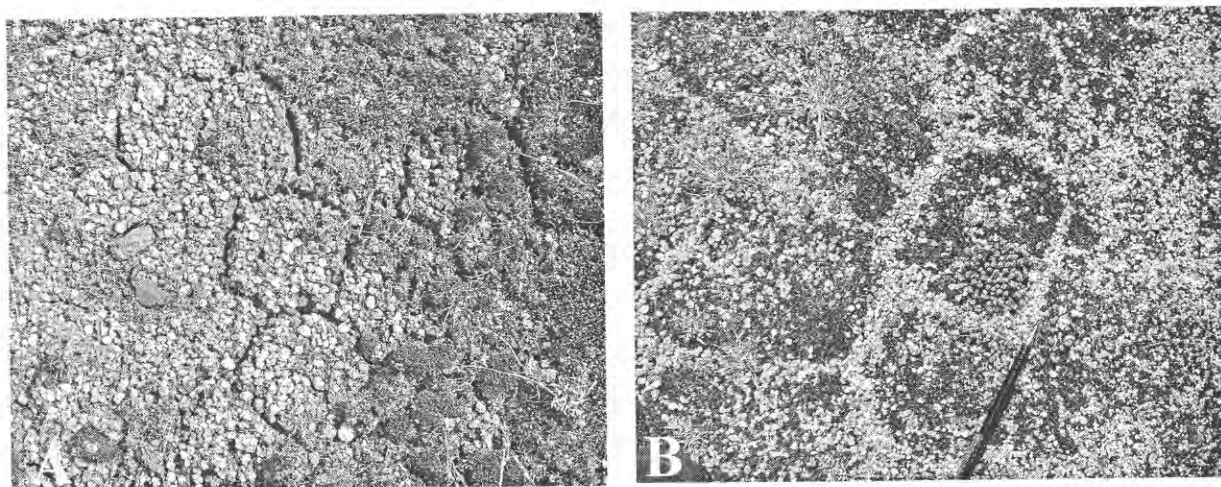


Figura 9.22 – Aspectos dos solos calibrados em rede poligonal do Planalto da Torre (aprox. 1900 m). A – fendas de retracção sem preenchimento de grânulos, numa fase inicial de desenvolvimento do micromodelado; B – fendas de retracção completamente colmatadas por grânulos de quartzo e feldspato.

do solo, quer à hidratação-dessecação. Por isso, a principal diferença genética entre os solos ordenados ditos periglaciários e os não-periglaciários, é o processo pelo qual se dá o movimento dos elementos grosseiros em direcção às fendas de retracção, e que nos casos de origem periglaciária, está ligado à crioexpulsão e à acção dos *pipkrakes* na superfície do solo (Pissart, 1973, 1982).

As observações na Serra da Estrela apontam também para a génese não-periglaciária, pois nunca foram observados *pipkrakes* nos centros dos polígonos, e além disso, a presença de musgo limita a crioexpulsão, e facilita o desenvolvimento de fendas de retracção (Fig. 9.23). No que diz respeito ao movimento dos grânulos em direcção às fendas de retracção, considerando as várias experiências de monitorização efectuadas nos planaltos, pensamos que



Figura 9.23 – Solo calibrado em rede poligonal visto em corte, sendo notório o preenchimento da fenda de retracção por sedimento, dando origem, em corte, a uma cunha de areão e areias que penetra cerca de 3 cm em profundidade no solo. Entre as cunhas de areão, o solo está coberto por musgos. Este corte foi efectuado no local onde se encontra o canivete na figura 21.

os processos mais activos deverão ser os de origem pluvio-eólica (ver Cap. 8), e o transporte eólico. Aliás, a possível importância do impacto das gotas de chuva na formação de solos poligonais tinha já sido indicada por Pissart (1987, p. 64). Quanto ao escoamento superficial, ele não deve ser significativo para a génese dos solos calibrados em rede poligonal, porque a localização destes em depressões, muitas vezes rodeadas por vegetação, é limitante. Além disso, a água deve invadir as depressões por saturação basal, antes que se inicie qualquer processo importante de escoamento superficial, desde as áreas envolventes. O escasso declive é também um factor contrário à hipótese do escoamento superficial.

9.5.2. Solos estriados não-calibrados (solos lavrados por *pipkrakes*)

Um solo estriado não-calibrado é um solo que apresenta estreitas bandas de partículas alinhadas na direcção dos raios de sol matinais (Höllermann, 1978; Pérez, 1992a). Corresponde portanto, ao *needle-ice raked-ground* da literatura anglo-saxónica, ou seja, aos “solos lavrados por *pipkrakes*” e não deve ser confundido com os solos estriados calibrados (Holness, 2001). Solos deste tipo foram observados frequentemente em áreas areno-siltosas, sem cascalho, coincidindo normalmente com sectores ricos em matéria orgânica de cor castanha-escura, e favoráveis à manutenção da humidade no solo após episódios com precipitação, ou devido à fusão da neve. As pequenas estrias têm geralmente largura milimétrica e extensão decimétrica, e correspondem a uma alternância entre alinhamentos em saliência, e outros em posição deprimida, com desníveis de alguns milímetros (Fig. 9.24).



Figura 9.24 – Solo estriado não calibrado na área do Cume (1850 m). Notar a ausência de vegetação na área com estrias.

É importante mencionar que nas altas latitudes os solos estriados não calibrados, têm figuras geométricas muito maiores, geralmente com estrias de largura decimétrica a métrica, e não são efémeros. Uma outra característica importante, é a sua orientação ao longo do declive máximo da vertente (Washburn, 1979), situação que não se verifica nos solos lavrados da Estrela.

Do ponto de vista espacial, os solos estriados não-calibrados são microformas com pouco significado, e ocupam áreas muito restritas, não superando alguns metros quadrados, pontuando esporadicamente os planaltos. São formas efémeras, não resistindo geralmente mais de 1 dia, pois são compostas por material fino, que uma vez seco e sujeito à acção do vento ou da precipitação, facilmente se desagrega.

A origem dos solos estriados não-calibrados está directamente ligada à formação de *pipkrakes* (Höllermann, 1978; Pérez, 1992a), facto que pudemos confirmar em várias ocasiões. A sua presença é, por isso, um excelente indicador da ocorrência daquele processo na noite anterior, ou poucos dias antes, à observação.

A questão da origem dos alinhamentos tem sido motivo de discussão por parte de diversos autores. Troll (1944) citado por Washburn (1979, p. 93), Beaty (1974) e Hall (1983) referem que o vento pode ter um papel importante na elaboração das estrias. As nossas observações apontam para que na Serra da Estrela, o principal factor de controlo da direcção das estrias, seja a direcção do sol de manhã, como indicado por Höllermann (1978) e Pérez (1992a). Um exemplo claro desse controlo, foram os casos de solos estriados não-calibrados encontrados próximo das Penhas Douradas (1500 m) alinhados com o sol matinal. É particularmente significativo que os locais que no início da manhã estavam à sombra, apresentavam uma

direcção das estrias diferente dos locais que ficaram ao sol mais cedo, e que essa direcção estava ajustada ao azimute solar do momento em que o local começou a receber insolação. Embora o mecanismo exacto não seja conhecido, é notório que está ligado ao processo de fusão, e não directamente ao mecanismo de segregação de gelo inicial, pois o levantamento criogénico dá-se de modo uniforme em toda a superfície do solo. A razão pela qual não é frequente encontrar as estrias seguindo o azimute solar, à medida que este varia de manhã, e que os diversos locais vão ficando expostos ao sol, pode dever-se ao aquecimento do ar ser suficiente para que as agulhas de gelo fundam cedo de manhã e durante um período relativamente curto, mesmo sem radiação solar directa. Nesses casos, surge um outro tipo de formas, os *nubbins*, que apresentámos atrás.

9.5.3. Solos estriados calibrados

Os solos estriados calibrados têm origem criogénica e apresentam à superfície bandas de material areno-siltoso intercaladas com bandas de material areno-cascalhento, alinhadas na direcção do declive máximo (Washburn, 1979). O mesmo autor refere que este tipo de modelado ocorre geralmente em vertentes com 2 a 30°, mas que se pode encontrar em pendentes de apenas 1°, e também em vertentes de até 40° de declive.

Os solos estriados calibrados são raros na Serra da Estrela e ocorrem de forma espacialmente esporádica, e pontual, desenvolvendo-se principalmente acima de 1600 m de altitude (Fig. 9.25). Um levantamento relativamente exaustivo da área alta da Estrela, não revelou casos de áreas contínuas com mais de cerca de 30 m². Os exemplos observados desenvolviam-se em granitos de grão grosseiro e de carácter porfiróide, como são os casos dos granitos de Seia e da Covilhã, cujo rególito apresenta significativa fracção silto-arenosa, mas também grande disponibilidade de clastos centimétricos. A existência de material com granulometria variada, tem mesmo sido apontada como um factor importante para que se dêem processos de estruturação de solos (Serrano e López-Martínez, 1998) e é determinante para o espaçamento das estrias (Abe e Matsuoka, 2000). Um outro factor importante é ausência de uma cobertura de vegetação contínua, aspecto que caracteriza amplas partes dos planaltos da Estrela, mas que é mais raro na área do Alto da Torre, onde surgem arrelvados, separados por afloramentos de rocha nua. As áreas com rególito, mas sem vegetação, têm uma origem complexa, resultando da interacção de processos naturais (vento, gelo no solo, neve, precipitação intensa) e antrópicos (pastoreio excessivo e incêndios).

O desenvolvimento espacial dos solos estriados calibrados na Serra da Estrela é também limitado pela forte intensidade dos processos hídricos, em particular do escoamento

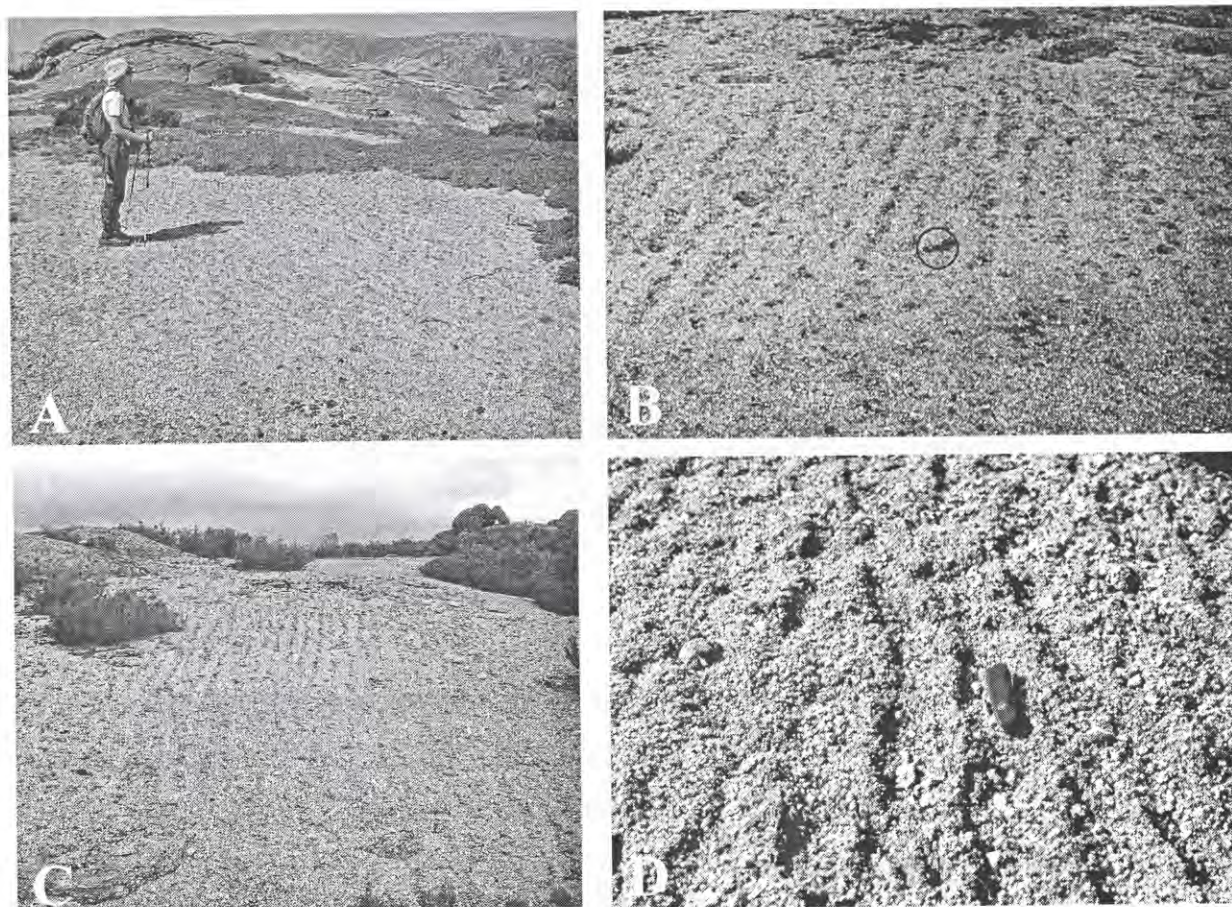


Figura 9.25 – Alguns exemplos de solos estriados calibrados encontrados nos Planaltos da Serra da Estrela. A - Penha dos Abutres (1810 m); B - Fraga das Penas (1640 m). O círculo indica um canivete; C - Piornal (1720 m); D - Malhada Alta (1410 m).

superficial, em consequência de episódios de chuva intensa e concentrada, ou de fusão rápida da neve. São processos com elevada capacidade de transporte, e que rapidamente mobilizam a película superficial dos rególitos. Como abordado no capítulo 8, o próprio impacto das gotas de chuva em episódios de vento forte, é suficiente para transportar partículas com mais de 4 mm. Isso faz com que muitos solos estriados calibrados apresentem um carácter efémero, pelo que dificilmente são observáveis no campo. Este facto está demonstrado na figura 26, que representa o mesmo local com apenas 26 dias de intervalo, período de tempo em que nas Penhas Douradas se registaram 111 mm de precipitação, apesar da intensidade máxima ter sido de apenas 10 mm em 6 horas (Boletim Meteorológico Diário).

Teoricamente, será apenas nos locais onde a actividade criogénica é mais intensa do que os processos hídricos, que os solos estriados resistem. Porém, verificámos que a vegetação herbácea se desenvolve preferencialmente nas estrias compostas por material fino, estabilizando-as e reforçando o contraste visual entre as estrias com vegetação e as estrias mais grosseiras, nuas. Tratam-se essencialmente de pequenas gramíneas anuais e musgos, que se desenvolvem na Primavera, e secam no Verão, mas que têm sistemas radiculares

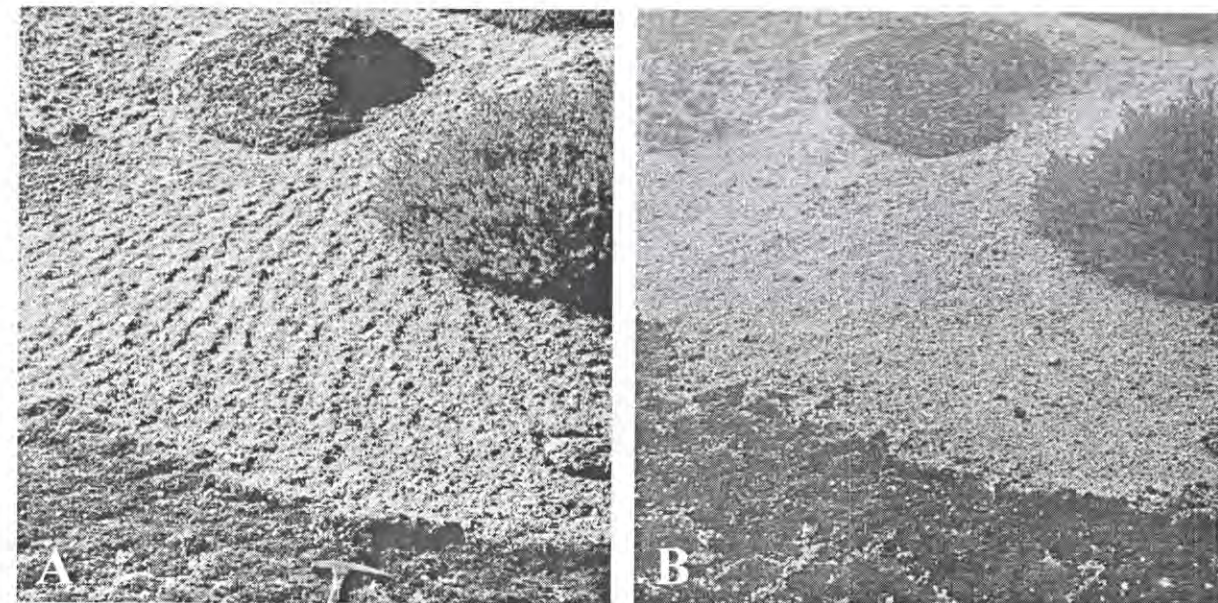


Figura 9.26 – Aspecto do carácter efémero dos solos estriados calibrados criogénicos. As duas fotografias foram feitas na Malhada Alta (1410 m) com apenas 26 dias de intervalo. A - 16/02/99; B - 13/03/99.

Quadro 9.1 – Características dos solos estriados criogénicos calibrados encontrados na Serra a Estrela.

	Alt. (m)	Exposição	Declive (°)	Tipo Granito	Larg. estrias mat. grosseiro (cm)	Larg. estrias mat. fino (cm)
M. Alta	1410	Sudeste	8	Seia	6-10	2-3
F. Penas	1600	Norte	3-4	Seia	n.d.	n.d.
F. Penas	1650	Sudoeste	10	Seia	8-11	3-6
Perdigueiro	1650	n.d.	suave	Seia	ca. 3-4	ca. 10
Piornal	1720	Norte	suave	Covilhã	ca. 10	ca. 4
P. Gato	1760	Noroeste	suave	Seia	ca. 3	ca. 6
P. Abutres	1820	Este	<5	Covilhã	ca. 8-10	ca. 3-4

n.d. - não disponível; ca. - estimado visualmente a partir de fotografias.

suficientemente desenvolvidos para manter a coesão das estrias finas nos episódios de precipitação intensa outonais, proporcionando a permanência das estrias em ambientes dominados pelos processos erosivos do domínio temperado de montanha.

No quadro 9.1 apresentamos as principais características dos solos estriados calibrados encontrados durante os trabalhos de campo na Estrela. Estes foram observados acima de 1410 m, mas mais frequentemente acima de 1600 m, altitude a partir da qual, as formas parecem ter um carácter mais perene. As vertentes onde se desenvolvem os solos estriados têm declives suaves, sendo inferiores a 10° nos casos medidos, e apresentam exposições muito variáveis. As estrias de material grosseiro e fino têm espessuras variáveis, mas não



Figura 9.27 – Corte em solo estriado na Malhada Alta. Notar que as estrias de material fino têm continuidade em profundidade, mas que as de material grosso formam bolsadas alongadas.

ultrapassam cerca de 10 cm, sendo as de material fino normalmente as mais estreitas. Porém, em algumas situações as estrias mais estreitas são as mais grosseiras. Não encontramos ainda uma explicação para o facto, mas na verdade, também não foi efectuado um verdadeiro estudo sistemático destas microformas.

A observação dos solos estriados calibrados em corte mostra que as estrias de material grosso formam bolsas alongadas, com uma espessura de 2 a 3 cm, e sem continuidade em profundidade. Por outro lado, as estrias de material fino são contínuas, passando por baixo do material grosso (Fig. 9.27). A triagem associada aos mecanismos de crioexpulsão, dá-se geralmente até cerca de 3 a 6 cm de profundidade, nível abaixo do qual, o solo se torna mais heterogéneo, pois os ciclos gelo-degelo diários em condições de solo húmido e propício à crioexpulsão, são aí mais escassos. A figura 9.28, que corresponde a amostras de solos estriados da área da Fraga das Penas, ilustra as claras diferenças granulométricas entre as estrias de material fino e grosso. As estrias grosseiras têm 83% do sedimento com mais de 4 mm, enquanto nas estrias finas, esse valor desce para 25%. Estas diferenças reflectem-se também nas médias gráficas, que são de 3,7 mm e de 1,6 mm respectivamente.

É ainda interessante notar que, quando observadas na estação fria, em particular após episódios com congelação superficial, verifica-se que as estrias de material fino se encontram sobrelevadas em relação às de material grosso. Porém, no Verão após uma ausência prolongada da actividade criogénica, e depois de o solo ter sofrido os efeitos da escorrência, do impacto das gotas de chuva e do vento, verificámos que é frequente as estrias de material fino se encontrarem em posição inferior às mais grosseiras. Isso ocorre especialmente quando as estrias de material fino não têm vegetação que as proteja da erosão, pois como dissemos,

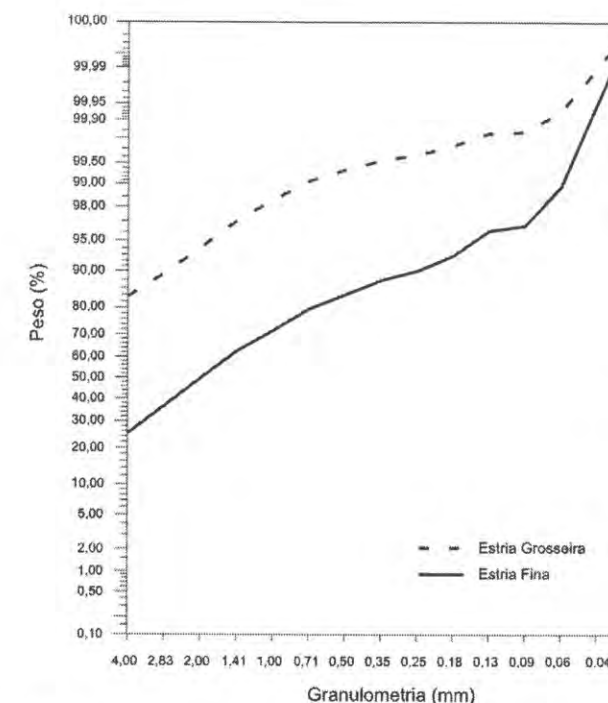


Figura 9.28 – Granulometria das estrias de material fino e grosso de um solo estriado calibrado da área da Fraga das Penas.

em vários casos, gramíneas e musgos desenvolvem-se no material fino e com maior humidade.

No que diz respeito à génese dos solos estriados, são válidos os mecanismos acima referidos para os solos ordenados em rede. A transição entre os dois tipos surge muitas vezes num *continuum*, com solos em rede em áreas aplanadas, que passam gradualmente a solos estriados com o aumento do declive (Washburn, 1979; French, 1996). Essa passagem parece estar relacionada com a influência da gravidade no movimento geral dos elementos grosseiros, como explicam Kessler e Werner (2003).

9.5.4. Montículos em miniatura

Os montículos em miniatura são uma outra microforma frequente nas áreas dos planaltos mais expostas ao vento e sem vegetação, em particular entre 1600 e 1700 m de altitude. Tratam-se de pequenos montículos de material silto-arenoso com altura e diâmetro centimétricos, que estão normalmente colonizados por minúsculos tufo de vegetação, e que ficam em posição elevada, alguns centímetros acima da superfície do solo granítico (Fig. 9.29). Estes montículos ocupam em alguns locais, várias centenas de metros quadrados, como é o caso do interflúvio do Perdigueiro (1650 m). Correspondem aos *cryptogamic soil buds* estudados por Pérez (1996) no Andes da Venezuela, a cerca de 4500 m de altitude, e são microformas que segundo aquele autor, têm sido esquecidas na bibliografia.



Figura 9.29 – Montículos em miniatura no Planalto da Fraga das Penas próximo de Perdigueiro (1650 m).

Pérez (1996) apresenta um estudo detalhado dos montículos em miniatura, apresentando uma proposta genética, que se enquadra bem nas condições ambientais encontradas nos planaltos da Serra da Estrela, e que está de acordo com os processos geomorfológicos activos (Fig. 9.30). A sequência genética inicia-se com a segregação de lenticulas de gelo e com a formação de *pipkrakes* num solo relativamente uniforme. Estes, ao fundirem, levam à concentração progressiva dos elementos grosseiros, e ao levantamento de pequenos domos, que, com a continuada segregação de gelo, crescem formando os montículos em miniatura. Os montículos são constituídos por material fino, e como tal mantêm a humidade, sendo por isso colonizados por pequenas gramíneas, que contribuem para a sua estabilização. Pérez nota que essas plantas funcionam como armadilhas para o sedimento fino transportado pelo vento, que origina a acreção dos montículos.

É de notar a semelhança entre o modelo proposto por Pérez e as fases iniciais dos modelos de Pissart (1973, 1982), Ballantyne (1996) e Grab (1997), que apresentámos no Cap. 9.5.1 para a génese dos solos calibrados em rede. Aliás, anteriormente salientámos também a importância das pequenas plantas para a estabilização das estrias mais finas, e para o seu perpetuar em condições morfodinâmicas adversas, onde seriam facilmente destruídas se não fossem colonizadas. Isto revela uma grande proximidade genética entre os distintos solos ordenados em miniatura, e pode mesmo indicar que em algumas situações ocorre uma gradação nos solos estriados em miniatura, entre uma primeira fase de actividade criogénica, e uma outra, a partir do momento em que a vegetação se começa a desenvolver, marcada por uma maior estabilidade e acreção dos sectores finos por influxos eólicos, e dos resíduos orgânicos da planta.

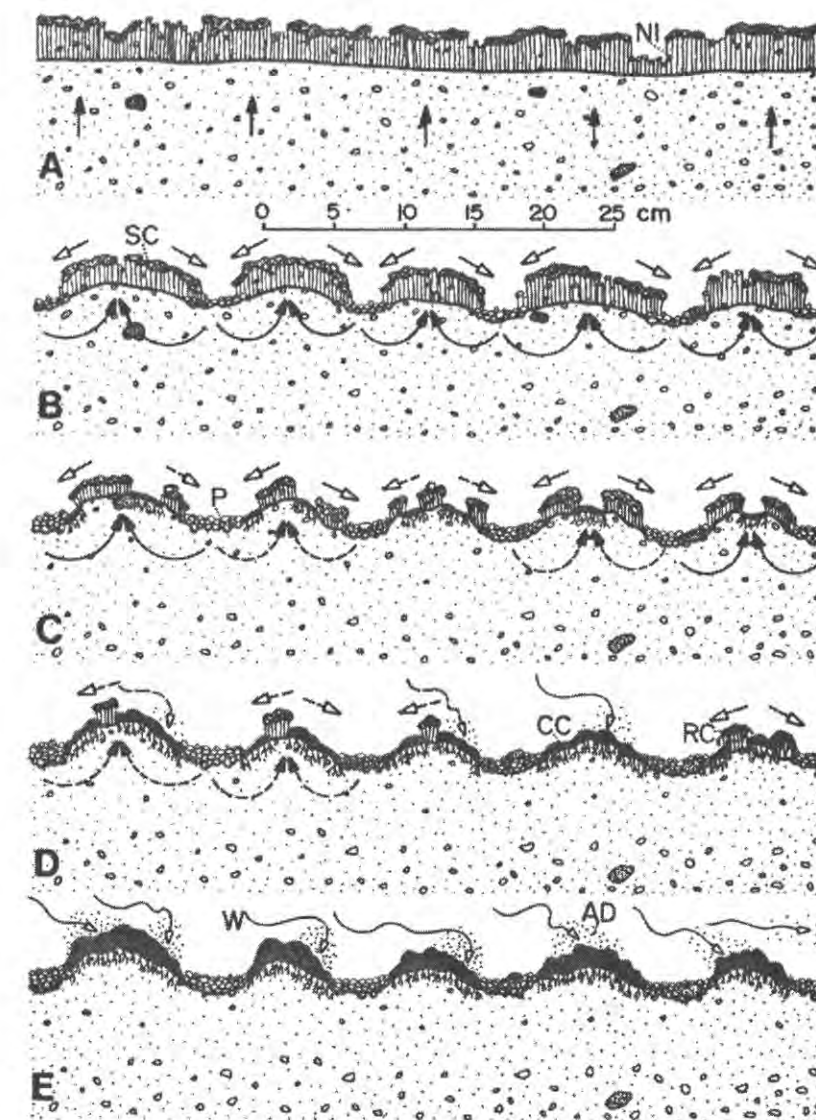


Figura 9.30 – Esquema conceptual para a evolução de montículos em miniatura com e sem vegetação (criptogâmicas), segundo Pérez (1996, p. 248). A – Um solo inicialmente uniforme é afectado por levantamento criogénico e por *pipkrakes*, o que vai originar o movimento dos elementos grosseiros para a superfície; B – os mecanismos de crioturbação também geram uma calibragem lateral gradual, o que resulta na formação de pequenos montículos de material fino, separados por depressões com enchimentos de grânulos; C – Os montículos são colonizados por vegetação; D – A calibragem torna-se mais lenta, e pode mesmo cessar, devido ao crescimento da vegetação, o que resulta numa protecção contra o levantamento criogénico e os *pipkrakes*. No entanto, alguns montículos anteriormente colonizados podem-se desagregar pela acção dos *pipkrakes* (RC); E – As pequenas plantas continuam a crescer, servindo de armadilha para sedimentos finos eólicos, que provocam a acreção dos montículos. NI – *Pipkrakes*; SC – Solo sobre *pipkrakes*; CC – Vegetação (criptogâmicas) sobre os montículos; RC – Vegetação danificada; W – Vento; AD – Partículas eólicas.

9.6. AS FORMAS LOBADAS ASSOCIADAS À SOLIFLUXÃO

Dividimos as formas lobulares de origem solifluxiva da Serra da Estrela em 2 tipos: os **lóbulos de solifluxão** propriamente ditos e os **microlóbulos de solifluxão**. Ambas são formas que revelam um movimento de massa lento do sector mais superficial do solo, em que a velocidade diminui em profundidade, o que leva ao desenvolvimento de uma frente vertical e um aspecto lobado. A diferença fundamental entre os 2 tipos de formas, é a dimensão, que está directamente ligada à espessura de solo afectada pela penetração da congelação e consequentemente, pelo movimento solifluxivo.

Os lóbulos de solifluxão propriamente ditos são as formas solifluxivas de maior dimensão, e caracterizam-se por uma frente de altura decimétrica (20-70 cm), densamente colonizada por vegetação herbácea, correspondendo portanto, às formas de solifluxão travada (*gehemnte solifluktion*) que Brosche refere no artigo de 1981. Desenvolvem-se em vertentes de declive suave a moderado, em especial na área do Planalto da Torre, acima de 1800 m de altitude, como aliás já indicara o autor referido. Na área da Fonte dos Perus surgem mesmo formas de transição para **mantos de solifluxão**, que são lateralmente contínuas por vários metros (Fig. 9.31).

A posição topográfica mais frequente para a formação dos lóbulos de solifluxão, são os troços inferiores das inúmeras pequenas vertentes existentes no planalto. Estas, são normalmente encimadas por superfícies de rocha nua que vão debitando por gelifracção as areias e cascalho que formam a massa do sedimento afectado pela solifluxão (Fig. 9.32).



Figura 9.31 – Mantos de solifluxão incipientes na área da Fonte dos Perus (1850 m).



Figura 9.32 – Lóbulos de solifluxão no Planalto da Torre. A – Corgos da Ribeirinha (1930 m); B – Vertente norte do Cântaro Gordo (1830 m).



Figura 9.33 – Microlóbulos de solifluxão na Fraga das Penas (1600 m).

Os microlóbulos de solifluxão são formas de menor dimensão e de carácter pelicular. Têm frentes com cerca de 3 a 15 cm de altura e ocorrem em troços de vertente de declive moderado sem, ou com escassa vegetação. Quando observados em conjunto, formam uma pequena escadaria na vertente afectada, apresentando um espaçamento de cerca de 10 a 30 cm no sentido do declive entre dois lóbulos consecutivos (Fig. 9.33). A frente é areno-siltosa, enquanto o patamar apresenta à superfície uma cobertura pelicular de areão e cascalho. Estas diferenças reflectem-se também em variações na humidade, proporcionando o desenvolvimento de musgos e pequenas herbáceas anuais nas frentes dos lóbulos, enquanto os patamares permanecem sem vegetação.

Os lóbulos de menor dimensão, cuja frente tem altura centimétrica são formas efémeras, pois afectam apenas uma película superficial do solo, e devido à escassez de vegetação, são

facilmente erodidos por episódios de precipitação intensa, ou mesmo desagregados pela dessecação estival.

Os microlóbulos de solifluxão foram observados mais frequentemente entre 1500 e 1700 m de altitude, em especial no planalto ocidental entre a Fraga das Penas e o Piornal. Observaram-se também formas mais incipientes a 1400 m na área da Malhada Alta. É de referir que com o aumento da altitude, se nota um aumento da altura das frentes, que passam de poucos centímetros, até cerca de 10 a 15 cm, a cerca de 1750 m.

Nos locais onde ocorrem microlóbulos de solifluxão, existe normalmente uma cobertura de material areno-siltoso sobre um rególito capaz de absorver (e também de fornecer) água. Tratam-se de áreas com escassa vegetação herbácea, característica típica dos planaltos intermédios da Estrela, que como se viu, apresentam amplas manchas de rególito nu, em mosaico com vegetação arbustiva de *Erica* spp., *Calluna* spp. e *Juniperus* spp.

A gradação altitudinal encontrada entre os microlóbulos de solifluxão pelicular (1600-1750 m) e os lóbulos de solifluxão (>1800 m), merece especial referência. Essa gradação reflecte uma sequência morfológica ligada à dimensão das formas, que aumenta com a altitude, sugerindo um controlo de ordem climática. Tratando-se de formas ligadas à solifluxão (gelifluxão+criorreptação), esse controlo traduz-se nas diferentes profundidades de congelação: uma congelação sazonal decimétrica do solo nas partes altas da serra, e regimes de congelação predominantemente diários e de profundidade centimétrica, nos níveis inferiores dos planaltos. No capítulo 10.4 discutimos em detalhe esse controlo térmico e demonstramos com registos de campo, a zonagem altitudinal dos regimes térmicos. Mostramos nesse ponto, que os regimes com ciclos de gelo-degelo diários, ocorrem também frequentemente na parte alta da serra, embora sejam aí mais característicos das estações de transição, ao contrário do que se passa nos níveis inferiores dos planaltos, onde ocorrem principalmente no Inverno. Porque não coexistem então, a essas altitudes, as formas de solifluxão mais desenvolvidas (formadas devido ao gelo sazonal), com as formas peliculares e mais incipientes (causadas pelo gelo-degelo diário ou de curta duração nas estações de transição)? A resposta parece ser dada pela vegetação, que nas áreas altas é composta predominantemente por arrelvados mais ou menos contínuos, enquanto mais abaixo, estes dão lugar (excepto nas depressões), a amplas superfícies sem vegetação contínua, e só aqui e ali pontuadas por arbustos. A origem destas áreas sem vegetação não é totalmente clara, mas deve ser o resultado de uma complexa interacção entre processos criogénicos, a erosão hídrica e eólica, e factores antrópicos, como o pastoreio excessivo e o fogo.

O coberto vegetal contínuo, é portanto determinante, pois mitiga a penetração do frio no solo, mas também a segregação de gelo à superfície, e dá maior coesão ao nível superficial do solo, mitigando os movimentos peliculares. Ou seja, os ciclos de gelo-degelo de curta duração (1 ou poucos dias), só são funcionais do ponto de vista morfogenético onde a vegetação é escassa, e como nas áreas mais altas do planalto, excepto nas amplas superfícies de rocha nua, ocorrem normalmente prados, eles têm menor impacto morfogenético.

9.7 CRESCENTES E DEGRAUS DE VEGETAÇÃO

Os crescentes e os degraus de vegetação são sequências de pequenos patamares em escadaria, constituídos por material areno-siltoso. As frentes têm altura decimétrica (10-25 cm) e são colonizadas por vegetação herbácea, em especial por indivíduos de *Plantago* spp., *Festuca* spp. e *Luzula caespitosa* (Jansen, 2002). Os patamares são decimétricos no sentido do declive (20-50 cm), mas quase não têm vegetação, e apresentam à superfície uma película de areias grosseiras e areão. Os crescentes de vegetação têm forma de crescente em plano, com a convexidade orientada no sentido do declive, enquanto os degraus de vegetação têm continuidade lateral, desenvolvendo-se perpendicularmente ao declive do terreno (Figs. 9.34 e 9.35). Ambas as formas ocorrem em vertentes com disponibilidade de material não coerente e declive moderado a forte, mas os crescentes de vegetação são mais frequentes nas

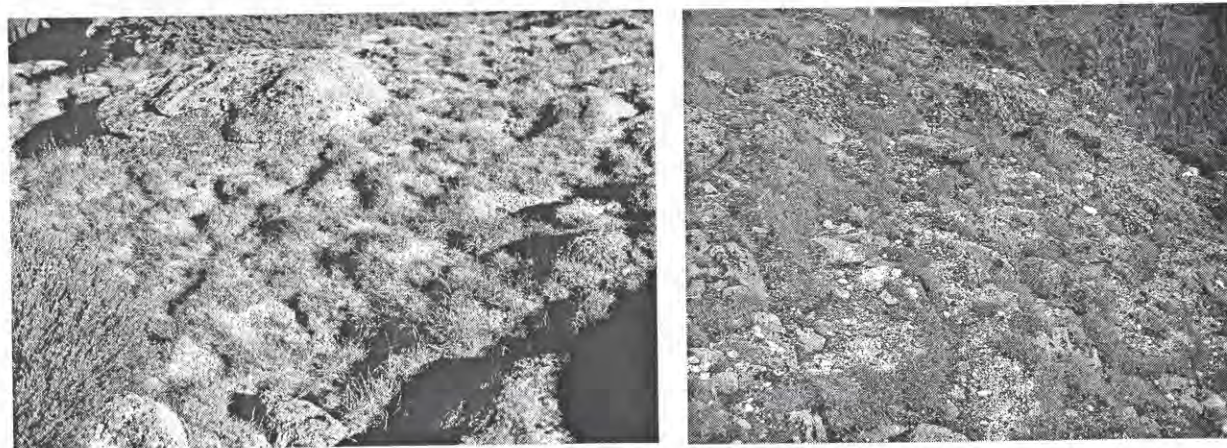


Figura 9.34 – Crescentes de vegetação. A – Vertente nordeste do Cântaro Raso (1900 m); B – Vertente norte do Cântaro Gordo (1820 m).



Figura 9.35 – Degráus de vegetação na área do Piornal (1700 m). A – Degráus de vegetação; B – Bloco granítico com cerca de 1,5 m de eixo maior numa vertente com degráus de vegetação (visíveis ao fundo). Notar a acumulação de material a montante do bloco, e a sua ausência a jusante, aspecto que sugere a ocorrência de solifluxão pelicular.

segundas.

No que se refere à distribuição altitudinal dos crescentes e degraus de vegetação, na Serra da Estrela, estas formas estão presentes acima de 1700 m, sendo as vertentes expostas a norte as localizações mais favoráveis. Talvez devido à proximidade com o limite inferior do andar periglaciário nas regiões de montanha, os crescentes e degraus de vegetação têm sido normalmente integrados no âmbito da dinâmica dita periglaciária, embora diferentes processos sejam reconhecidos na sua génese (ver por ex.: Gallart *et al.*, 1993; Ballantyne e Harris, 1994; Boelhouwers, 1998). Efectivamente, as observações de campo que fizemos na Serra da Estrela, sugerem uma evolução poligénica, controlada principalmente por processos pluvio-eólicos e pelo escoamento superficial, embora a solifluxão, a criorreptação por *pipkrakes* e o vento, também interfiram.

Os tufos de *Festuca* spp., *Plantago* spp. e *Luzula caespitosa* apresentam um crescimento concêntrico¹⁴ (Jansen, 2002), facto que associado à influência do declive no transporte de sedimentos, que se faz em direcção à base da vertente (independentemente do processo), origina a formação dos crescentes de vegetação. Este mecanismo foi demonstrado por Gallart *et al.* (1993) através de modelação matemática, usando um modelo em que a vegetação cresce em direcção a jusante, morrendo a montante.

A questão da génese dos crescentes e degraus de vegetação associados às espécies de crescimento concêntrico, e em particular o facto de eles surgirem preferencialmente em vertentes expostas a norte, acima de 1700 m, é muito interessante. Será que são os processos geomorfológicos que originam os degraus que são controlados pelos factores indicados, ou será que são aquelas espécies de vegetação que melhor se adaptam a essas condições, e que associadas a processos que não são exclusivos dessas vertentes, originam as formas em degrau?

As nossas observações sugerem tratar-se da segunda hipótese, pois os processos criogénicos não parecem fundamentais para o desenvolvimento das escadarias. Afirmamos isto, porque em muitos casos os patamares são planos, situação que não deveria suceder no caso da solifluxão exercer um papel determinante. Além disso, em corte, observámos que as raízes dos tufos de vegetação se prolongam em direcção ao patamar inferior, de modo a aproveitar a água que aí se acumula. Esta situação é oposta ao que sucede em vertentes muito dinâmicas do ponto de vista geomorfológico, onde a parte subaérea da planta vai acompanhando o movimento superficial, estendendo-se as raízes para montante na vertente,

¹⁴ Em sectores aplanados na Estrela, encontramos tufos destas gramíneas crescendo de modo concêntrico, e morrendo na parte interna, processo que originou um núcleo descoberto.

reflectindo assim as sucessivas deslocações da planta (Jansen e Vieira, 1998; Jansen, 2002 citando Schrötter, 1926).

É importante notar que as espécies de vegetação acima apontadas são espécies de altitude, que têm preferência por condições frias, e parecem adaptar-se bem aos processos criogénicos (Jansen, 2002), aspecto que por si só faz com que se desenvolvam a partir de um limiar altitudinal bem definido. Mas esses factores não parecem constituir o controle principal na formação dos crescentes de vegetação, que apenas necessitam de um balanço líquido de sedimento em direcção à base da vertente, que pode ser poligénico (por ex.: escoamento, vento, *rainsplash*-saltação ou solifluxão). No caso da solifluxão ser o processo dominante, os patamares apresentam a sua superfície inclinada no sentido do declive, como sucede na vertente norte do Cântaro Gordo, onde aliás se encontram lóbulos de solifluxão, e onde registámos solo gelado até 5 cm de profundidade ainda no início do Inverno, em Novembro de 1998. É portanto significativo sublinhar, que os crescentes e degraus de vegetação não devem ser usados como indicadores seguros de actividade criogénica, mas apenas como indicadores de um andar biogeográfico.

9.8. DESAGREGAÇÃO DAS SUPERFÍCIES ROCHOSAS

A desagregação actual das superfícies rochosas e o seu papel morfogenético não foi ainda estudado de modo sistemático nas montanhas portuguesas. No presente trabalho, o estudo da desagregação surge também de forma marginal, e como tal, apenas apresentamos algumas ideias que resultam de observações efectuadas durante os trabalhos de campo. Tratam-se de observações isoladas, mas que em nosso entender, constituem uma contribuição útil para um futuro trabalho mais detalhado.

Dividimos as observações efectuadas em dois grupos: aquelas cuja génese atribuímos principalmente à acção do frio; as ligadas à fragmentação pela acção dos incêndios (igniclastia), e finalmente, numa breve nota, salientamos a importância dos líquenes para a desagregação. No que se refere à acção do frio, cabe ainda salientar, que para melhor compreender os regimes térmicos da rocha, estes foram monitorizados e estudados em detalhe. Contudo, trata-se de uma análise essencialmente térmica e que não foi acompanhada (por limitações orçamentais) pela monitorização da morfodinâmica, e que por isso é apresentada em separado no capítulo 10.5.

Antes de apresentarmos as observações efectuadas, é importante notar, que a desagregação dos granitóides é frequentemente poligénica, resultando de uma longa evolução. Esta foi determinada por agentes da geodinâmica externa actuantes em distintas condições morfoclimáticas, mas também pelas próprias características físicas da rocha, que dependem da sua composição química e da evolução endógena, que inclui o processo de consolidação do magma, a ascensão à superfície, a sua evolução tectónica, bem como a libertação de pressões internas. Por estas razões, mesmo se considerarmos que uma determinada superfície rochosa fica exposta aos agentes subaéreos no mesmo momento, as diferenças nas características físicas causadas durante a evolução da massa rochosa, podem ser significativas mesmo em distâncias muito curtas (por ex.: decimétricas no caso da rede de fracturas). Se a isto adicionarmos a influência causada pelas diversas condições morfoclimáticas a que a rocha esteve sujeita, e que em muito locais da área de estudo incluiu ambientes quentes e húmidos do Terciário, e mais recentemente, condições glaciárias e periglaciárias, facilmente se verifica que ao desagregar-se, a rocha não responde apenas às condições actuais, mas sim a uma longa sequência de eventos. É por isso muito difícil estabelecer quais as reais causas da desagregação, bem como os seus pesos relativos. Aliás, com as observações de campo de que dispomos, podemos apenas inferir quais os processos responsáveis pelo desalojamento final

dos grânulos, sendo de notar que esses, podem não ter sido os que maior influência tiveram no processo de desagregação da rocha.

Merece ainda referência o esquema apresentado por Selby (1993, p. 127) dos vários estádios da desagregação das rochas, que é directamente aplicável aos granitóides, e como tal, de interesse para a Serra da Estrela (Fig. 9.36). Assim, considerando uma rocha sã constituída por diferentes minerais e com diferentes sensibilidades à alteração, esta pode desagregar-se através de três diferentes modos: por solução, por decomposição e por desintegração. A solução e a decomposição constituem a alteração, mas a primeira implica a remoção dos minerais solúveis, enquanto a decomposição consiste na alteração dos minerais da rocha, resultando num resíduo de argila. Por sua vez, a desintegração compreende os processos de meteorização física que levam à fracturação da rocha ou dos minerais que a constituem. O esquema apresentado é sintético e possui a qualidade de ser facilmente compreensível, embora seja de notar que os três mecanismos actuam normalmente em conjunto.

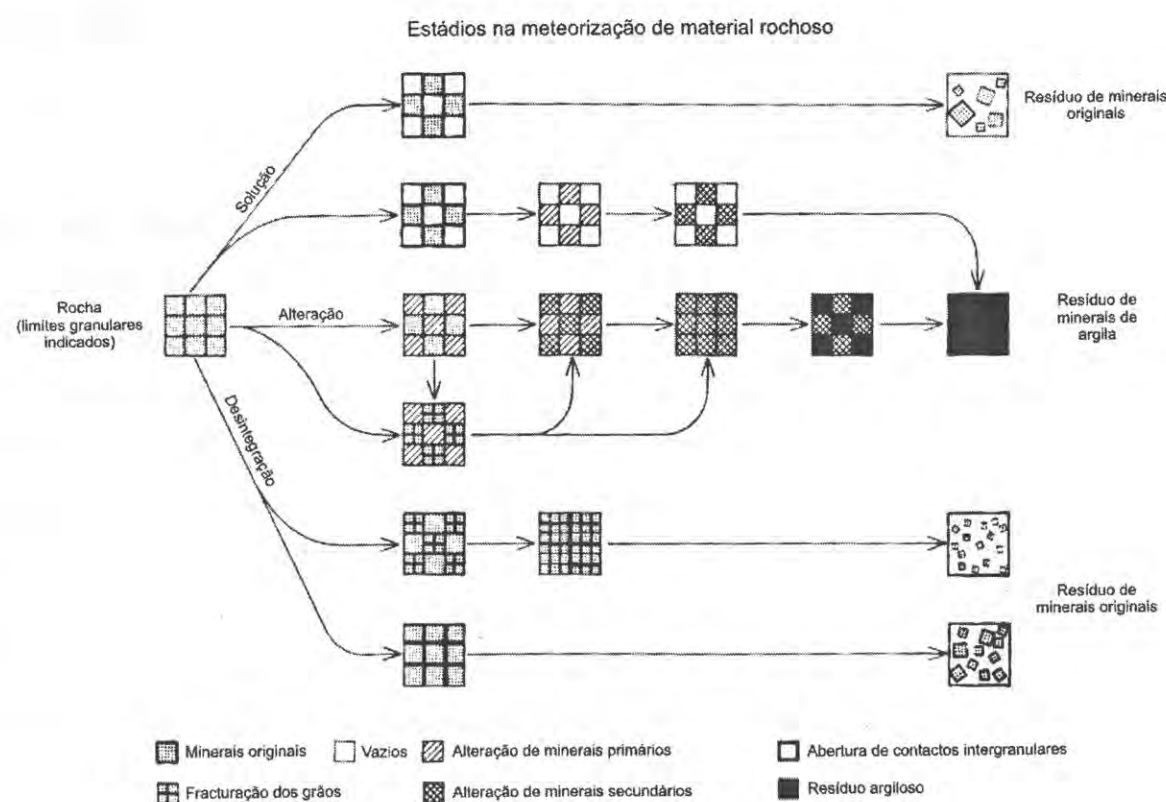


Figura 9.36 – Estádios na meteorização das rochas através de diferentes processos (Selby, 1993, p. 127).

9.8.1. A acção morfogénica da gelifracção

Daveau (1978) referiu a importância da desagregação actual nas partes altas da Estrela, referindo que esta se torna mais frequente acima de 1750 m de altitude, limite a partir do qual é suficientemente intensa para degradar os polimentos glaciários. Essa altitude é, por isso, considerada pela autora como o limite inferior de um andar periglaciário atenuado, marcado principalmente pela desagregação actual.

As observações que efectuámos apontam para que a desagregação de origem criogénica ocorra com frequência a partir de um limite altitudinal substancialmente inferior, tendo sido observados vários exemplos a partir de cerca de 1400 m de altitude. Há pois, uma consideração essencial a fazer no âmbito da desagregação, que se relaciona com o grau de alteração do granito que ela afecta: fora da área glaciada (e mesmo dentro dela, em locais onde os glaciares foram pouco erosivos), é frequente existirem mantos de alteração herdados, bem como afloramentos de granito coerentes, mas fragilizados pela alteração; mas nos locais onde a glaciação foi mais intensa, os glaciares erodiram os mantos de alteração, bem como a camada superficial mais alterada dos granitos, deixando amplos afloramentos de rocha sã, ou apenas ligeiramente alterada. Estes dois tipos de substrato têm respostas muito diferentes aos agentes da geodinâmica externa, e consequentemente também à acção do frio, e a distinção entre eles é importante.

Pelas razões acima apontadas, é frequente encontrar evidências da desagregação por processos criogénicos em altitudes da ordem dos 1400 m, em especial nos afloramentos rochosos mais alterados, e que facilmente absorvem a humidade permitindo fenómenos de segregação de gelo imediatamente abaixo da superfície da rocha (Fig. 9.37). Podem mesmo chegar a formar-se *pipkrakes* que levantam uma película superficial centimétrica e que podem desagregar mais de 1 cm de espessura de material num único ciclo de gelo-degelo (Fig. 9.38). Trata-se de um processo de desagregação granular, como referido por Lautridou (1978, 1988). Encontrámos casos destes nas áreas da Malhada Alta (ca. 1400 m) e da Fraga das Penas (ca. 1600 m), locais que ficam cobertos de neve durante intervalos relativamente curtos, e que por isso, nos episódios inverniais mais frios, ficam sujeitos a intensa actividade criogénica (ver Cap. 10.4). Contudo, o mecanismo mais frequentemente observado é a descamação das superfícies graníticas, particularmente frequente quando estas se apresentam alteradas.

Nas áreas mais altas e mais fortemente glaciadas, os efeitos da desagregação não são tão evidentes, embora nos afloramentos de declive suave, mais propícios à manutenção da humidade, ou em sectores com escorrência, se observe uma descamação mais activa. Na

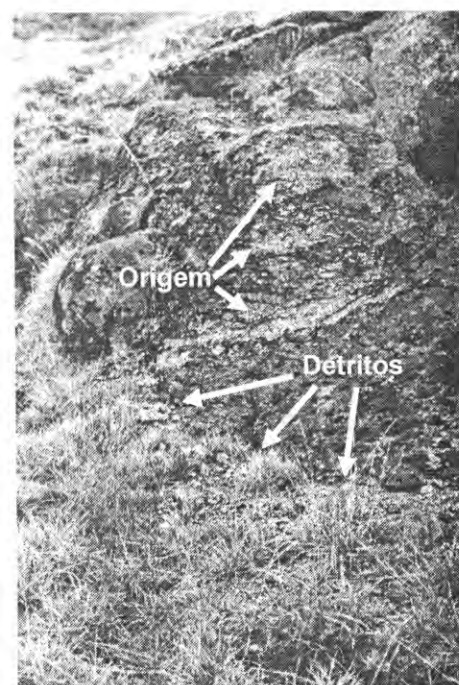


Figura 9.37 – Desagregação superficial activa próximo do Cântaro Raso, num sector com muita humidade. A foto representa uma área com cerca de 2 m² (1900 m de altitude).

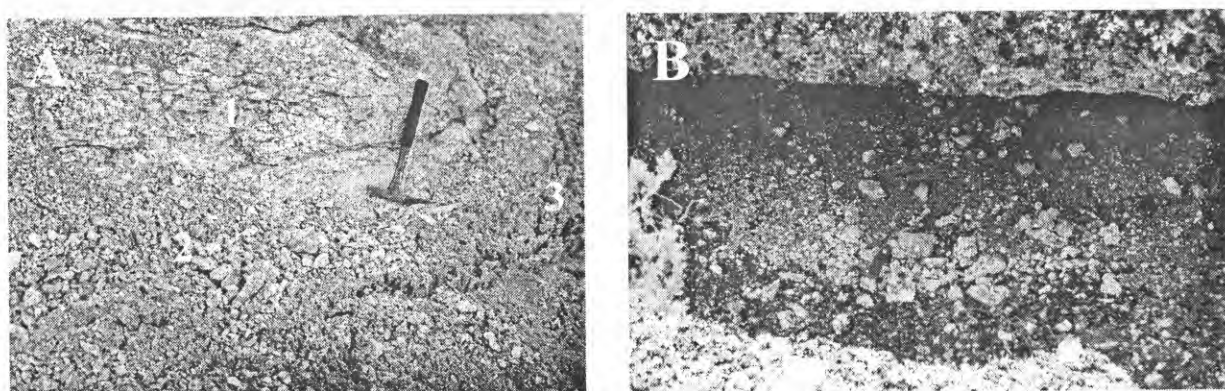


Figura 9.38 – Aspectos da desagregação criogénica de afloramentos graníticos alterados localizados fora da área glaciada. A – Desagregação em curso de um afloramento e transporte por *pipkrakes* do material desalojado. O sector mais claro onde se encontra o martelo (1) foi erodido nos dias anteriores à fotografia, facto que se observa facilmente, pois os fragmentos centimétricos desalojados (2) encontram-se ainda levantados por *pipkrakes* (3) e em posição cimeira no microtalude detritico (Malhada Alta, 1400 m); B – Desagregação na base de uma bola granítica, com a formação de um alinhamento de clastos centimétricos associado ao transporte por *pipkrakes* (Fraga das Penas, 1650 m).

maior parte das vertentes sub-verticais de granito são, onde a humidade se mantém durante menos tempo, a desagregação superficial é menos intensa, facto que se comprova pela quase contínua cobertura de líquenes e musgos. Mas nos locais mais umbrios, em especial acima de 1700 m, encontram-se vestígios de descamação superficial que parecem associados a fenómenos de gelifracção. Isto, porque são processos activos durante o semestre frio, como comprova o material desagregado que se encontra frequentemente sobre a neve na base dessas vertentes (Figs. 9.39 e 9.40). Este tipo de testemunho directo da acção da gelifracção foi

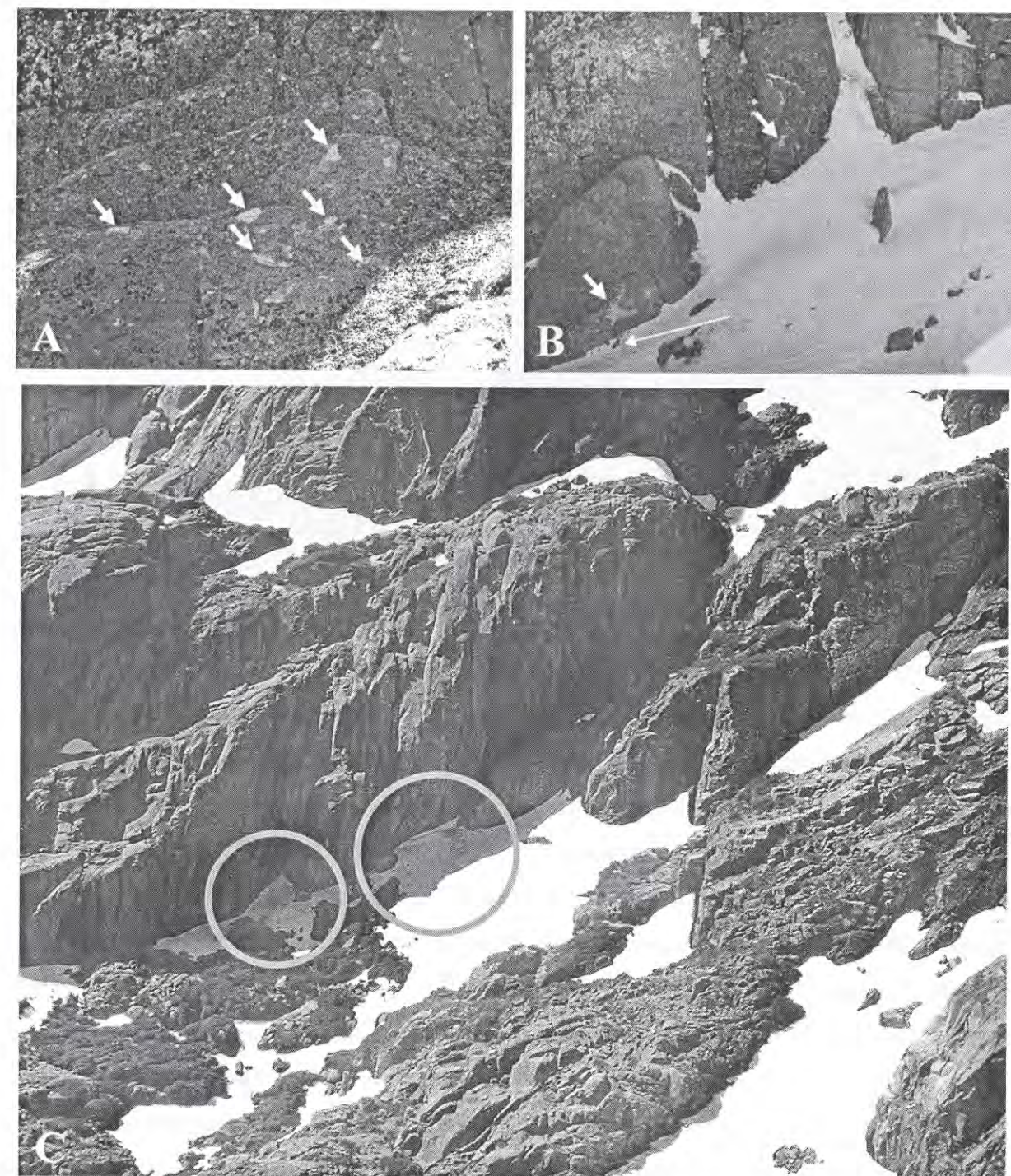


Figura 9.39 – Aspectos da desagregação, provavelmente de origem crioclástica, em escarpas umbrias das áreas altas da Estrela. A – Marcas de desagregação na vertente do Cântaro Raso (1900 m). A área da imagem tem cerca de 4 m de lado; B – Marcas de desagregação (flechas pequenas) e detritos resultantes depositados sobre a neve (flecha comprida) no circo glaciário do Covão Cimeiro (1860 m). A área da imagem tem cerca de 15 m de lado; C – Acumulações detriticas sobre a neve, provavelmente de origem crioclástica, no circo glaciário do Covão Cimeiro (ca. 1800 m). A área da imagem tem 100 a 150 m de lado.

observado nas áreas altas dos circos glaciários do Covão Cimeiro e Covão do Ferro.

O funcionamento relativamente regular das vertentes umbrias acima de 1700 m por processos conducentes à desagregação superficial, reflecte-se nas acumulações detriticas de areias e cascalho que se desenvolvem nos pequenos patamares da base das vertentes, que são

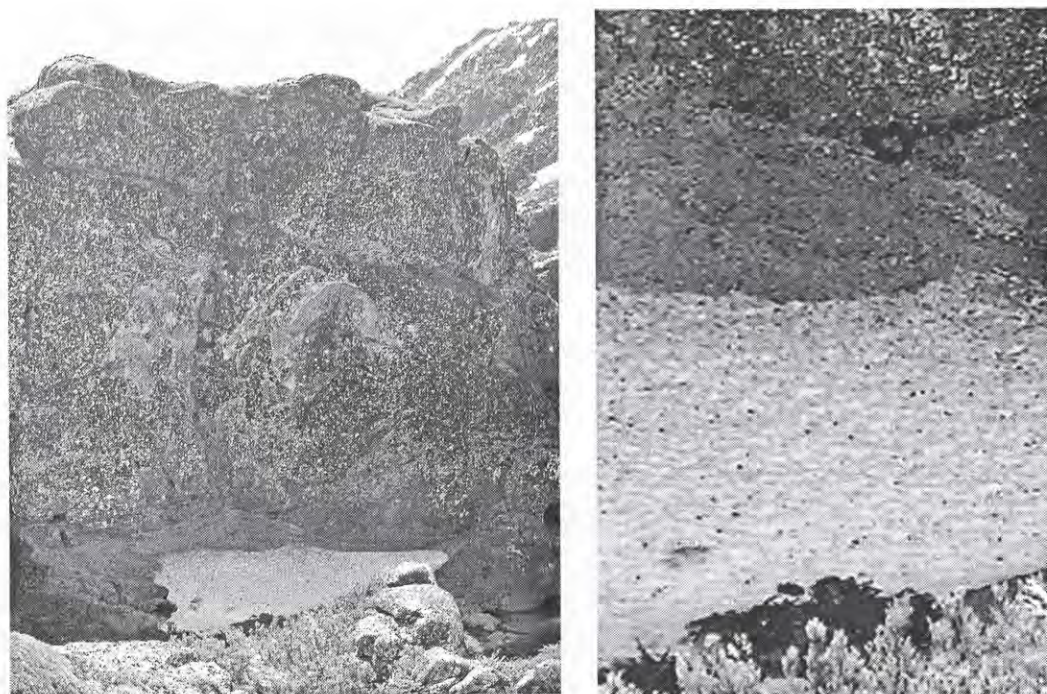


Figura 9.40 – Desagregação actual provavelmente de origem crioclástica num afloramento na cabeceira do Covão do Ferro (1870 m). Notar o talude de cascalho na base do afloramento, e os detritos depositados sobre a neve, na ampliação do lado direito. O afloramento tem cerca de 6 m de altura.

facilmente identificáveis devido à vegetação particular que neles se desenvolve, mostrando também que a taxa de acumulação é inferior à velocidade de crescimento das plantas. Surgem assim, nas vertentes escarpadas, interessantes catenas sedimentares, com processos geomorfológicos característicos, e também com comunidades vegetais típicas, que respondem directamente à variabilidade microtopográfica e microclimática das paredes rochosas. Na figura 9.39-C observa-se um exemplo da dinâmica nas vertentes umbrias, em que nas vertentes domina a desagregação por gelifracção, e nos pequenos patamares, se observa a acumulação do material desagregado, onde devido à escassa insolação, se desenvolve um solo gelado sazonal e se mantém também a neve durante mais tempo. Esses locais constituem microambientes frios com condições fitoclimáticas idênticas às das áreas altas do Maciço Central francês e do andar alpino dos Alpes (Jansen, inf. oral). Aí geram-se processos de solifluxão, que associados à lavagem pluvio-nival e a comunidades vegetais particulares, como a *Sileno elegantis-Luzuletum caespitosae* Jansen inéd. e *Campanulo herminii-Festucetum henriquesii* Rivas-Martínez 1981 (cf. Jansen, 2002), levam à formação de crescentes de vegetação, e por vezes, de pequenos lóbulos de solifluxão (Ferreira *et al.*, 2003; ver Cap. 9.6).

Cabe ainda referir que na vertente norte do Cântaro Gordo, foram encontrados vários blocos decimétricos desabados durante o período de estudo, e cujo carácter actual é notório pela total ausência de líquenes de partes significativas dos blocos, pela presença de marcas de

impacto muito frescas, e obviamente, pelo seu aparecimento ser posterior às primeiras visitas efectuadas ao Cântaro Gordo. Os mecanismos que estão na origem desses desabamentos não estão totalmente esclarecidos, parecendo certo que algumas das quedas de blocos se deram por acção antrópica, pois encontraram-se marcas de um bloco decimétrico, que parece ter sido empurrado do topo do Cântaro Gordo. Contudo, o volume de material envolvido, parece ser excessivo para ter sido causado apenas pela queda de um bloco, mesmo considerando o desalojamento de mais material durante a queda. Fica portanto esta nota, merecendo este tópico atenção futura, de modo a avaliar se existe, de facto, alimentação actual natural de blocos na cascalheira da vertente norte do Cântaro Gordo. Caso exista, ela é esporádica, pois são escassos os blocos sem líquenes, aspecto que contrasta com a grande maioria, totalmente coberta. Cabe ainda salientar que a monitorização das temperaturas da rocha na mesma vertente, revelou que a congelação a profundidades superiores a 17 cm é frequente, e repete-se anualmente, o que lhe confere um carácter de rocha gelada sazonal. Este facto é importante, pois torna possível a segregação de gelo a uma profundidade decimétrica, que pode permitir o desalojamento de blocos da dimensão daqueles que desabaram recentemente (Matsuoka *et al.*, 1998; Matsuoka e Sakai, 1999; Hall *et al.*, 2002).

Em síntese, a desagregação das superfícies rochosas por processos ligados ao frio, é activa na Serra da Estrela, especialmente acima de 1400 m, dominando claramente a microgelifracção sobre a macrogelifracção, que a existir é um fenómeno pontual. A predisposição da rocha para a gelifracção é um factor essencial, e as observações mostram que no geral, quanto menor a altitude, maior a predisposição da rocha, o que facilita a desagregação por processos azonais, como é o caso dos *pipkrakes*. Já nas áreas onde a rocha se encontra menos alterada, a gelifracção é menos intensa, e ocorre nas áreas altas, preferencialmente nas vertentes mais umbrias e expostas a norte, acima de 1700 m. A escassez de vestígios de microgelifracção nas vertentes soalheiras deve estar ligada à menor disponibilidade hídrica (Matsuoka *et al.*, 1998), e não tanto ao efeito das oscilações de temperatura na rocha, pois o número de ciclos gelo-degelo é semelhante ao das vertentes expostas a norte, e mesmo as oscilações de temperatura (efeito de choque térmico) são muito maiores (ver Cap. 10.5).

9.8.2. A acção dos incêndios na desagregação

Na Serra da Estrela os incêndios são muito frequentes durante o Verão e são mesmo um dos principais agentes da evolução da paisagem, principalmente no que respeita ao coberto

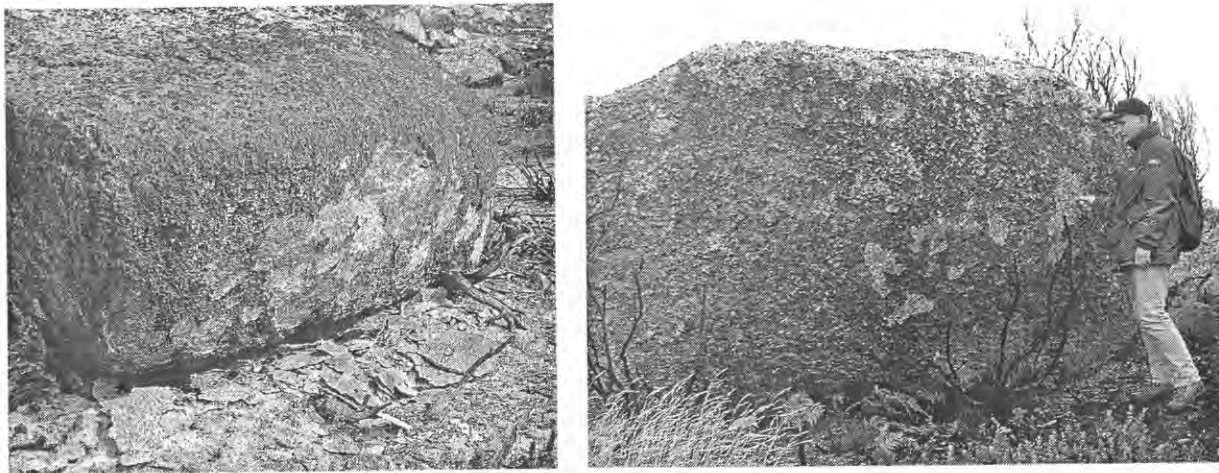


Figura 9.41 – Aspectos da descamação de blocos graníticos por acção de incêndios (igniclastia) no Vale do Conde (esquerda – 1600 m de altitude) e na Alta Barroca das Lameiras (direita – 1550 m de altitude).

vegetal. São normalmente ateados por pastores nos dias mais secos para abrir passagem para o gado, através dos densos matos que cobrem as vertentes de acesso às pastagens de Verão nos planaltos. Um outro objectivo é favorecer o crescimento de gemas de renovo que proporcionem alimento ao gado. Os incêndios ligados à pastorícia são ateados mais frequentemente nas vertentes expostas a sul, pois são as mais secas, e os locais onde estes se propagam de modo mais efectivo. Há também os incêndios de origem criminosa que causam danos significativos, e os incêndios naturais, que devem ser mais raros.

Os efeitos dos incêndios sobre os afloramentos rochosos e blocos têm sido referidos por diversos autores (por exemplo: Coudé-Gaussen, 1981; Zimmerman, 1994; Vieira, 1995) e traduzem-se essencialmente na descamação. É contudo importante mencionar, que o principal papel geomorfológico dos incêndios se dá ao nível da erosão hídrica dos solos e da preparação do substrato para a ocorrência de movimentos de massa, em especial de escoadas de detritos que acompanham episódios de precipitação prolongada (Cap. 9.11.2).

A grande extensão dos incêndios que ocorrem todos os anos, mesmo nas áreas mais altas da Serra da Estrela, especialmente onde se desenvolvem matos, tem reflexos geomorfológicos importantes ao nível da desagregação das superfícies rochosas, facto que pudemos testemunhar por várias vezes, em visita às áreas ardidas. Em vários casos, observámos a libertação de fragmentos com comprimento e largura decimétricos, e espessura centimétrica, a partir de blocos morénicos (Fig. 9.41). Aliás, uma das formas de identificar à distância as manchas de área ardida nas áreas graníticas, é observar as áreas onde o substrato apresenta uma cor mais clara nas vertentes. Essa situação ocorre, por uma lado, devido à fragmentação das superfícies expostas, mas também devido à morte dos líquenes e musgos que normalmente cobrem os afloramentos rochosos.

9.8.3. A acção dos líquenes

Também no âmbito da desagregação das superfícies rochosas, merece breve referência a acção erosiva biogénica dos líquenes saxícolas, os quais são muito frequentes e têm uma elevada diversidade de espécies na Serra da Estrela, provavelmente devido à longa história da área, ao seu isolamento, baixos níveis de poluição do ar, elevada variação bioclimática e presença de um grande número de biótopos (Van der Boom e Jansen, 2002). Foram observados vários casos, em que sob líquenes de desenvolvimento circular, se encontravam grânulos de quartzo e feldspato destacados da rocha, e envolvidos no líquen, que mostram a sua eficácia (Fig. 9.42). Aliás, a acção dos líquenes na desagregação das superfícies rochosas é bem conhecida (ver, por exemplo: Cooks e Otto, 1990; Etienne, 2002; Hall *et al.*, 2002) e reflecte-se na modificação de texturas da superfície, na descamação, na depleção de catiões, na dissolução de cristais e na precipitação de gel amorfo na superfície dos cristais (Chen *et al.*, 2000). Nos granitos a sua acção parece fazer-se sentir essencialmente na alteração das micas, e em particular da biotite, embora vários autores refiram também a alteração dos feldspatos (Prieto *et al.*, 1994 citados por Chen *et al.*, 2000). Em alguns casos, em particular onde a dinâmica morfogénica por processos abióticos é mais significativa, uma densa cobertura de líquenes pode proteger a superfície rochosa da erosão por vários processos, como por exemplo, o *rainsplash*, a corrosão e a haloclastia (Chen *et al.*, 2000).



Figura 9.42 – Detalhe de um líquen (grande mancha cinzenta) na superfície de um bloco granítico, sendo visíveis vários cristais de quartzo e feldspato destacados, ou quase destacados, da superfície original, e envolvidos pelo líquen (Alta Barroca das Lameiras, 1550 m).

9.9. O EFEITO MORFOGENÉTICO DA CORRASÃO NIVO-EÓLICA

A corrasão é um processo que tem sido estudado especialmente nas regiões áridas e semiáridas quentes, e define-se como o efeito abrasivo de polimento causado por partículas sólidas transportadas pelo vento (Seppälä, 2004, p. 119). Outras regiões onde os efeitos da corrasão são conhecidos, são as áreas marginais dos *inlandsis* plistocénicos do hemisfério norte, onde surgem frequentemente ventifactos e calhaus polidos (Åkerman, 1987; Christiansen e Svensson, 1998), os desertos polares, e em particular as áreas livres de gelo da Antártida (French, 1976; Matsuoka *et al.*, 1996; Seppälä, 2004). Mais escassos, são os estudos da corrasão em ambientes de montanha, embora estas, graças à elevada altitude, sejam frequentemente sujeitas à ocorrência de ventos fortes, e como tal com elevado potencial morfofenético.

Uma limitação à acção da corrasão em montanha é o forte declive, que mitiga as áreas de alimentação de material para a saltação. Porém, em montanhas com áreas planálticas, como é o caso da Serra da Estrela, as condições para que ocorra a saltação parecem estar reunidas, pelo menos no que se refere aos agentes de transporte (ventos fortes) e superfícies aplanadas onde este possa ocorrer. Apenas faltaria o material necessário para ser transportado e produzir o efeito corrasivo sobre os obstáculos, pois como mostrámos no capítulo 8, as superfícies planálticas da Estrela são dominadas por afloramentos de rocha nua, ou por superfícies de areias graníticas, mas geralmente demasiado grosseiras para que se dê o transporte por saltação. Mesmo sabendo que parte do carácter grosseiro das areias graníticas superficiais se deve à perda de finos por deflação, o material removido deve ser relativamente escasso, pois a partir do momento em que a película de grânulos superficial se forma, a superfície do solo fica protegida (Thorn e Darmody, 1985). Aliás, durante os trabalhos de campo, nunca observámos quantidades significativas de material em movimento por acção do vento (apenas micas durante o Verão); observámos sim, o vento a transportar cristais de neve, e esses sim, podem ter um efeito significativo após prazos longos sobre as superfícies rochosas expostas (French, 1996). Este aspecto foi realçado por Åkerman (1987) nas Spitsbergen e por Humlum e Christiansen (1998) nas Ilhas Faroé, em particular em locais onde não existe material arenoso para ser transportado pelo vento, mas em que surgem marcas de corrasão. Seppälä (2004) apresenta uma excelente síntese sobre o tema, e dá ênfase ao efeito da neve na corrasão. Esta é especialmente eficaz do ponto de vista morfofenético na Antártida (Matsuoka, 1996; Seppälä, 2004).



Figura 9.43 – Aspectos da corrasão nivo-eólica em blocos nos planaltos da Serra da Estrela. A - bola granítica com neve na face exposta ao vento, testemunhando o transporte nivo-eólico nos dias anteriores. Notar a escassez de neve no solo (Fraga das Penas); B - dissimetria na cobertura líquénica, testemunhando a importância da corrasão nivo-eólica de oeste (esquerda) no Cântaro Raso.

As tempestades de neve (*blizzards*) são frequentes na Estrela, e podem mesmo ocorrer no mês de Junho (com. pessoal, Jansen). Aliás, imediatamente a seguir a episódios com deriva eólica da neve, encontram-se nos planaltos da Estrela testemunhos directos da sua intensidade, que se reflecte nos blocos atapetados com neve na face noroeste, em contraste com as outras faces e com a área envolvente, onde a neve não se encontra (Fig. 9.43-A).

A observação atenta dos afloramentos rochosos e blocos nos sectores mais expostos dos planaltos, em particular acima de 1500-1600 m de altitude, revela uma nítida e frequente dissimetria na cobertura líquénica, que é geralmente densa, excepto nas faces expostas ao quadrante oeste (com variações locais entre sudoeste e noroeste), onde está praticamente ausente (Fig. 9.43-B). Essa ausência de líquenes está ligada à corrasão causada pela neve (nivo-eólica), e que mitiga o desenvolvimento dos líquenes nas faces mais expostas aos rumos indicados. Esta dissimetria na cobertura líquénica é mencionada por diversos autores como indicador da direcção dos ventos mais erosivos (Rudberg, 1968; Åkerman, 1980; Humlum e Christiansen, 1998 e Seppälä, 2004). Outros exemplos semelhantes ocorrem um pouco por todo o planalto, particularmente nas áreas do Piornal, Curral do Martins, Fraga das Penas e Cântaro Raso. É de notar que os locais onde existem saliências rochosas numa superfície plana, quer se tratem de *tors* ou de blocos morénicos, facilitam desde logo a ocorrência do processo.

Observações cuidadas em alguns blocos mais expostos, permitiram ainda identificar alguns aspectos do micromodelado de origem nivo-eólica¹⁵. Tratam-se essencialmente de polimentos que se encontram nas arestas mais expostas, e que podem ser centimétricos a decimétricos

¹⁵ Agradecemos a Ole Humlum, que nos chamou a atenção para a possibilidade deste tipo de micromodelado ocorrer na Estrela.

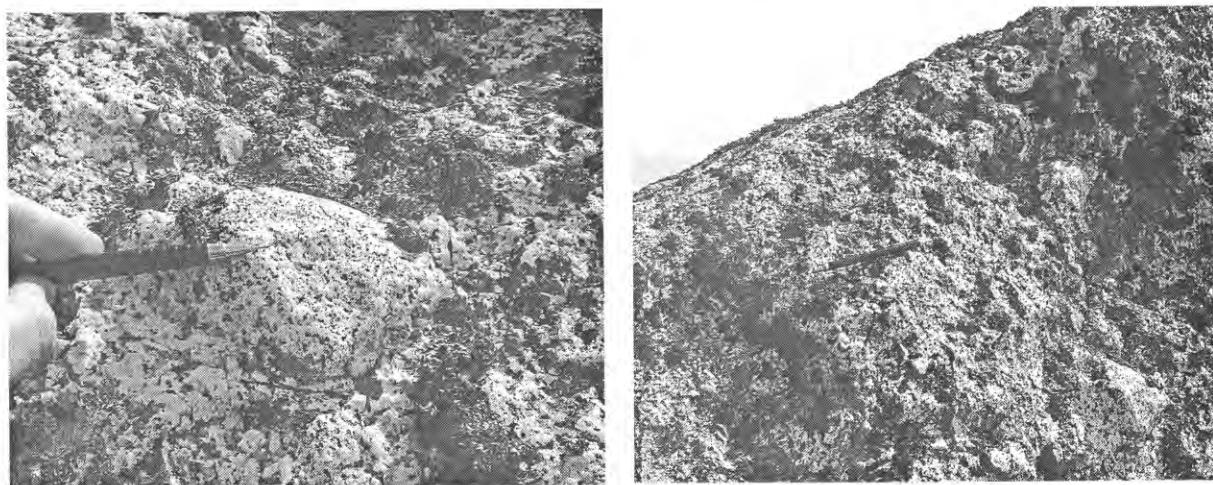


Figura 9.44– Aspectos do micromodelado causado pela corrasão nivo-eólica em blocos dos planaltos da Serra da Estrela.

(Fig. 9.44). Estes tipos de polimento distinguem-se dos de origem glaciária, pelo carácter mais irregular da superfície, ausência de estrias, ocorrência preferencial nas arestas ou superfícies expostas a oeste ou noroeste e pela ausência de líquenes. Outra característica apontada por Christiansen e Svensson (1998, p. 4), é o facto dos sectores polidos, quando comparados com a restante superfície da rocha, surgirem como um elemento estranho no seio de uma superfície rochosa irregular. Desta forma, marcas de corrasão foram encontradas num bloco exposto no topo do Cântaro Raso, e também no Curral do Martins e a sul do Alto da Torre, sempre a altitude superiores a 1700 m. É de salientar, que não fizemos uma busca exaustiva destas formas, e que se tratam de observações isoladas, pelo que um estudo mais detalhado seria bastante útil.

Ainda segundo Christiansen e Svensson (1998), num estudo acerca da corrasão por areias durante o Vistuliano Superior na Dinamarca, as litologias mais favoráveis à manutenção do micromodelado, são aquelas com quartzo e feldspato, característica que coincide com os granitóides da Estrela.

A posição dos blocos com marcas de corrasão no interior da área glaciada, sugere uma idade pós-glaciária para os testemunhos de corrasão encontrados, aspecto que a ausência de líquenes apoia, indicando, pelo menos, uma actividade actual suficiente para que estes não se desenvolvam. Para tentar validar esta interpretação, instalámos em 1998 no Cântaro Raso (1910 m) e Fraga das Penas (1630 m), vários tubos de PVC de 5 cm de diâmetro e 84 cm de altura, pintados com tinta acrílica branca, e enterrados na vertical (Fig. 9.45). A utilização dos tubos de PVC baseou-se no trabalho de Åkerman (1980), que adoptou tubos semelhantes, mas em *plexiglass*, após ter verificado que garrafas de vidro tinham uma resposta muito lenta à corrasão em períodos curtos. A opção pela pintura dos tubos, teve como objectivo arranjar



Figura 9.45 – Tubo para monitorização da corrasão nivo-eólica instalado no Cântaro Raso. Ambos os tubos neste local foram vandalizados.

um suporte que registasse mais rapidamente a corrasão, do que o desgaste do PVC, que será certamente muito mais lento. Na realidade, inicialmente não sabíamos se a tinta se ia degradar de modo irregular em todo o tubo, como resposta aos diversos efeitos atmosféricos; mas felizmente, tal não veio a suceder, e a regularidade da decapagem da tinta e a sua coincidência com a dissimetria da cobertura líquénica dos afloramentos rochosos, levam-nos a considerar os tubos pintados, como bons indicadores da corrasão nivo-eólica.

O efeito da corrasão sobre os tubos pintados fez-se sentir rapidamente, e tanto os tubos para monitorização da corrasão, como os pés de suporte dos postos termométricos (com características semelhantes, mas instalados em 1999 – ver Cap. 10.2.3), revelavam em 2001, uma clara degradação na tinta entre oeste e sudoeste (Fig. 9.46). O primeiro destes rumos, é aquele que apresenta as maiores velocidades de vento durante todo o ano na estação meteorológica das Penhas Douradas, mas com os máximos coincidindo com os meses de Novembro a Fevereiro, que apresentam velocidades médias mensais de 30 a 35 km/h (Fig. 9.47).

Os tubos da área da Fraga das Penas registaram marcas importantes de corrasão até cerca de 80 cm de altura (Fig. 9.46-A e B). O posto termométrico do Alto da Pedrice registava marcas até cerca de 100 cm de altura (Fig. 9.46-D), e o do Piornal foi todo afectado, tendo atingido cerca de 120 cm de altura (Fig. 9.46-C). É interessante notar que o posto termométrico do Cântaro Gordo, que esteve instalado naquele local durante 6 anos, não revela praticamente marcas de corrasão (Fig. 9.46-E). Os tubos localizados no Cântaro Raso foram destruídos por vandalismo, e não forneceram resultados.

Os resultados obtidos reflectem principalmente os efeitos da altitude e da posição

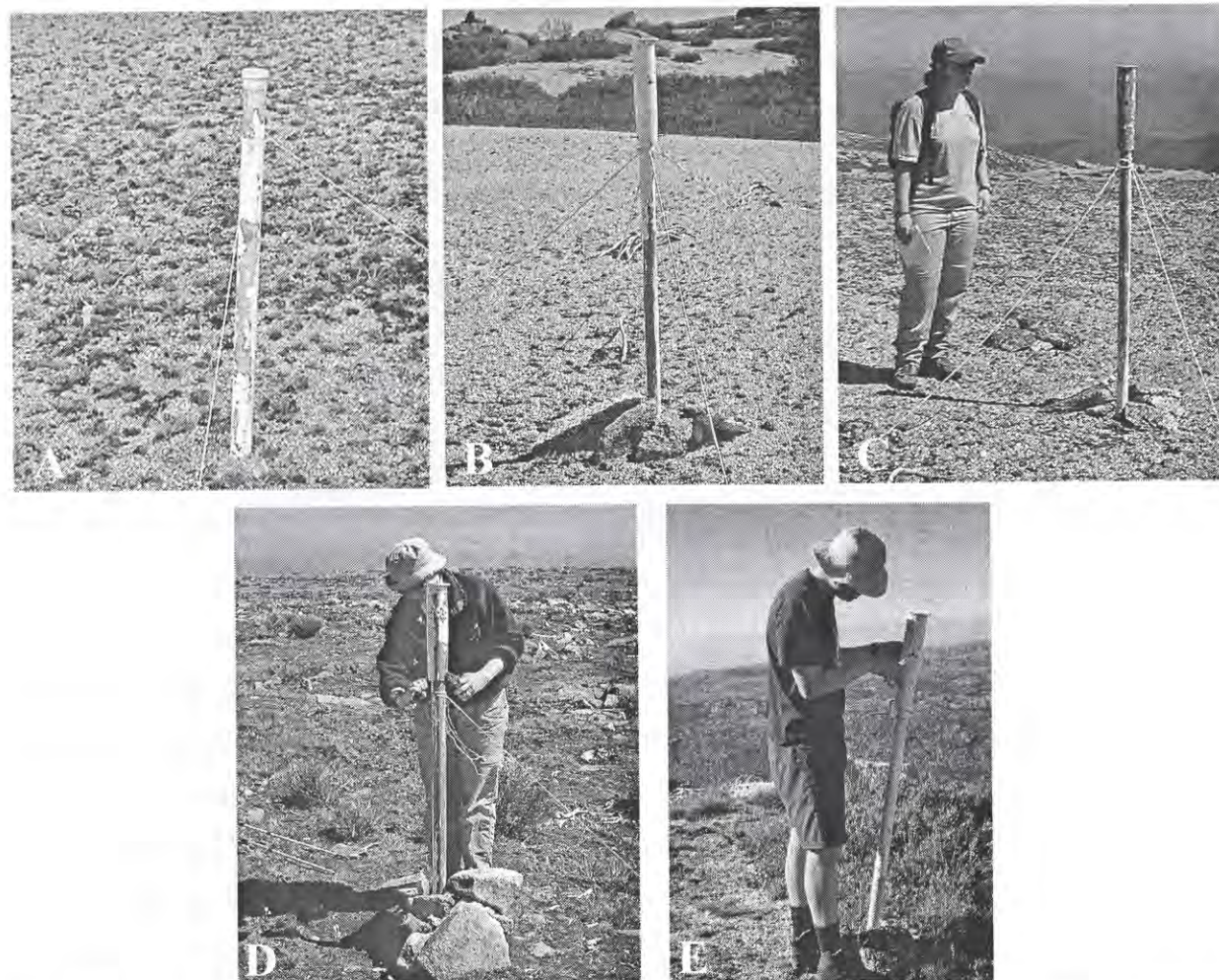


Figura 9.46 – Marcas de corrosão nos tubos de PVC pintados e nos postos termométricos instalados na Serra da Estrela. A e B – Fraga das Penas (1630 m), C – Piornal (1760 m); D – Alto da Pedrice (1760 m); E – Escassa corrosão no Cântaro Gordo (1875 m).

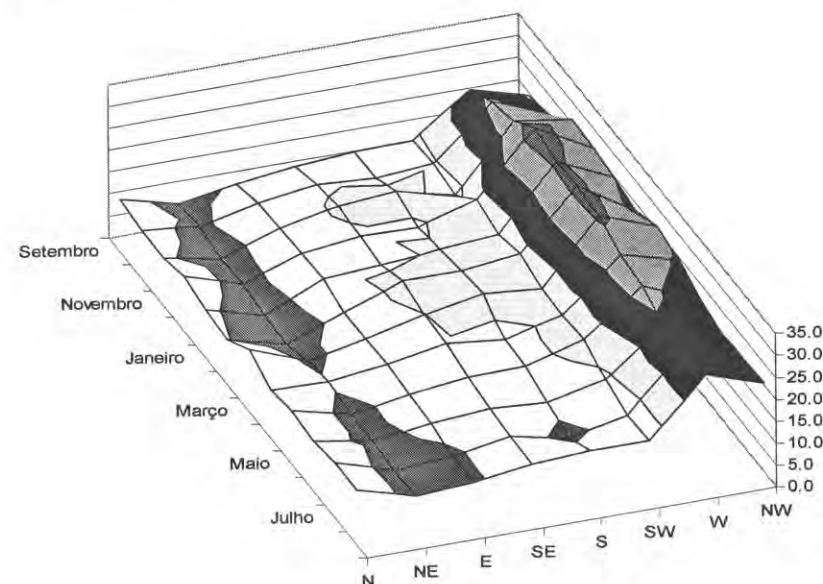


Figura 9.47 – Velocidade média mensal do vento (km/h) por rumo na estação meteorológica das Penhas Douradas no período de 1953-88. Os tons de cinzento realçam as diferenças entre as classes de velocidade do vento indicadas no eixo vertical.

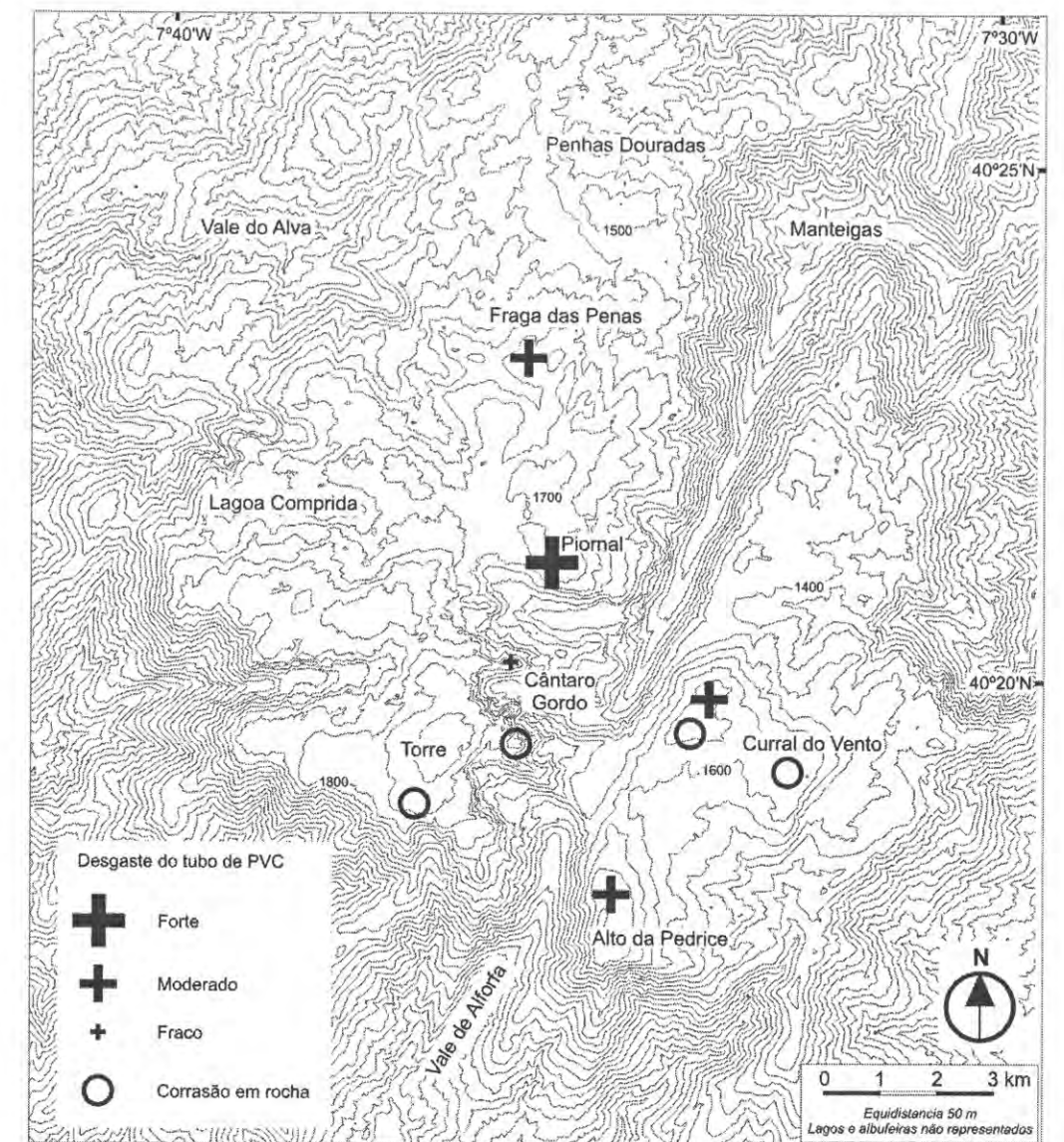


Figura 9.48 – Localização dos tubos de corrosão e intensidade da corrosão, e locais com corrosão em superfícies rochosas. Não foi feito um levantamento sistemático da corrosão em superfícies rochosas.

topográfica. Assim, com o aumento da altitude, há uma tendência para aumentar a altura da corrosão no tubo, facto que se pode explicar pelo vento mais forte, e pelo maior número de dias com queda de neve e sua mais longa permanência no solo, aumentando a disponibilidade para o transporte. A posição topográfica parece exercer influência na quantidade de tinta que o tubo perde, tendo particular significado a existência de uma superfície plana a ocidente, quadrante de onde os ventos que transportam os cristais de neve são mais frequentes. Nota-se a este título, uma diferença clara entre a corrosão no Alto do Piornal e no Alto da Pedrice. O primeiro é um topo alongado na direcção oeste-este, com uma ampla superfície de declive suave a ocidente. Quanto ao tubo do Alto da Pedrice ele encontrava-se próximo do limite ocidental do planalto, sendo a área de alimentação de neve a ocidente, de apenas escassas centenas de metros quadrados (Fig. 9.48). É interessante também a pouca corrosão registada

no Cântaro Gordo, que se poderá dever ao facto de ser uma crista isolada, que não deve receber muita quantidade de neve soprada pelo vento, pois ela ao ser transportada dos planaltos a ocidente, vai-se acumular nas vertentes do Covão Cimeiro, e do Vale da Candeeira.

É ainda de notar, que a altura da neve no solo nos episódios de transporte nivo-eólico deve ser também um factor importante, pois tem implicações directas na altura da corrasão máxima, uma vez que o transporte nivo-eólico tem como referencial de base, a superfície do manto nival. Este é um tema de discussão interessante no âmbito das mudanças climáticas, em particular no que se refere às variações na duração da neve no solo.

9.10. OBSERVAÇÕES PRELIMINARES ACERCA DOS NICHOS DE NIVAÇÃO

A nivação refere-se ao conjunto de processos originados e amplificados por mantos de neve, ou a formas geneticamente atribuídas a coberturas nivosas localizadas (neveiros), ou por estas retocadas (Thorn, 1988). O termo engloba, por isso, uma grande diversidade de processos morfogenéticos e não deve ser entendido, por si só, como um processo simples. Aliás, por essa razão, o seu uso tem suscitado amplos debates e controvérsias no seio da comunidade de geomorfólogos (ver por exemplo, Thorn, 1978, 1988; Hall, 1998b; Thorn e Hall, 2002). A nivação é um tema que apenas afloramos, e este texto resulta de observações esporádicas, mas que oferecem uma perspectiva geral acerca da natureza do problema na Serra da Estrela. A figura 6.47 apresentada por Hall (1998b) num artigo em que aborda a questão da nivação e da crioplanação, sistematiza bem os vários processos geomorfológicos envolvidos e a sua complexidade. Tendo em conta esta complexidade geomorfológica, Christiansen (1996) propôs que a utilização do termo nivação seja feita de um modo abrangente, semelhante ao uso do termo glaciação.

No âmbito das áreas altas da Serra da Estrela, a nivação merece referência, pois encontram-se embutidas nos planaltos, especialmente acima de 1800 m de altitude, várias pequenas depressões, com exposições variadas, mas sempre com influência da sombra, e frequentemente abrigadas do vento, onde a neve se acumula preferencialmente e se mantém durante mais tempo durante a fusão. Neste trabalho designamos essas concavidades, por **nichos de nivação**, embora estes devam ser entendidos num sentido lato, essencialmente como correspondendo aos locais onde actualmente se concentram processos ligados à acção da neve.

Na realidade, sem um estudo detalhado, é impossível estabelecer se essas depressões são verdadeiros nichos de nivação, no sentido de terem sido causadas pela neve ou se, se tratam de concavidades pré-existentes que foram ocupadas e retocadas pela neve. Este é um problema recorrente em muitos estudos acerca da nivação, mesmo nas regiões polares (Thorn e Hall, 2002). A escassez de material não-coerente nas partes altas da Estrela, e o domínio dos afloramentos de granito pouco alterado, são aliás importantes factores limitantes para uma actuação dos processos ligados à nivação. Christiansen (1998) considera que em rocha sã, os nichos não se podem desenvolver. Porém, Berrisford (1992) citado por Thorn e Hall (2002) considera que no contacto entre a neve e a rocha, especialmente na *randkluft*, pode ocorrer significativa actividade geomorfológica. Num estudo efectuado no Japão, Karyia (2002) mostrou que os processos de escoamento ligados à fusão da neve são mais importantes do

ponto de vista geomorfológico do que a gelifracção e a criorreptação, o que pode ter consequências no desenvolvimento dos neveiros sobre rocha sã.

Não existem neveiros permanentes na Estrela e a cobertura nival pode ser reduzida, mesmo durante o Inverno. Porém, é frequente encontrar pequenos neveiros no mês de Junho, e nalguns anos, mesmo em Julho. É de notar que Lautensach (1929, 1932) refere uma duração do solo coberto de neve de 5 meses nas Penhas Douradas (muito superior aos 51 dias das normais de 1941-70), e de 8½ meses no Alto da Torre, o que certamente teria como consequência a existência de neveiros permanentes no início do séc. XX, mesmo abaixo do planalto cimeiro.

Um aspecto que poderá marcar a diferença no efeito morfogenético da neve entre as regiões mediterrâneas e as montanhas temperadas e as regiões polares, é o regime das chuvas. Como é sabido, as primeiras são caracterizadas por uma estação quente e seca, enquanto nas outras, a estação quente é também mais húmida. Isto significa que nas regiões mediterrâneas, a influência dos neveiros nos processos hídricos, tanto no próprio nicho, como a jusante, pode ser mais sentida que nas regiões com precipitações de Verão, onde os contrastes espaciais no regime hídrico não serão tão acentuados. Um outro aspecto interessante, é o facto de a presença de neve não ser contínua durante a estação fria, podendo ocorrer intervalos praticamente sem neve, seguidos de episódios com neve abundante. Isso pode suceder várias vezes num mesmo ano, o que quer dizer, que a nivação pode ser mesmo mais activa que nas regiões frias, pois o padrão espacial da fusão repete-se de modo geralmente regular. Este é também um facto que merece uma maior atenção futura.

Os nichos de nivação observados no Planalto da Torre têm comprimentos e larguras métricos a decamétricos, não ultrapassando normalmente mais de 50 a 100 m². São talhados em rocha sã ou pouco alterada, apresentando pequenas vertentes métricas, de declive variável. Um aspecto importante nos nichos de nivação observados, é o facto de nos seus fundos, se encontrarem frequentemente acumulações de material silto-arenoso, onde se desenvolvem prados (Fig. 9.49). Essas acumulações são muitas vezes mais espessas junto ao rebordo da parede montante, no sector onde a neve permanece durante mais tempo. Este padrão indica que a neve no nicho funciona como uma armadilha para os sedimentos finos transportados pelo vento, ou pelo escoamento e por processos pluvio-eólicos (Fig. 9.50). Observámos situações idênticas nas Ilhas Shetlands do Sul, onde as condições são muito ventosas, e onde os sedimentos transportados pelo vento, acabam por ficar retidos nos neveiros permanentes, surgindo sob estes em anos excepcionalmente quentes, aquando da sua fusão.



Figura 9.49 – Pequeno nicho de nivação (Salgadeiras, 1850 m). A parte do fundo do nicho próxima da parede apresenta um arrelvado que se desenvolve onde existe sedimento fino (A). A jusante, observa-se um pavimento de blocos subnival (B).

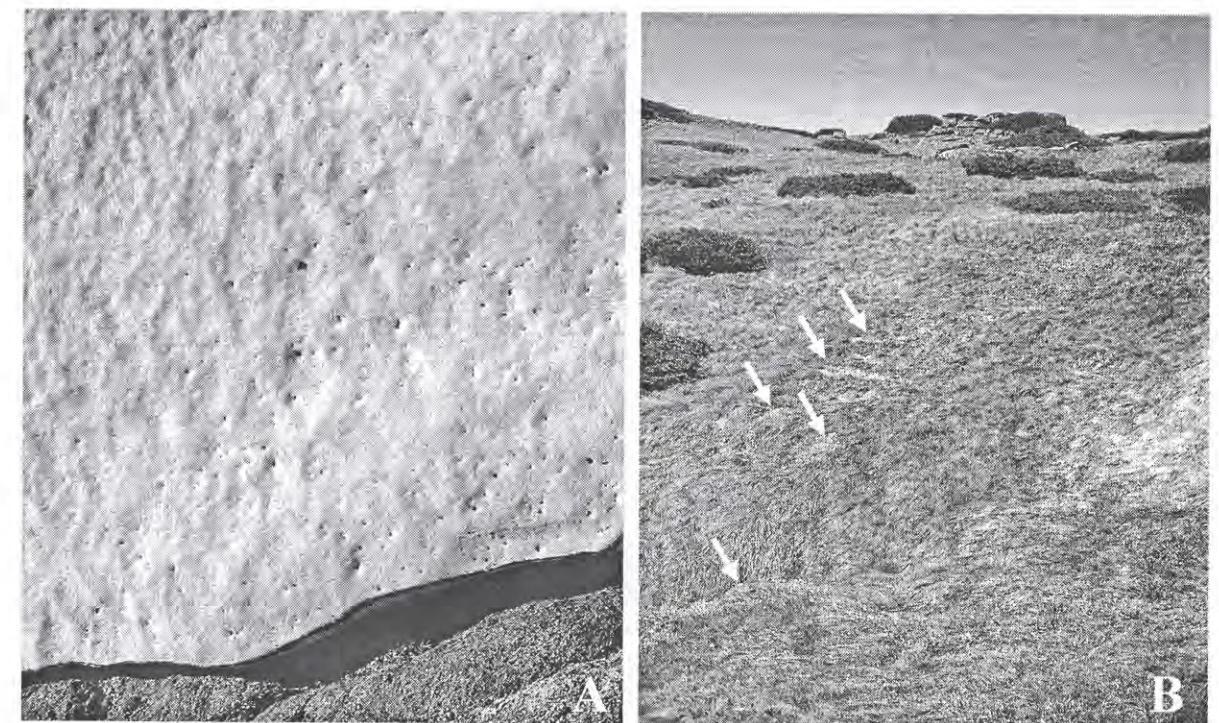


Figura 9.50 – Aspectos da influência dos neveiros na sedimentação. A – Sedimentos finos e matéria orgânica na superfície da neve num nicho de nivação na área das Salgadeiras; B – Arrelvado em nicho de nivação, com areias depositadas sobre a vegetação (setas) pelo escoamento associado à fusão do neveiro (Planalto da Torre).

Nos neveiros da vertente ocidental do Cântaro Raso a 1890 m de altitude, que têm vegetação descontínua e declive do fundo acentuado, dominam os processos ligados ao escoamento e lavagem superficial da fracção fina. Aí é interessante observar a formação de **pavimentos de blocos subnivais**, que resultam da interacção entre o escoamento da fracção fina induzido pela fusão, e do peso da neve (Washburn, 1979; Hall, 1998) (Fig. 9.51). O

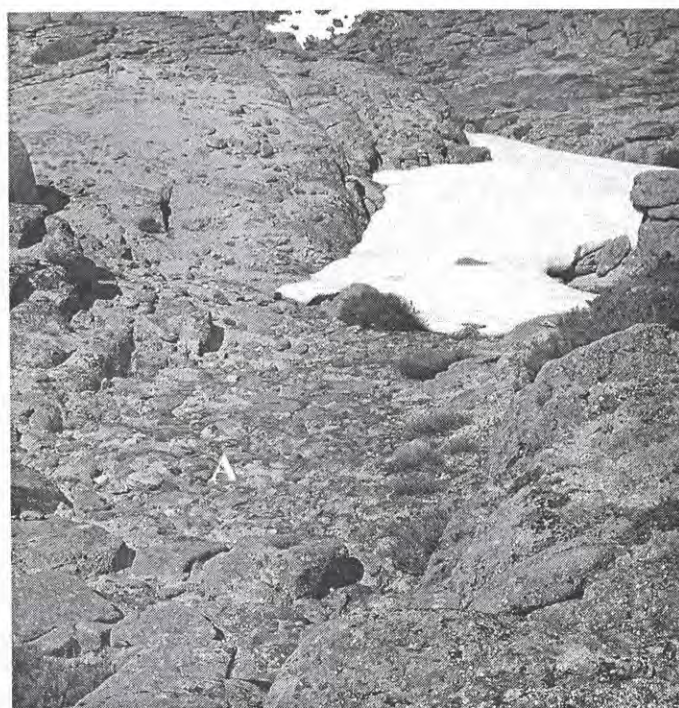


Figura 9.51 – Nicho de nivação controlado pela estrutura e neveiro no Cântaro Raso (1890 m). A vista faz-se de montante para jusante. Em primeiro plano é visível um pavimento de blocos subnival (A).



Figura 9.52 – Neveiro com fendas de tracção transversais denotando movimento da massa de neve (Alto da Torre, 1950 m). A fotografia abarca uma largura de cerca de 30 a 40 m.

primeiro leva à formação de um depósito residual por lavagem de finos, enquanto o segundo, origina o assentamento dos calhaus e blocos sobre o seu eixo maior (Pissart e Francou, 1992). O deslizamento basal da neve, referido por vários autores (Costin *et al.*, 1964 e Thorn, 1978 em Shakesby, 1997), pode também favorecer a formação dos pavimentos subnivais, e embora não tenhamos observado testemunhos desse processo nos nichos de nivação referidos, observámo-las em neveiros a sudoeste do Alto da Torre, onde foram encontradas várias fendas na superfície da neve que atestam o seu deslocamento (Fig. 9.52).

Nas áreas dos planaltos com rególito, que ocorrem especialmente abaixo de 1750 m, a neve permanece actualmente durante períodos curtos e, para além dos processos ligados à corrosão nivo-eólica, não parece ter um significado geomorfológico muito significativo. Notam-se, no entanto, em alguns locais, dissimetrias na vegetação que parecem associadas à neve. São exemplo disso, os barrancos expostos a norte na área do Piornal (1750 m) onde a neve tem provavelmente alguma influência na vegetação e na própria dinâmica actual, embora esta questão na realidade, não tenha sido estudada em detalhe. Será aliás interessante estudar a influência que a nivação teve num passado recente, especialmente se considerarmos as temperaturas mais baixas e mais extensa cobertura de neve, de algumas décadas atrás, ou seja, uma abordagem no sentido dos trabalhos de Palacios e Sánchez-Colomer (1997a e 1997b), Palacios e Andrés (2000) e Sancho *et al.* (2001) nas Serras de Guadarrama e Gredos, onde foram encontrados interessantes efeitos da nivação, em particular ligados à sua maior actividade há algumas décadas.

9.11 DINÂMICA ACTUAL DOS TALUDES E CONES DE DETRITOS

Os taludes e cones de detritos são formas típicas das regiões de montanha e são também frequentes nos altos vales da Estrela, em particular nas áreas que estiveram sujeitas à glaciação plistocénica. Os exemplos mais desenvolvidos encontram-se no Alto Vale do Zêzere a montante de Manteigas, bem como no Alto Vale de Alforfa. Tratam-se essencialmente de formas herdadas, embora esporadicamente experimentem ainda a ocorrência de desabamentos e de escoadas de detritos, com consequências importantes na dinâmica morfogenética actual, e naturalmente para a ocupação do território, pois são processos geradores de elevada perigosidade.

9.11.1. Desabamentos

Os desabamentos são esporádicos na Serra da Estrela, e durante o período de estudo (1995-2004), além de casos de pequenas quedas de blocos e calhaus nas estradas, apenas registámos pequenos desabamentos na parte mais alta da serra, sendo de destacar os da área do Covão Cimeiro (Cântaro Gordo e Cântaro Magro).

Os desabamentos do Cântaro Gordo ocorreram na vertente norte, a cerca de 1850 m de altitude, no Inverno de 2000-01¹⁶ e identificam-se facilmente, pois encontram-se vários blocos decimétricos fracturados recentemente, e com superfícies frescas e não colonizadas por líquenes, espalhados na parte alta do talude detrítico superior (Figs. 9.53 e 9.54). São também visíveis marcas de impacto na escarpa rochosa acima do talude detrítico, mas não encontrámos na escarpa a cicatriz original (Fig. 9.54-B). Porém, no topo do Cântaro Gordo, existe um campo de blocos angulosos métricos, que em alguns locais têm estrutura em *open-work*, mas noutros, apresenta abundante matriz silto-arenosa, a suportar os blocos. Nesse local, encontrámos o molde nítido de dois blocos decimétricos que tinham sido removidos recentemente do seio da matriz. Em nosso entender, foi o desalojamento desses blocos que deu origem aos vestígios de desabamento encontrados no talude situado a jusante, e que resultam da sua fracturação, bem como dos impactos na descida da escarpa. É de notar que o desalojamento dos blocos parece ter sido antropogénico, pois o modo como estes se encontravam embutidos no sedimento, torna difícil antever um outro processo desencadeante (Fig. 9.55-A). A observação de blocos *in situ* na área envolvente, permitiu porém encontrar

¹⁶ A 1/7/00 apenas existia 1 bloco decimétrico fresco no talude; a 12/12/00 verificámos novos blocos desabados no talude; e finalmente, a 14/04/00, encontrámos já um número muito superior de blocos desabados, correspondendo a um evento que envolveu maior volume rochoso.



Figura 9.53 – Cântaro Gordo visto de oeste ilustrando a dissimetria entre as vertentes norte (à esquerda) e sul (à direita), bem como a localização dos desabamentos referidos no texto (as pequenas manchas brancas são neve). A – campo de blocos somital; B – Vertente afectada por balançamento; C – Desabamento de 2000/01.

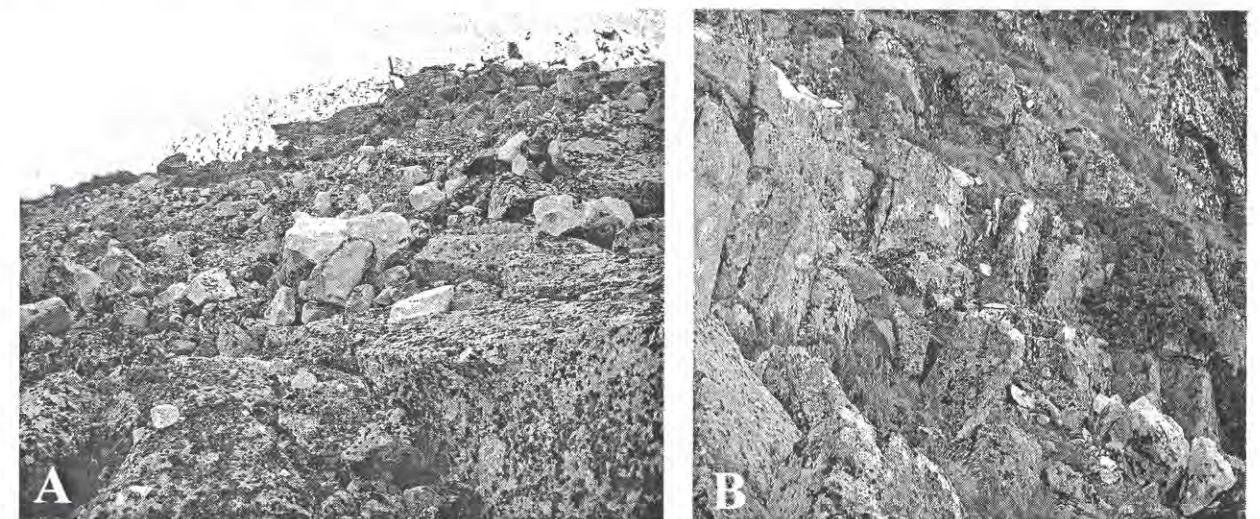


Figura 9.54 – Aspectos dos desabamentos da vertente norte do Cântaro Gordo. A – Blocos desabados frescos na parte superior do talude detrítico; B – Marcas de impacto na escarpa acima do talude detrítico (1/10/01).

casos em que é notório um movimento natural recente dos blocos no seio da matriz, que sugere tratar-se de um processo ligado à expansão criogénica lateral¹⁷ ou à solifluxão (Fig. 9.55-B). Referimos este processo, pois os dados térmicos do solo mostram que existe congelação decimétrica sazonal do solo, e existem também pequenos lóbulos de solifluxão próximos do local. Seria, por isso interessante, efectuar um futuro estudo mais detalhado

¹⁷ Do inglês *frost thrusting*, que traduz um movimento de expansão lateral do solo associado à segregação de gelo (French, 1996).

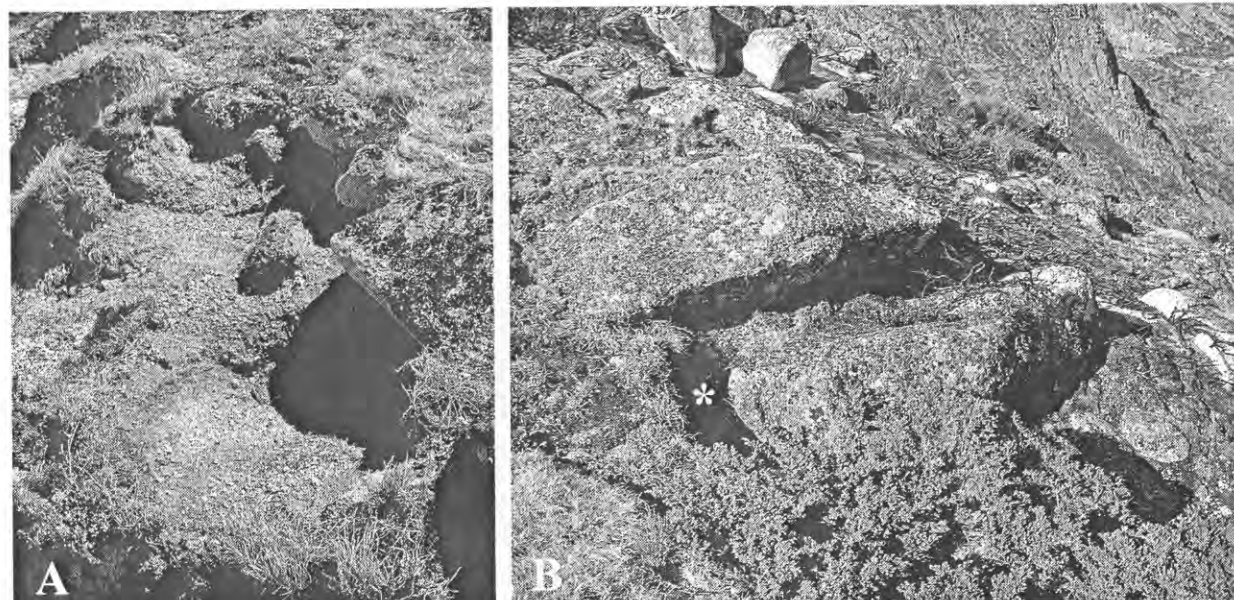


Figura 9.55 – Aspectos do local do topo do Cântaro Gordo de onde são provavelmente originários os blocos desabados em 2000/01. A – Marcas de blocos decimétricos removidos provavelmente pelo Homem; B – Bloco em movimento no seio da matriz, provavelmente por solifluxão. Notar o espaço de cerca de 10 cm a montante do bloco (*).

daquele local, especialmente recorrendo à monitorização dos processos geomorfológicos, de forma a verificar estas observações.

Ainda no Cântaro Gordo, mas na vertente sul, é de notar a fracturação ortogonal, com importante diaclases verticais que estão na origem de processos de balançamento, que não originaram quedas de blocos recentemente, mas que parecem activos, pois encontram-se vários blocos métricos junto ao topo em posição muito instável.

Na base da vertente noroeste do Cântaro Magro, junto ao contacto com o corredor das Roseiras, a cerca de 1780 m de altitude, detectou-se também um pequeno desabamento que merece referência, pois de acordo com o levantamento fotográfico de campo, ele ocorreu em pelo duas fases. Antes de 14/04/2001 ocorreu um pequeno desabamento, e entre 20/02/02 e 26/09/02, no mesmo local, houve novo desabamento de maior dimensão, como se pode observar na figura 9.56. O facto de o desabamento se ter dado no mesmo local em diferentes momentos é importante, pois numa perspectiva de estabilização das vertentes, o primeiro desabamento poderia servir de indicador do local para efectuar a estabilização da vertente.

Ainda no que se refere à ocorrência de desabamentos actuais, é de notar que ouvimos em duas ocasiões durante o Inverno, ruídos fortes semelhantes a pequenos trovões (ver Rapp, 1961) provenientes das paredes do Covão Cimeiro (13/03/99) e também no Vale da Candeeira (4/12/99), que devem estar ligados a desabamentos. O facto da estrada que liga ao Alto da Torre se encontrar cortada ao trânsito na primeira ocasião, com uma visibilidade de cerca de 40 m, e a localização isolada do Vale da Candeeira, indicam tratem-se de desabamentos



Figura 9.56 – Desabamento ocorrido em 2002 no Corredor das Roseiras (base da vertente noroeste do Cântaro Magro). A – Cicatriz do desabamento; B – Blocos desabados.

naturais, pois não existiriam certamente pessoas nessas áreas.

É interessante salientar o facto de todos os desabamentos identificados terem ocorrido na parte alta da serra, especialmente acima de 1750 m de altitude, e em vertentes sombrias, o que sugere que o frio na rocha pode desempenhar um papel na sua génese. Aliás, como registado no Cântaro Gordo (Cap. 10.5), acima desse limiar altitudinal verificam-se condições de gelo sazonal, o que na presença de água nas diaclases, pode ser determinante para a instabilização da rocha.

9.11.2. Escoadas de detritos

As escoadas de detritos¹⁸ têm sido apontadas por diversos autores como um dos processos mais importantes na génese dos cones e taludes de detritos (Selby, 1993), e embora na Serra da Estrela, não sejam hoje processos tão activos como certamente o foram na fase paraglaciária (ver Cap. 6.2), eles ocorrem esporadicamente. Desde 1995 encontramos testemunhos frescos de 4 escoadas de detritos, às quais há que acrescentar o evento de 1993 da Barroca da Albagueira, que danificou o hotel das Caldas de Manteigas, e que foi estudado por Lourenço (1995). Dos eventos que identificámos, 2 ocorreram no Vale do Zêzere, 1 no Vale de Alforfa e 1 no Alto Vale de Alvoco (Quadro 9.2). Todos eles afectaram vertentes de declive acentuado (20 a 50°), com taludes ou coberturas peliculares de detritos. No caso da Barroca da Albagueira, Lourenço (1995) refere que a “enxurrada” transportou material

¹⁸ Ver síntese em, por exemplo, Zêzere (2000, p. 15-16), ou Blijenberg (1998, p. 29-66).

Quadro 9.2 – Principais escoadas de detritos ocorridas na área alta da Serra da Estrela após 1993.

Local	Data	Alt. máx. (m)	Alt. mín. (m)	Declive MNT (°)	Material afectado	Factor desencadeante	Danos causados
Barroca da Albagueira (1) *	10/1993	1400	780	20-50	Rególito (e detritos?)	Chuva intensa	Hotel e estrada danificados
Lagoa Seca (1)	1996	1370	1090	22-47	Talude de detritos	?	Estrada danificada
Pedra Figueira (2)	Pré 05/2001	1150	1100	26-48	Talude de detritos	?	-
Espinhaço de Cão (1)	12/2002	1340	1130	21-42	Substrato e talude de detritos	Chuva intensa	Carreiro
Barroca da Pena Quebrada (3)	Pré 06/2004	1600	1270	24-48	Talude de detritos	?	-

(1) Vale do Zêzere; (2) Vale de Alforfa; (3) Vale de Alvoco; * Descrito por Lourenço (1995).

proveniente de vários deslizamentos que afectaram o granito alterado. Em todos os casos, a vegetação era escassa, e herbácea a arbustiva, sendo de notar que em todas as situações, excepto a da Pedra Figueira, as vertentes tinham sido recentemente afectadas por incêndios.

No que respeita à escoada de detritos da Barroca da Albagueira, estudada por Lourenço (1995), o autor refere a importância da precipitação intensa como factor desencadeante, referindo que em 24h, entre 15 e 16 de Outubro de 2002, se registaram 152 mm em Manteigas. Quanto à precipitação acumulada, esta correspondeu a 544,9 mm, registados entre 1 e 17 de Outubro. O autor salienta ainda a importância de um incêndio ocorrido 2 anos antes, que destruiu o coberto vegetal na cabeceira da barroca, e que facilitou a ocorrência dos deslizamentos que deram início à escoada de detritos.

Pela sua dimensão, merece também referência a escoada de detritos do Espinhaço de Cão, que ocorreu a 17 ou 18 de Dezembro de 2002¹⁹, também na sequência de um episódio de chuvas intensas (70 mm/24h nas Penhas Douradas) (Fig. 9.57-A e 9.58). O movimento iniciou-se com um deslizamento de rocha (*rockslide*) ao longo de 2 planos de fracturação que se cruzavam em cunha, tendo o material em queda (aproximadamente 20 m³) levado à instabilização do talude de detritos do tramo subjacente da vertente, tendo-se gerado a escoada de detritos, que só parou no fundo do vale (Fig. 9.57-B). O que quer dizer, que parece ter sido o movimento do material deslizado sobre o talude que o instabilizou, situação que aliás, está frequentemente na origem de escoadas de detritos também noutras áreas do Globo (Selby, 1993; Blijenberg, 1998). Na parte superior da vertente, a escoada afectou um sector com pouco depósito e dominado por afloramentos de rocha nua, e cerca de 20 a 30 m abaixo da cicatriz do deslizamento, entrou na parte alta do talude de detritos. Aí,

¹⁹ Informação dada pelo Sr. José Maria Saraiva, vigilante da natureza do Parque Natural da Serra da Estrela.

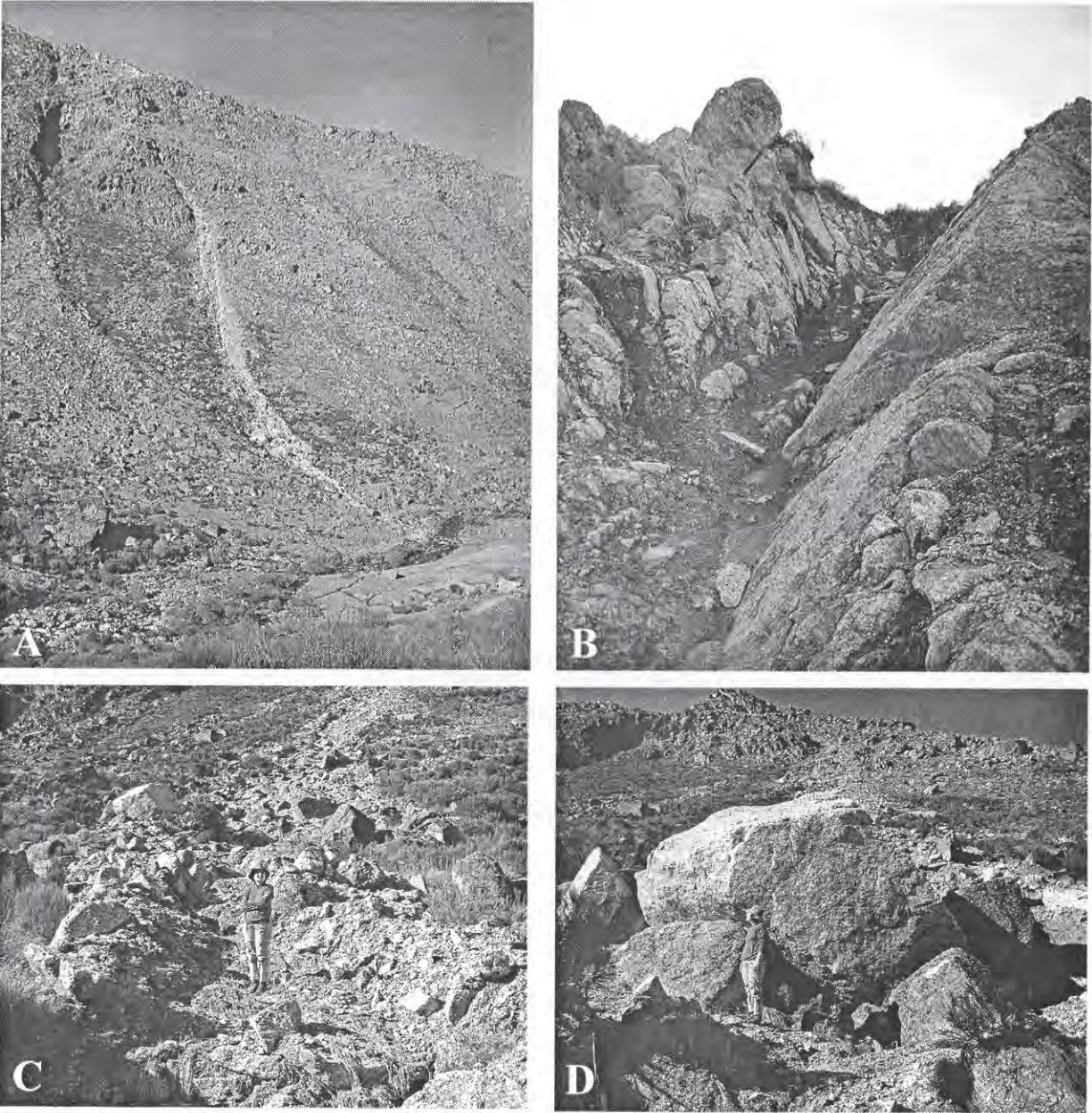


Figura 9.57 – Aspectos da escoada de detritos do Espinhaço de Cão. A – Perspectiva geral; B – Sector superior onde ocorreu o deslizamento de rocha, sendo de notar a fracturação em cunha (25/01/03); C – Troço inferior da escoada de detritos com os rebordos laterais (*levees*); D – Bloco de grandes dimensões no sector inferior da escoada de detritos.

provavelmente devido ao aumento do atrito, o canal dividiu-se em dois que se afastaram cerca de 5 a 10 m entre si, voltando a juntar-se num canal único, a cerca de 100 m da base da vertente. Na metade inferior do troço de vertente afectado, o canal apresentava **rebordos de acumulação** (*levees*) que atingem, por vezes, desníveis de mais de 2 m em relação ao fundo do canal, e de cerca de 1 m em relação ao talude detrítico, valor que na base da vertente em alguns locais foi ultrapassado (Fig. 9.57-C). Ao longo de todo o canal, mas especialmente junto à base, encontravam-se blocos métricos com abundantes marcas de choque, e sem cobertura líquénica, sendo de notar um bloco de maior dimensão, com cerca de 70 a 80 m³

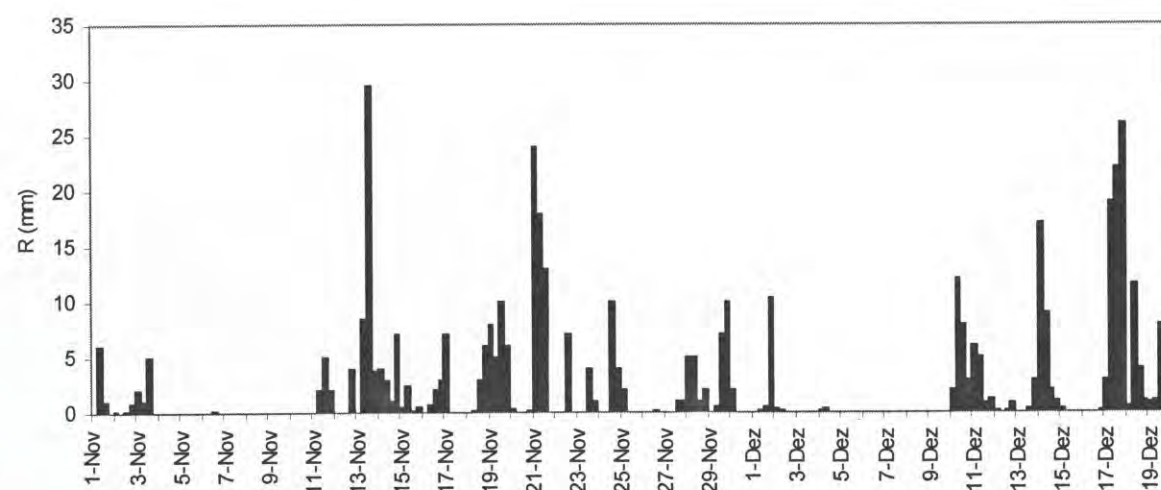


Figura 9.58 – Precipitação em intervalos de 6 horas em Novembro e Dezembro de 2002 nas Penhas Douradas (Fonte: Boletim Meteorológico Diário, IM).

(Fig. 9.57-D), deslocado até à base da vertente. Na parte alta da vertente, nas margens do canal, observaram-se casos de blocos achatados com cerca de 2 m^3 , que deslizaram cerca de 20 m, arrancando à sua passagem várias giestas. A vertente onde se deu a escoada de detritos do Espinhaço de Cão, tinha também ardido 1 ou 2 anos antes do evento erosivo, tendo esse facto, provavelmente contribuído também para a diminuição da coesão do material da vertente.

9.11.3. Escoamento superficial

Apesar de a erosão hídrica, e em especial as questões ligadas ao escoamento superficial, não serem temas analisados em detalhe nesta dissertação, apresentamos aqui uma breve referência, pois tratam-se nitidamente, dos processos morfogenéticos mais activos na Serra da Estrela. Isso deve-se principalmente ao regime da precipitação, que se concentra no semestre frio, e que resulta em valores anuais superiores a 2500 mm nas áreas mais altas da montanha, sendo também frequentes os episódios de chuva intensa e concentrada (ver Cap. 1.4), geradores de significativa dinâmica morfogenética.

Na Serra da Estrela o escoamento superficial difuso nas vertentes, e concentrado em canais, é frequente, e tem elevada capacidade morfogenética (Figs. 9.59 e 9.60). As observações de campo indicam 3 situações principais em que se gera este tipo de escoamento:

- **Episódios prolongados com precipitação**, que originam escoamento superficial por saturação do rególito e dos depósitos superficiais. Nestes episódios é mobilizada essencialmente a fracção fina do solo, bem como a matéria orgânica, e verifica-se um significativo aumento dos caudais nos cursos de água em valeiros e barrocas.



Figura 9.59 – Aspecto contrastado no escoamento no cone de detritos da Barroca das Lameiras (Vale do Zêzere) numa situação de chuva e fusão da neve (esquerda) e durante o Verão, sem escoamento (direita).

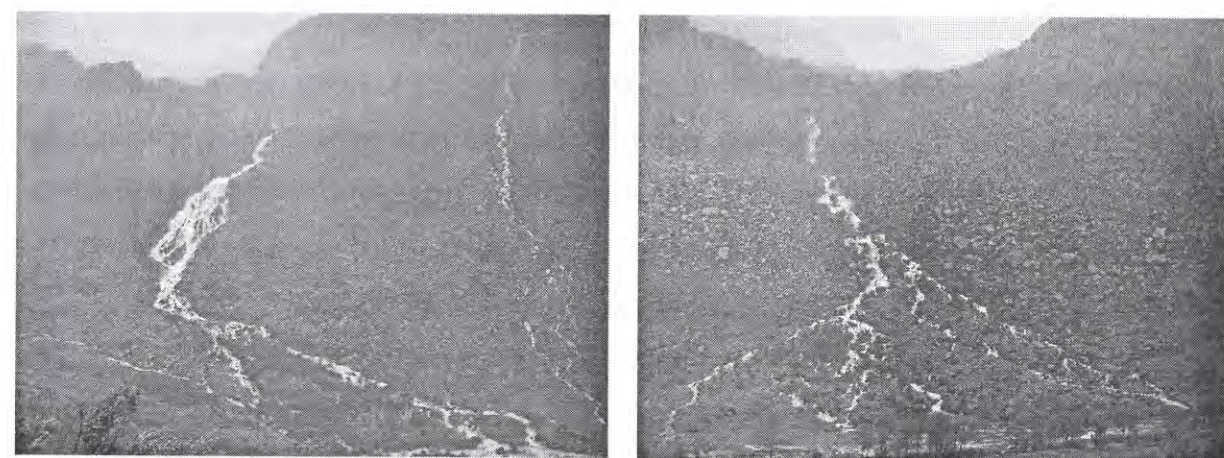


Figura 9.60 – Aspectos do escoamento em situações de chuva com fusão da neve em altitude na Ribeira da Candeeira e no cone de detritos dos Covões (Vale do Zêzere).

- **Episódios com precipitação intensa e concentrada**, geradores de escoamento superficial, quer por saturação, quer por condições hortonianas. Nestes episódios que podem durar apenas 1 dia, verifica-se o aumento muito rápido do caudal dos cursos de água em valeiros e barrocas, e podem-se dar importantes movimentos de massa, principalmente escoadas de detritos. Nas vertentes, observa-se o escoamento superficial, quer difuso, quer concentrado, e nos planaltos, os carreiros são rapidamente afectados pelo escoamento.

- **Episódios com precipitação abundante em momentos com extensa cobertura de neve nos planaltos**. Estas situações geram enormes caudais nas barrocas e fundos de vale, e são marcadas por uma forte capacidade erosiva, que será ainda superior à situação anterior, perdurando também por períodos mais longos. Em situações deste tipo, podem dar-se

inundações de fundos de vale amplos, como é o caso da Candeeira²⁰, que não tem capacidade para drenar o volume de água gerado pela fusão da neve. A distribuição da neve e a morfologia da serra parecem decisivas para este comportamento. Isto porque os planaltos são caracterizados por pequenas variações altitudinais, e além disso, são relativamente baixos, o que quer dizer, que quando chove, a chuva afecta do mesmo modo uma área ampla com neve, induzindo uma fusão homogénea, e constante. Isso não ocorreria, caso se tratasse de uma montanha de relevo alpino, onde a temperatura do ar e da neve (e consequentemente a sua fusão), variam significativamente com a altitude. Um outro factor importante a ter em conta, é a temperatura relativamente elevada do solo, mesmo no Inverno, o que gera um fluxo de calor do solo para a neve (que na Estrela tem tipicamente temperaturas próximas de 0°C), originando a sua fusão basal. A neve funde assim, de forma ainda mais rápida, pois a fusão é determinada simultaneamente pela temperatura da água da chuva e pelo fluxo de calor do solo. É finalmente de referir, que a formação de nevoeiro pode também originar a aceleração da fusão da neve, em particular, quando se trata de uma massa de ar húmida não saturada, que se aproxima da superfície com neve, pois esta última pode reduzir a temperatura do ar, possibilitando a condensação (se for atingido o ponto de orvalho), e consequentemente levando à libertação de calor latente, que pode ser usado na fusão da neve.

Como referimos no capítulo 6.2, os taludes e cones de detritos da Estrela são essencialmente formas herdadas da fase paraglaciária, que foi provavelmente o momento de maior actividade geomorfológica depois da Última Glaciação. A observação dos taludes e cones confirma tratarem-se de formas que hoje têm pouca acumulação (ver acima). Sendo o escoamento superficial o processo actualmente dominante, o que se verifica é uma lavagem da fracção mais fina dos depósitos, em particular do silte, areias, mas também dos balastros, que vão sendo transportados para a base das vertentes. Ao chegar aí, caso exista ainda capacidade de transporte suficiente (o que normalmente sucede nos principais vales), esse material é integrado no transporte fluvial. Porém, onde a capacidade de transporte é menor, situação que ocorre nos circos glaciários, nos vales a montante dos ferrolhos e nas bacias de altitude, a deposição dos finos vai ocorrer na base dos taludes detríticos. Formam-se, nessas situações, pequenos *glacis* de lavagem com declive suave e com abundante material areno-siltoso à superfície, característica que contrasta com os taludes onde dominam os balastros, que ficam como resíduos do processo de lavagem. Situações deste tipo ocorrem, por exemplo,

²⁰ Informação oral do pastor “António da Candeeira”, confirmada por nós em momentos posteriores através da observação das marcas de inundação.

no fundo do Covão Cimeiro, do Vale da Candeeira, no circo da Lagoa dos Cântaros e na Nave da Areia.

No caso dos cones detríticos, formados a jusante das barrocas que entalham as vertentes dos vales principais, a erosão dos sedimentos finos é ainda mais importante, pois graças à concentração do escoamento vindo de montante, mesmo com escassos valores de precipitação, é possível que ocorra um caudal com capacidade erosiva. Uma vez que há menos material disponível para o transporte desde a cabeceira, do que na fase paraglaciária, domina um regime erosivo nos cones, que se traduz no seu entalhe, onde o escoamento concentrado é mais activo. O domínio mais acentuado do regime erosivo na generalidade dos cones de detritos, do que nos taludes, faz com que nos primeiros os finos existam em menor quantidade, e com que blocos, muitas vezes de dimensão métrica, sobressaiam à superfície, mas que são actualmente, relativamente estáveis. Por outro lado, nos cones com bacias de recepção menores, a erosão dos finos e o entalhe pelo escoamento são também menores, e são ainda observáveis, em alguns casos, antigos canais de escoadas de detritos, com rebordos laterais bem conservados.

CAPÍTULO 10

ESTUDO DAS TEMPERATURAS DO AR, DO SOLO E DA ROCHA COM RECURSO A REGISTADORES AUTOMÁTICOS

10.1. INTRODUÇÃO

Uma das principais limitações para o estudo da dinâmica criogénica na serra da Estrela é a inexistência de estações meteorológicas nas áreas mais elevadas. Como se referiu, apenas a estação das Penhas Douradas se encontra actualmente em funcionamento, e a sua altitude relativamente baixa (1360 m), bem como a dificuldade de obtenção dos dados referentes ao clima do solo com intervalos de registo curtos, limitam o conhecimento das características térmicas daquele nas áreas mais altas da serra. As duas outras estações de altitude que funcionaram até à década de 1980 (ver Cap. 1.4) também não dispõem de dados detalhados publicados para o clima do solo.

A escassez de registos tem levado os investigadores a recorrerem ao número de dias com temperatura mínima inferior a 0°C (indicador publicado nos anuários climatológicos), para inferir acerca do regime térmico do solo (por ex.: Daveau, 1978; Ferreira, 1985; Vieira, 1998). Mas essa abordagem apresenta algumas limitações, pois a relação entre as temperaturas do ar e solo, não é linear. A última é influenciada por factores específicos que variam, tanto espacialmente (por exemplo a cobertura vegetal), como temporalmente (por exemplo a cobertura de neve).

Mas o problema da falta de dados para a caracterização do regime térmico do solo não se restringe apenas ao caso português, e afecta a maior parte das áreas do Globo, pois a rede de estações meteorológicas com dados acerca da temperatura do solo, é bastante inferior à das estações com registo das temperaturas do ar. Trata-se por isso de uma questão já antiga, mas que continua actual, e que tem merecido atenção por parte de diversos investigadores (por ex.: André e Joly, 1986; Thorn *et al.*, 1999). Para tentar ultrapassar este problema, instalámos na

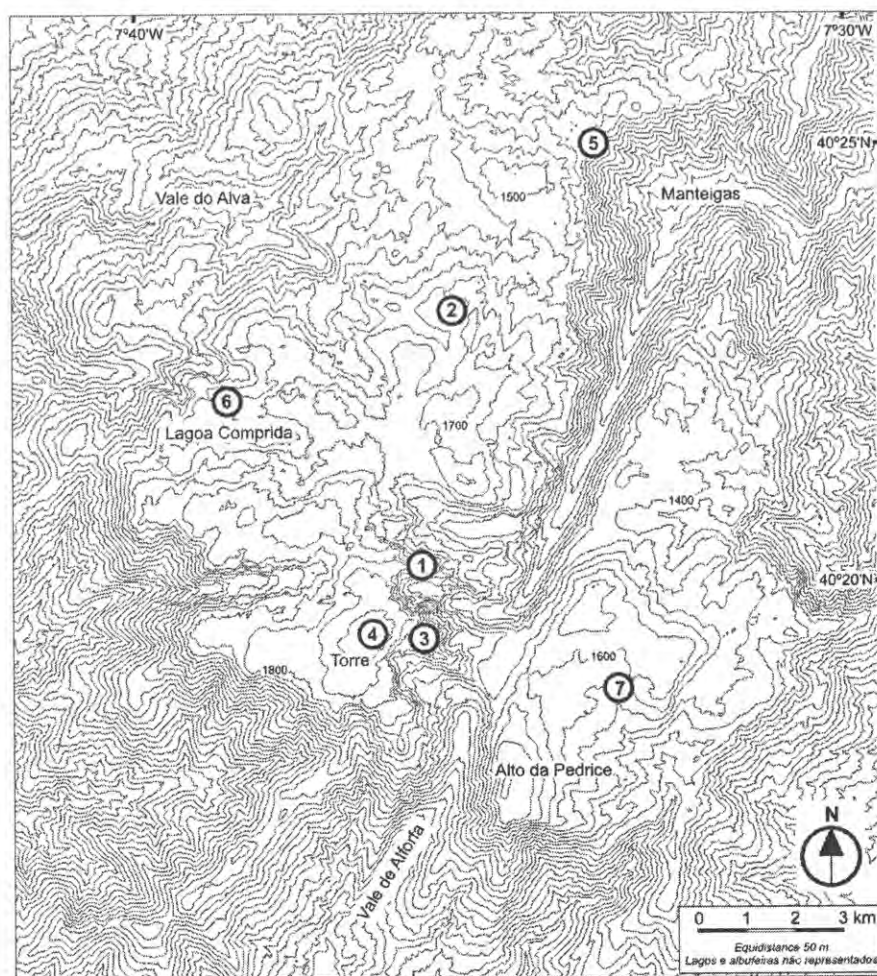


Figura 10.1 – Localização dos locais de monitorização microclimática e das estações meteorológicas da área alta da Serra da Estrela. 1 – Cântaro Gordo; 2 – Fraga das Penas; 3 – Cântaro Raso; 4 – Alto da Torre; 5 – Penhas Douradas; 6 – Lagoa Comprida; 7 – Penhas da Saúde.

área de estudo vários registadores automáticos de temperatura. Os trabalhos iniciaram-se em 1997, através da colaboração com o Prof. Miguel Ramos do Departamento de Física da Universidade de Alcalá de Henares, instituição que tem uma ampla experiência na construção e utilização de registadores automáticos em ambientes periglaciários (Pirinéus, Serra Nevada, Serra de Gredos e Ilhas Shetlands do Sul - Antárctida). Os instrumentos usados são de pequena dimensão e de baixo-custo, o que facilitou bastante a sua utilização, mesmo considerando as limitações orçamentais com que nos debatemos.

Assim, na sequência de uma breve estadia na Universidade de Alcalá em Setembro de 1997, instalámos pela primeira vez um registador automático da temperatura do solo a 1 cm de profundidade no Cântaro Raso (1826 m – Fig. 10.1). Os dados foram recolhidos com 1h30min de intervalo, de Dezembro de 1997 a Março de 1998. Tratou-se de uma primeira abordagem, muito limitada pela utilização de apenas um sensor, mas que permitiu obter alguns dados acerca do regime térmico da superfície do solo nas áreas altas da Serra da Estrela. Esses resultados foram publicados em Vieira e Ramos (2001), mas uma vez que

actualmente temos um conhecimento bastante mais aprofundado acerca das condições térmicas do solo (obtido com base noutros postos termométricos instalados subsequentemente), optámos por não os incluir no presente trabalho.

O sucesso dessa primeira campanha, fez com que desenhássemos e montássemos no Laboratório de Geografia Física do C.E.G. dois novos registadores automáticos. Um deles semelhante ao usado no ano anterior, e outro, para o registo da temperatura do ar. Ambos foram instalados em Novembro de 1998 no Cântaro Gordo (1875 m), local com altitude próxima da do Cântaro Raso, mas de mais difícil acesso (Fig. 10.1). Este aspecto foi tido como prioritário, pois o registador da temperatura do ar fica exposto e, como tal, é facilmente vítima de vandalismo. Ambos os registadores funcionaram sem problemas até Março de 1999.

Mais tarde, no âmbito dos projectos ESTRELA – 1ª Fase (PRAXIS/P/CTE/11153/98) e ESTRELA – 2ª Fase (POCTI/CTA/11153/98), com o objectivo de aprofundar o conhecimento dos regimes térmicos do solo, rocha e ar, foram desenhados e construídos novos registadores, que foram instalados entre Novembro e Dezembro de 1999. Os locais escolhidos foram o Cântaro Gordo e uma área próximo da Fraga das Penas (1630 m) (Fig. 10.1). Pretendeu-se com esta escolha avaliar a variação altitudinal do regime térmico, e o controle exercido por factores que dela dependem em larga medida, como por exemplo, a cobertura nival. Instalaram-se em ambos os locais sensores para a monitorização da temperatura do ar (120 cm) e solo (1, 5, 10 e 15 cm). No Cântaro Gordo, para aprofundar o conhecimento dos regimes térmicos da rocha, foram instalados sensores em superfícies verticais, com exposições opostas (sul e norte). Os dois pontos escolhidos localizam-se a 1860 m de altitude e os sensores estiveram inseridos directamente no granito a 1, 5, 10 e 17 cm de profundidade. Todos os registadores automáticos foram programados para a recolha simultânea de dados com intervalos de 2 horas. Um outro aspecto importante, e que tem contribuído significativamente para melhorar o conhecimento acerca dos regimes e padrões térmicos do ar na serra da Estrela, foi a instalação de outras 7 estações automáticas de monitorização de temperaturas do ar em diferentes posições topográficas. Essas estações integram-se na Tese de Doutoramento de Carla Mora, cujo o tema é o Clima Local da Serra da Estrela. Paralelamente, foi ainda instalada uma estação meteorológica no Alto da Torre, com registos horários de temperatura do ar, humidade relativa, rumo e velocidade do vento, precipitação e radiação solar. Essa estação funcionou apenas durante alguns meses, e de modo descontínuo, pois teve vários problemas técnicos, e foi danificada definitivamente pela acção do vento sobre a estação que se encontrava sobrecarregada com sinelos, tendo-se dobrado o mastro de suporte (em ferro!). Alguns dos dados obtidos serão utilizados neste trabalho.

Os registadores automáticos de temperaturas do ar, solo e rocha funcionaram de modo simultâneo entre Dezembro de 1999 e Março de 2001, período que constituiu o intervalo estudado. Trata-se de um período relativamente curto, mas que cobre quase totalmente 2 Invernos, os quais, aliás, tiveram condições térmicas e de precipitação nivosa muito distintas, o que torna os resultados particularmente interessantes. É significativo notar, que apesar do período ser muito curto para análises climáticas, ele permite já ter uma noção relativamente detalhada dos regimes térmicos diários e da sua ocorrência, bem como do controlo exercido pelos elementos do clima em cada regime. Isso é, em nosso entender, um avanço significativo, em particular porque permitiu passar de interpretações baseadas em registos das temperaturas do ar (muitas vezes extrapolados), para temperaturas directamente medidas no substrato. Mas há também limitações que devem ser mencionadas, como: o facto de as observações das temperaturas não terem sido acompanhadas de registos da humidade no solo, nem de outros elementos do clima, em particular, daqueles ligados ao balanço energético do solo; e também, não ter sido possível fazer a monitorização da dinâmica geomorfológica, em particular daquela ligada aos processos criogénicos. A não inclusão destas abordagens, deveu-se exclusivamente a limitações orçamentais.

10.2. A INSTRUMENTAÇÃO PARA MONITORIZAÇÃO DE TEMPERATURAS

10.2.1 Especificações técnicas do sistema de aquisição de dados

Os instrumentos usados para a monitorização de temperaturas, baseiam-se no sistema de aquisição automática e registo de dados de 1 canal Tiny Talk II® da *Gemini Data Loggers UK Ltd.*, disponível comercialmente a um custo relativamente baixo (Fig. 10.2). A escolha deste sistema deveu-se à sua pequena dimensão (34 mm de diâmetro e 52 mm de comprimento), robustez, facilidade de aquisição em Portugal, e aos 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, 2002; Ramos e Vieira, 2003a). A memória EEPROM de 2 Kb possibilita o armazenamento de 1800 dados, medidos em intervalos pré-programados. Trata-se de um sistema de 8 *bits* que regista a temperatura através de um termistor NTC100, com funcionamento entre -35°C e 70°C e com uma precisão máxima de 0,35°C (Ramos, 1995). O sistema é alimentado por uma bateria de iões de lítio de 3,6v 1/2 AA, de muito bom rendimento a baixa temperatura e que possibilita o funcionamento contínuo do registador ao longo de períodos superiores a 1 ano (segundo o fabricante, pode chegar mesmo a 4 anos). A recolha de dados e programação do sistema fez-se através de um computador portátil com um cabo RS232 ligado à porta de série.

10.2.2. Adaptação do sistema de aquisição de dados com extracção do termistor

Quando adquirido, o sistema Tiny Talk II® é uma peça única e compacta, onde se encontra embutido o *termistor* NTC100. A utilização do sistema com o termistor embutido tem muitas limitações, pois a temperatura do próprio aparelho pode facilmente influenciar a temperatura do sensor. Além disso, a sensibilidade deste às variações rápidas de temperatura, fica limitada



Figura 10.2 – Detalhe do sistema automático de aquisição de dados Tiny Talk II.

pelo contacto com o suporte plástico do sistema de aquisição. Para minimizar estes problemas, e para melhor proteger o sistema das condições ambientais e dar-lhe uma melhor protecção mecânica, extraímos o termistor de toda a instrumentação que desenvolvemos. Em nosso entender, este procedimento é fundamental para a medição correcta das temperaturas do ar e do substrato, embora neste último caso, em intervalos de medição longos, se pudesse utilizar o sensor sem o extrair do corpo do sistema de aquisição, devido à inércia térmica do solo. A extracção do termistor é uma operação simples de efectuar, mas requer alguns cuidados especiais, que foram descritos detalhadamente em Vieira *et al.* (2000).

10.2.3. Os postos de medição da temperatura do ar

Algumas características importantes da instrumentação para a monitorização da temperatura do ar, são a de ser leve, barata e facilmente transportável numa mochila, pois em alguns locais da Serra da Estrela, a instalação das estações implica escalar vertentes e andar vários quilómetros. Assim, além do sistema de aquisição de dados Tiny Talk II®, a estação inclui uma estrutura de suporte construída com tubos de PVC, que possuem uma boa resistência, são baratos e bastante leves¹. O preço foi também um factor importante, pois os instrumentos são deixados em áreas abertas e estão sujeitos a acções de vandalismo, que infelizmente são frequentes.

A estação é constituída por um pé de suporte, por uma cabeça amovível, que protege o sensor da radiação solar directa, e pela unidade de registo devidamente acondicionada (Fig. 10.3).

O pé de suporte é constituído por um tubo de PVC de 5 cm de diâmetro com 150 cm de comprimento, que constitui uma medida padrão facilmente encontrada no mercado. O tubo é pintado de branco, e é inserida esponja, cerca de 20 cm abaixo do sensor, de modo a minimizar a convecção térmica no interior do tubo. Para ancorar o tubo, este foi enterrado no solo até cerca de 20 cm de profundidade, e foram utilizados 3 ou 4 esticadores para dar maior resistência ao vento e à neve. O sensor foi colocado no extremo do tubo a cerca de 130 cm do solo, altura suficiente para que a influência deste seja minimizada.

A cabeça da estação é constituída por um tubo de PVC de 7 cm de diâmetro e 35 cm de comprimento, coberto no extremo superior por um tampão plástico, colado com Araldite®. Toda a cabeça foi pintada de branco. Três conjuntos alinhados de furos, com cerca de 4 mm

¹ A estação instalada no Cântaro Gordo (1875 m), local muito exposto ao vento, tem permanecido sem problemas estruturais desde há 6 anos.

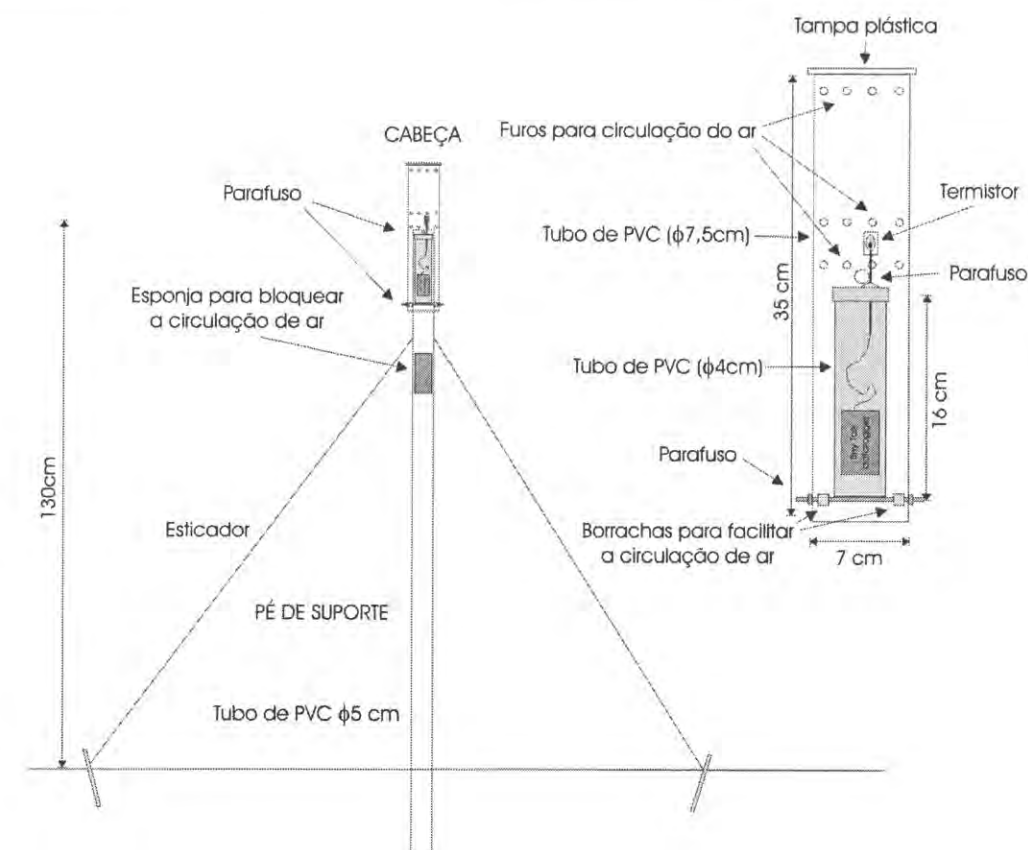


Figura 10.3 – Características do posto termométrico para a monitorização da temperatura do ar.

de diâmetro, possibilitam uma melhor circulação do ar na cabeça, que é também facilitada pelo espaçamento existente no contacto entre a base da cabeça e o pé de suporte (Fig. 10.3).

O sistema de aquisição de dados ficou protegido dentro de um tubo de PVC de 4 cm de diâmetro e 16 cm de comprimento. Esse pequeno tubo foi vedado num dos extremos com um tampão, que tem um furo por onde passa o termistor. Todas as juntas susceptíveis de deixar passar humidade, foram isoladas com Araldite®. A ligação entre o termistor e o fio eléctrico foi também isolada, usando-se manga termoretráctil e Araldite®. O termistor foi depois colado a um pequeno pedaço de chapa metálica de elevada difusibilidade, que facilita o contacto com o ar, e também a colocação da cola referida antes. O sistema de aquisição de dados fica protegido no interior do tubo, e pode-se aceder a ele através da outra extremidade do tubo, que se fecha com um tampão amovível. Para impedir a entrada de humidade por esse extremo, usámos cinta de canalização no interior do tubo, e fita isoladora plástica de boa qualidade na parte externa.

A montagem dos vários componentes da estação foi feita aquando da instalação no campo. Primeiro, procedemos à instalação do pé de suporte, e respectivos esticadores; seguiu-se a inserção do sistema de aquisição de dados, que se encaixa no sector superior do pé de suporte, e finalmente, instalou-se a cabeça amovível (Fig. 10.4).



Figura 10.4 - Posto termométrico automático da Fraga das Penas.

10.2.4. Instrumentação para a monitorização da temperatura do solo e da rocha

O sistema desenvolvido permite a monitorização de temperaturas do solo a várias profundidades através da utilização de 4 termistores, ligados a sistemas de aquisição de dados independentes². Utilizaram-se, para isso, 4 sistemas Tiny Talk II®, instalados no interior de uma caixa estanque (norma IP68 - Fig. 10.5). Os registadores ficam encerrados na caixa, de onde saem os 8 fios eléctricos que fazem a ligação aos termistores localizados no exterior.

Um aspecto importante para a medição da temperatura do solo, é estabelecer um contacto homogéneo com o sensor, de modo a minimizar os erros de registo resultantes da porosidade, e das diferentes características térmicas dos vários componentes do solo. Este facto é especialmente importante quando se medem as temperaturas próximo da superfície, onde a porosidade é maior, e a influência da radiação solar e as trocas turbulentas são mais efectivas. Os sensores foram por isso colados em chapas metálicas de elevada difusibilidade, que permitem um melhor contacto com o solo, e obter assim, uma temperatura ponderada pelo efeito dos vários elementos que com ela contactam. O sensor que se localiza próximo da superfície, a cerca de 1 cm de profundidade, foi embutido numa placa de alumínio de 15x15 cm e 0,5 cm de espessura (Ramos, 1995; Ramos *et al.*, 1998). Os termistores que se localizam a profundidades maiores, foram colados em chapas metálicas finas com 2x2 cm (Fig. 10.6).

² Foram medidas as temperaturas a 1, 5, 10 e 15 cm de profundidade.



Figura 10.5 – Sistema de monitorização das temperaturas do solo. Do lado esquerdo encontra-se a caixa estanque, com os 4 *data loggers*. Do lado direito são visíveis os 4 termistores, dos quais, o que ficou em posição mais superficial, está embutido numa placa de alumínio com 15x15 cm.

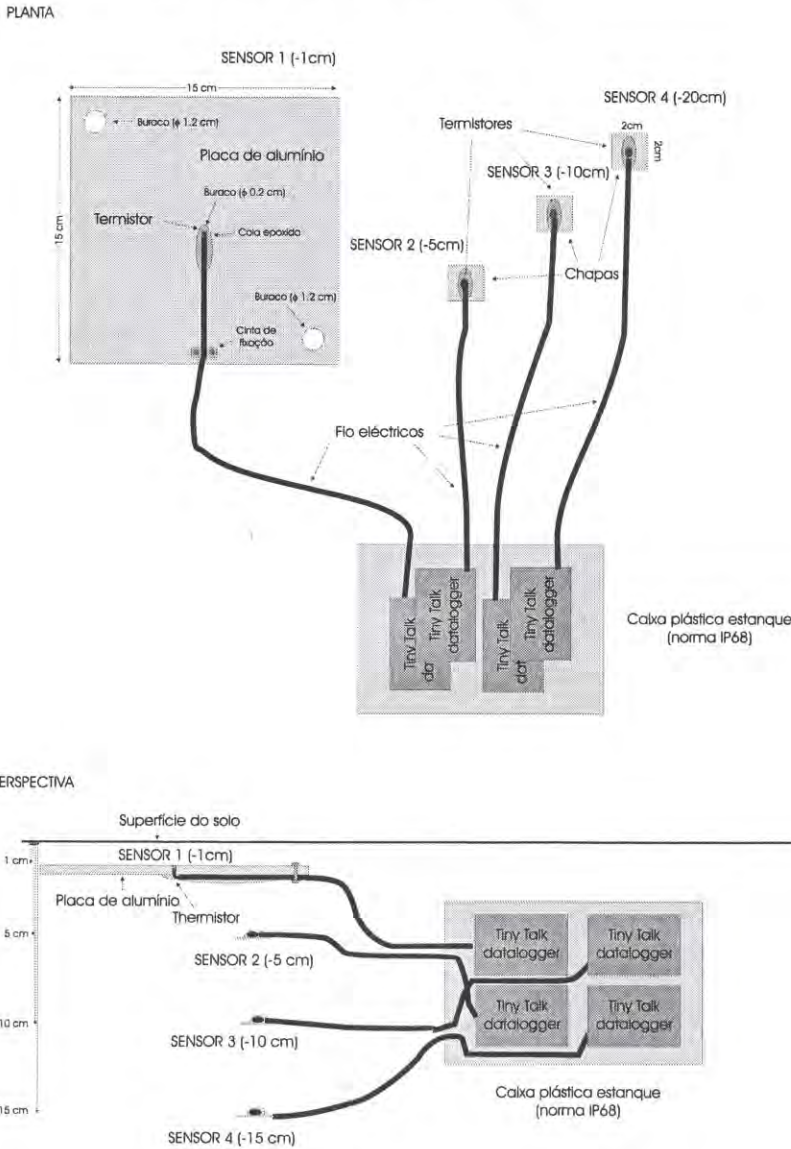


Figura 10.6 – Características do posto termométrico para a monitorização da temperatura do solo.

Para a instalação da instrumentação, a caixa foi enterrada ao lado dos sensores, a uma profundidade intermédia entre o sensor mais superficial e o mais profundo; minimizou-se assim, o efeito de ponte térmica, causado pela condução através dos cabos, que pode influenciar a temperatura dos sensores (Fig. 10.6). Desta forma, todos os instrumentos ficaram escondidos, aspecto muito prático como prevenção contra o vandalismo.

Os termistores foram instalados na ponta dos fios eléctricos que os ligam ao sistema de aquisição de dados, e foram isolados para impedir a migração de humidade do exterior para o interior da rocha. Os furos na rocha foram feitos com uma broca fina e cada sensor ficou instalado num furo distinto, encostado cuidadosamente ao seu fundo. Preencheu-se depois o furo com silicone, que funciona como isolante, minimizando a condução térmica desde o exterior (Matsuoka, 1990). A caixa foi colocada próximo dos sensores, numa posição que não influenciava os registos obtidos, tanto por efeito de sombra, como por acumulação preferencial da neve (Figs. 10.7 e 10.8).

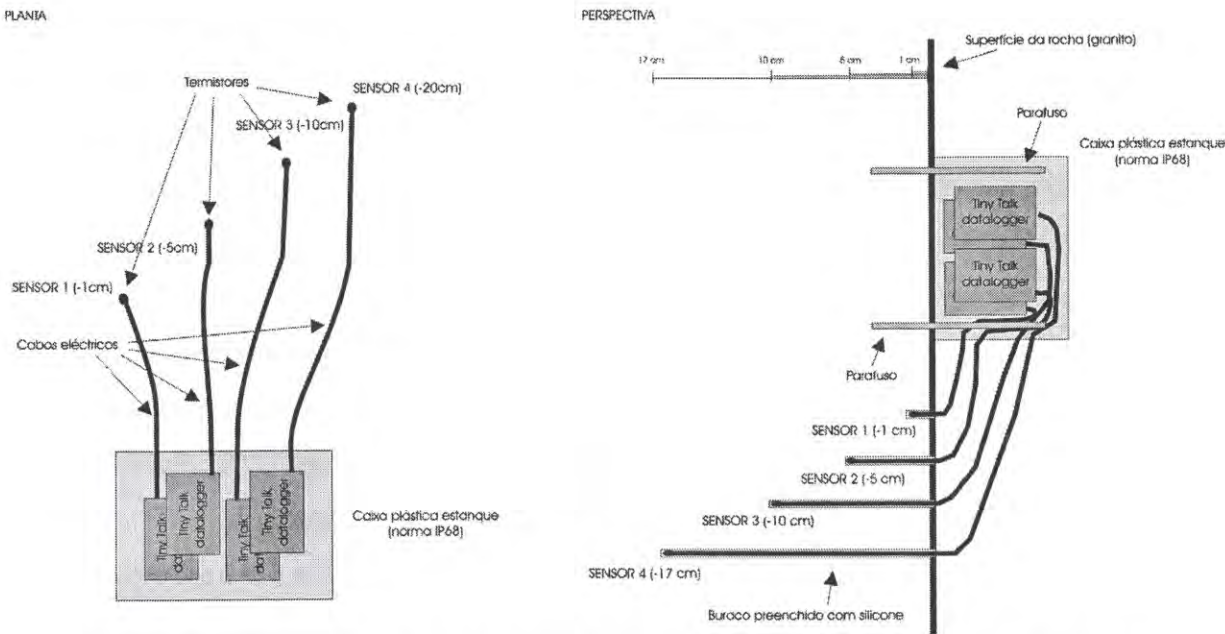


Figura 10.7 – Características do posto termométrico para a monitorização da temperatura da rocha.



Figura 10.8 – Instalação do sistema de monitorização das temperaturas da rocha na vertente norte do Cântaro Gordo.

10.3. CARACTERÍSTICAS METEOROLÓGICAS GERAIS DO PERÍODO DE DEZEMBRO DE 1999 A MARÇO DE 2001

10.3.1. A representatividade espacial das temperaturas do ar das Penhas Douradas

Como referimos anteriormente, apesar de possuímos dados térmicos do ar para um período mais amplo, a análise detalhada das temperaturas do solo e da rocha, cinge-se aos meses de Dezembro de 1999 a Março de 2001, pois trata-se do período para o qual, dispomos de dados para aquelas duas variáveis. Apresentamos, por isso, neste ponto, uma caracterização sucinta das condições meteorológicas que se fizeram sentir durante esses meses. A análise baseia-se nos dados das temperaturas do ar dos postos termométricos do Cântaro Gordo (1875 m) e da Fraga das Penas (1630 m), bem como nos dados da estação meteorológica das Penhas Douradas (1360 m). Os dois postos referidos registaram as temperaturas do ar em intervalos de 2 horas, enquanto para a estação das Penhas Douradas, dispomos de dados de diferentes elementos meteorológicos recolhidos a cada 6 horas, que estão publicados no Boletim Meteorológico Diário (IM). Porém, apenas serão analisadas as temperaturas do ar e a precipitação, de modo a oferecer uma caracterização geral acerca das condições no período de estudo. O estudo dos outros elementos do clima, fica além dos objectivos do presente trabalho.

É necessário saber, considerando o contexto da Serra da Estrela, qual o significado espacial das temperaturas que registámos nos postos automáticos. Isso é particularmente importante no que se refere às superfícies culminantes da serra, e a questão é pertinente por duas razões principais: o desenho dos postos não corresponde à norma da O.M.M. para a medição de temperaturas do ar (embora estes tenham sido testados, de modo a verificar a sua fiabilidade); e os topoclimas de montanha induzem variações espaciais nas temperaturas do ar, que podem ser muito significativas (Geiger, 1980; Oke, 1987; Barry, 1992). Assim, para aferir a representatividade espacial dos dados, fizemos por um lado, a correlação entre as temperaturas do ar registadas nos dois postos, e por outro, a correlação entre as temperaturas dos postos, e as registadas na estação meteorológica das Penhas Douradas. Esta última aferição é especialmente importante, pois valida a possibilidade de utilização das séries de dados longas daquela estação meteorológica, para a caracterização das temperaturas nas partes mais altas da montanha³.

³ O estudo da representatividade espacial dos dados das Penhas Douradas é feito em colaboração com Carla Mora, e está ainda em curso. Os resultados que aqui apresentamos referem-se apenas às temperaturas do ar, pois ainda não estão disponíveis os resultados para os restantes elementos do clima.

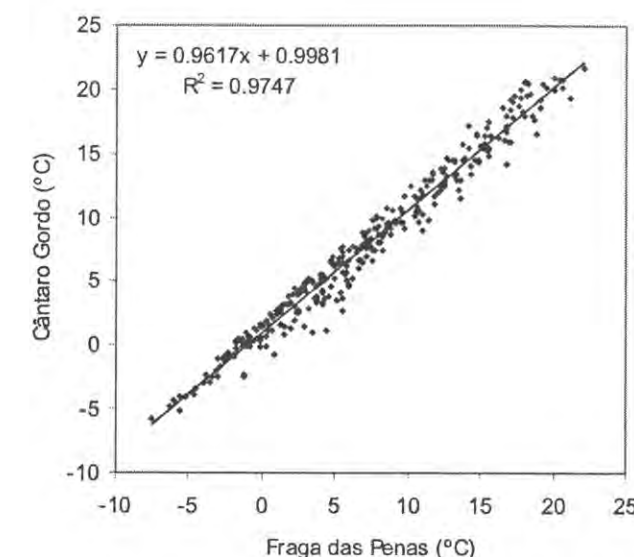


Figura 10.9 – Relação entre a temperatura média diária do ar nos postos termométricos da Fraga das Penas e do Cântaro Gordo (Dezembro de 1999 a Março de 2001).

Os postos termométricos do Cântaro Gordo e da Fraga das Penas localizam-se no Planalto Ocidental e distam entre eles 5,1 km. A figura 10.9 mostra que há uma correlação muito significativa ($R^2=0,97$) entre as duas estações no que se refere às temperaturas médias diárias. A nuvem de dispersão presente no gráfico mostra que a correlação parece ser mais forte, para as temperaturas abaixo de cerca de 7°C, sendo notório um maior alinhamento nos pontos. Verifica-se também, que a temperaturas inferiores se encontram vários pontos isolados abaixo da recta de regressão, revelando resíduos negativos. Isso indica, que nos episódios mais frios, o ar no Cântaro Gordo se encontra arrefecido em relação à situação normal, quando comparado com a Fraga das Penas. Há várias explicações possíveis para o facto: problemas de formação de sinelos ou de acumulação de neve no posto do Cântaro Gordo; existência de nebulosidade na parte alta da montanha; diferenças no vento (o Cântaro Gordo é uma crista muito exposta) ou um arrefecimento do ar induzido pela presença de neve no solo na parte alta da serra. Nas temperaturas mais elevadas, a tendência é oposta, com resíduos positivos mais frequentes.

Os dados indicam que os dois postos reflectem, em geral, controlos semelhantes no que se refere às temperaturas do ar, o que permite pôr a hipótese de o mesmo se passar em relação a outros pontos dos planaltos. Este facto foi demonstrado por Mora *et al.* (2001), a partir de dados de outros postos termométricos distribuídos nas partes altas da Estrela.

No que se refere à representatividade espacial da estação das Penhas Douradas, foram calculadas as temperaturas médias diárias do ar aí registadas e comparadas com as dos postos

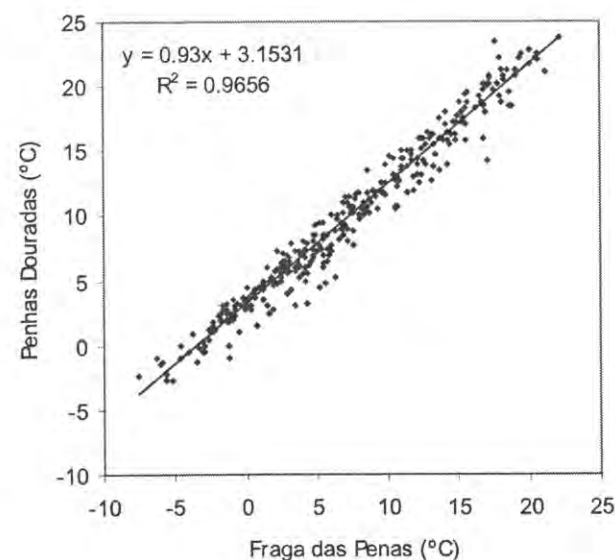


Figura 10.10 – Regressão entre a temperatura média diária do ar no posto termométrico da Fraga das Penas e na estação meteorológica das Penhas Douradas (Dezembro de 1999 a Março de 2001).

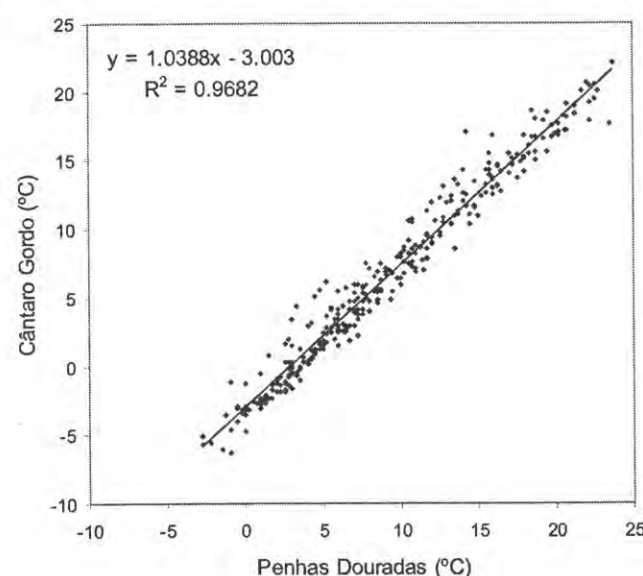


Figura 10.11 – Regressão entre a temperatura média diária do ar na estação meteorológica das Penhas Douradas e o posto termométrico do Cântaro Gordo (Dezembro de 1999 a Março de 2001).

do Cântaro Gordo e Fraga das Penas, tendo-se obtido também resultados muito significativos, com valores de R^2 de 0,97 para os dois casos (Figs. 10.10 e 10.11). Para as temperaturas médias mensais, usámos os dados do Cântaro Gordo para o ano 2000⁴, e verificámos uma correlação linear muito forte, com $R^2=0,996$, e praticamente sem resíduos à recta (Fig. 10.12). A recta de regressão obtida reflecte-se em gradientes altitudinais no planalto entre $-0,45^\circ\text{C}/100\text{ m}$ e $-0,62^\circ\text{C}/100\text{ m}$, correspondendo o primeiro aos meses mais quentes, e o

⁴ Os meses em falta foram obtidos através da correlação com os dados da Fraga das Penas. Usou-se o Cântaro Gordo, pois trata-se da estação mais alta e mais distante das Penhas Douradas, pelo que é também mais útil para avaliar a aplicabilidade dos valores térmicos desta última.

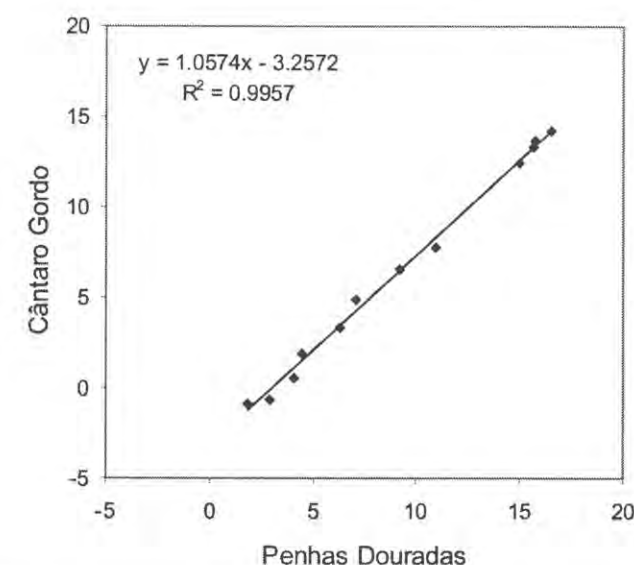


Figura 10.12 – Regressão entre a temperatura média mensal do ar na estação meteorológica das Penhas Douradas e o posto termométrico do Cântaro Gordo (Dezembro de 1999 a Março de 2001).

segundo aos meses mais frios. É de notar que os valores obtidos são válidos para o ano 2000, e que podem ser diferentes para outros anos, ou para séries mais longas. Quanto à elevada correlação obtida entre o Cântaro Gordo e as Penhas Douradas, ela sugere que o comportamento das temperaturas do ar é semelhante nas duas estações, permitindo com alguma segurança, usar as séries longas de dados térmicos das Penhas Douradas para avaliar as características térmicas do Cântaro Gordo. É isso, que fazemos no ponto seguinte.

10.3.2. O período de Dezembro de 1999 a Março de 2001 e sua comparação com a série de 1954-88

Com o objectivo de avaliar as características dos meses estudados, e considerando a elevada representatividade espacial dos dados térmicos das Penhas Douradas, usámos a série de dados mensais mais recente que se encontra disponível, e que se refere aos anos de 1954-88. Foram calculados os valores dos decis e quartis para cada mês do ano, e com base nesses indicadores, definiram-se as características térmicas dos meses no período estudado da seguinte forma (Quadro 10.1):

- Extremamente frio – temperatura média mensal inferior ao decil 1 do mês;
- Muito frio – temperatura média mensal entre o quartil 1 e o quartil 1 do mês;
- Moderadamente frio – temperatura média mensal entre o decil 1 e a mediana do mês;
- Normal – temperatura média mensal aproximadamente igual à mediana do mês;

Quadro 10.1 – Temperatura e precipitação na estação meteorológica de Penhas Douradas (1360m) e classificação térmica baseada na série de 1954-88.

Mês	Temperatura média*	Precipitação **
Dezembro 1999	Moderadamente quente (4,5°C)	264 mm (2)
Janeiro 2000	Moderadamente frio (1,9°C)	3,8 mm (11)
Fevereiro 2000	Extremamente quente (7,1°C)	30,8 mm (2)
Março 2000	Muito quente (6,3°C)	13,2 mm (5)
Abril 2000	Extremamente frio (3,0°C)	389,2 mm (2,5)
Maio 2000	Muito quente (10,9°C)	191,5 mm (15)
Junho 2000	Muito quente (15,6°C)	16,7 mm (0,5)
Julho 2000	Muito frio (15,8°C)	39,2 mm (0)
Agosto 2000	Normal / Moderadamente frio (16,5°C)	9 mm (8)
Setembro 2000	Normal (15,0°C)	52 mm (2)
Outubro 2000	Moderadamente frio (9,2°C)	41,9 mm (3)
Novembro 2000	Moderadamente quente (4,1°C)	362 mm (1)
Dezembro 2000	Normal / Moderadamente frio (3,4°C)	397,7 mm (3)
Janeiro 2001	Normal / Moderadamente frio (2,6°C)	234,6 mm (3)
Fevereiro 2001	Muito quente (3,9°C)	52,4 mm (0,5)
Março 2001	Muito quente (5,9°C)	141,2 mm (1,5)

* Enquadramento na série 1954-88: Extr. frio = $t < \text{Decil } 1$; Muito frio = $D1 < t < Q1$; Mod. frio = $Q1 < t < Q2$; Normal = $t \sim Q2$; Mod. quente = $Q2 < t < Q3$; Muito quente = $Q3 < t < D9$; Extr. Quente = $t > D9$; (Temperatura média);

** Precipitação (número de dias sem dados publicados). Fonte dos dados usados: Boletim Meteorológico Diário, Instituto de Meteorologia, Lisboa.

- Moderadamente quente – temperatura média mensal entre a mediana e o quartil 3 do mês;
- Muito quente – temperatura média mensal entre o quartil 3 e o decil 9 do mês;
- Extremamente quente – temperatura média mensal superior ao decil 9 do mês.

Deste modo, e considerando a classificação obtida para as Penhas Douradas, o mês mais frio do período estudado foi Janeiro de 2000 com $-0,8^{\circ}\text{C}$ de média no Cântaro Gordo (Fig. 10.13) e $-0,4^{\circ}\text{C}$ na Fraga das Penas (Fig. 10.14). Nesse mês as mínimas absolutas foram, respectivamente $-9,2^{\circ}\text{C}$ e $-7,7^{\circ}\text{C}$. No entanto, considerando a série das Penhas Douradas, foi um mês moderadamente frio. É de notar que no mesmo mês, num posto termométrico instalado no fundo do circo glaciário do Covão Cimeiro, foi registada uma temperatura mínima do ar de -17°C , que revela de modo claro o condicionamento exercido pela topografia nas acumulações de ar frio, e nas temperaturas extremas (Mora *et al.*, 2001).

A irregularidade do regime térmico da Serra da Estrela está bem patente no carácter extremamente quente de Fevereiro de 2000, com médias de $4,9^{\circ}\text{C}$ no Cântaro Gordo e $5,2^{\circ}\text{C}$

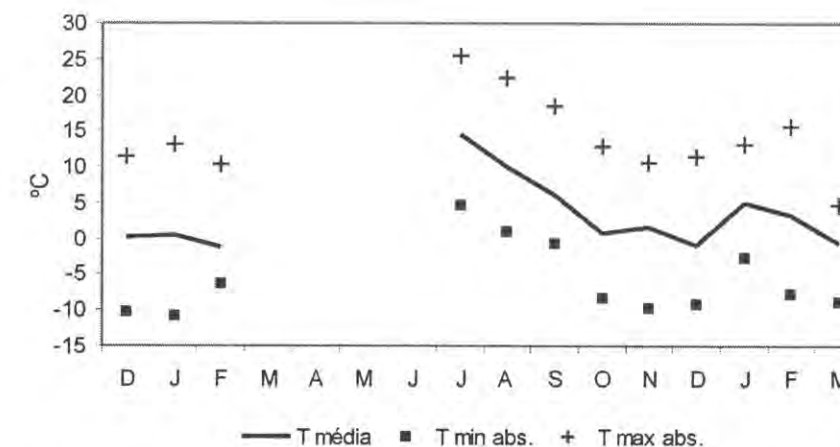


Figura 10.13 – Temperaturas médias mensais, máximas absolutas e mínimas absolutas do ar entre Dezembro de 1999 e Março de 2001 no posto termométrico do Cântaro Gordo.

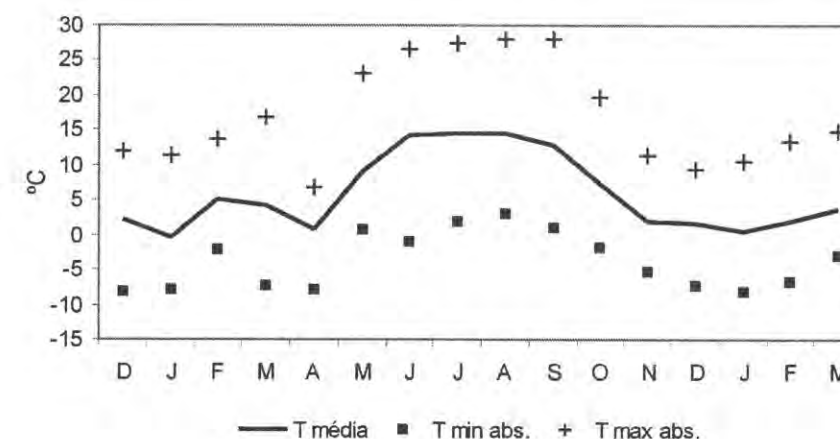


Figura 10.14 – Temperaturas médias mensais, máximas absolutas e mínimas absolutas do ar entre Dezembro de 1999 e Março de 2001 no posto termométrico da Fraga das Penas.

na Fraga das Penas; e também no mês de Abril seguinte (extremamente frio) com médias de $-0,7^{\circ}\text{C}$ no Cântaro Gordo e $0,9^{\circ}\text{C}$ na Fraga das Penas. Esta irregularidade é particularmente importante para a dinâmica criogénica, pois num curto período, podem-se concentrar episódios de características térmicas muito diversas, com consequências rápidas na morfogénese crionival e no stress exercido sobre a vegetação.

Em síntese, os primeiros meses de Inverno e início de Primavera estudados foram caracterizados por bastante irregularidade quanto às temperaturas médias do ar, com meses quentes, alternando com meses frios. Já o Inverno seguinte, teve condições distintas, apresentando-se mais regular, com meses normais no seu início, e muito quentes no final.

No quadro 1 mencionamos também os valores de precipitação mensal, embora apresentem em alguns casos muitos dias em falta. Estes valores são apresentados apenas a título indicativo, para avaliar se foram meses húmidos ou secos. É muito difícil estabelecer uma

relação directa entre a precipitação e a temperatura média mensal, para avaliar a existência de neve no solo, pois mesmo nos meses com temperaturas mais baixas, valores elevados de precipitação podem ter ocorrido em poucos dias, em situações com temperaturas suficientemente altas, para que a queda de neve fosse escassa.

10.4. AS TEMPERATURAS DO SOLO NA SERRA DA ESTRELA

10.4.1. Introdução

As variações diárias da temperatura e da humidade, bem como as características físicas do solo são factores determinantes para a ocorrência de processos induzidos pela congelação-fusão, que afectam a camada mais superficial do solo. São exemplos desses processos, a criorreptação (*frost-creep*), a solifluxão pelicular e a crioexpulsão (Washburn, 1979; Williams e Smith, 1989). Apesar do escasso movimento do solo geralmente atribuído aos processos de gelo-degelo diários, o somatório anual do movimento pode ser considerável em algumas regiões (Matsuoka *et al.*, 1998).

Há várias formas originadas pela ocorrência de ciclos gelo-degelo diários em material não-coerente, que são controladas principalmente pela segregação superficial de gelo e subsequente fusão do mesmo. As formas mais comuns são os solos ordenados em miniatura, os mantos de solifluxão pelicular (*cf.* Matsuoka, 2001a) e as *terraces*. Existem ainda outras microformas, frequentemente de carácter efémero, e que estão ligadas à acção dos *pipkrakes*. Estas últimas, incluem os solos estriados não-calibrados (*needle-ice raked ground*), buracos em volta de pedras, *nubbins*, bandeiras de material fino (Washburn, 1979), obstáculos rochosos (Pérez, 1987), decapagem (*turf exfoliation*) e marmitas criogénicas (Hastenrath, 1977; Pérez, 1992a). Vários autores têm estudado estes tipos de modelado em diferentes regiões da Terra, salientando muitas vezes a importância dos ciclos gelo-degelo diários, especialmente nos ambientes periglaciários mais marginais, como mostramos de seguida.

A ocorrência de solos ordenados é muito frequente nos Andes, e foi descrita por Pérez (1987, 1988, 1992a, b) no Páramo da Venezuela (4300 m), por Francou *et al.* (2001) nos Andes da Bolívia (acima de 4700 m) e por Hastenrath (1977) nos Andes Peruanos (acima de 4600 m). Nessas áreas, o bom desenvolvimento dos solos ordenados deve-se à elevada altitude e fraca sazonalidade térmica típica das montanhas tropicais, que originam um número extremo de ciclos gelo-degelo diários.

No que se refere a África, Hastenrath (1973) mostrou que no Monte Kilimanjaro o modelado periglaciário se desenvolve acima de 3400 m, e ligeiramente mais acima no Monte Quénia. Nessas áreas, surgem processos de decapagem e solos alinhados. Mais a sul, a 2950 m de altitude no Alto Drakensberg (África do Sul), Grab (1997, 2001) refere o carácter efémero dos solos ordenados em miniatura, e apresenta também resultados acerca do estudo dos ciclos gelo-degelo, e das suas consequências no desenvolvimento de *pipkrakes*. No Drakensberg do Natal, entre 3140 e 3300 m de altitude, Boelhouwers (1991, 1994) descreve a

existência de solos ordenados em miniatura activos e de mantos de solifluxão de frente pedregosa pouco espessos, que sugerem uma penetração do gelo no solo até 10 a 20 cm de profundidade.

As montanhas mediterrâneas são também favoráveis à ocorrência de processos criogénicos superficiais. Boelhouwers (1995, 1998) estudou as Western Cape Mountains (África do Sul), mostrando a importância da acção do gelo no solo acima de 1600 m de altitude, com a ocorrência de criorreptação por *pipkrakes*, criorreptação, crioexpulsão e formação de solos ordenados. Nas White Mountains da Califórnia, a 3800 m de altitude, Beaty (1974) descreveu a influência do vento na formação de solos alinhados pela acção dos *pipkrakes*. Gómez Ortiz e Salvador Franch (1998) indicam que na Serra Nevada (Espanha), o andar periglaciário se situa acima de cerca de 2500 m, altitude a partir da qual, os solos ordenados em miniatura, as *terraces* e os lóbulos de solifluxão, são formas activas.

Nos Alpes Suíços (Engadine), é mantido pela Universidade de Tsukuba (Japão), um campo experimental dedicado ao estudo da dinâmica de vertentes em alta montanha, que inclui o estudo do significado morfogenético dos ciclos gelo-degelo diários. Com base nos dados obtidos nesse local, Matsuoka *et al.* (1997) mostraram que nas vertentes com detritos próximo das cristas, domina o levantamento criogénico (*frost-heave*) diário de baixa magnitude, mas de elevada frequência, originando a formação de solos estriados. Nesses locais, a penetração diária do gelo no solo é normalmente de cerca de 5 cm, e raramente excede os 15 cm (Matsuoka *et al.*, 1998). Nos Basses-Alpes (França), Pissart (1972, 1973, 1982) conduziu investigações clássicas acerca da formação de solos ordenados em miniatura e de *terraces*.

Matsuoka (1996, 1998a e b) mostra a importância dos ciclos de gelo-degelo diários na dinâmica de vertentes nos Alpes Japoneses do Sul, em especial a partir de 3000 m. Acima dessa altitude, ocorrem processos como a criorreptação, reptação por *pipkrakes* e a formação de lenticulas de gelo próximo da superfície. Mais a norte, nas Montanhas Taisetsu em Hokkaido, acima de 2150 m de altitude, Sato *et al.* (1997) mostram a importância dos ciclos gelo-degelo diários para a ocorrência de criorreptação.

Outros locais onde os ciclos gelo-degelo diários são significativos, são as ilhas subantárcticas, onde os *pipkrakes* têm sido apontados como um processo dominante na morfogénese, em particular no que se refere à formação de solos ordenados (Ilha Marion – Hall, 1979; Ilha Kerguelen – Hall, 1983). Noutras ilhas das altas latitudes, onde os ciclos gelo-degelo diários também ocorrem, os estudos mostram também a disseminação dos solos ordenados em miniatura (por ex.: Ilhas Faroe – Humlum e Christiansen, 1998; Falklands Orientais – Wilson e Clark, 1991).

Os trabalhos acima referidos mostram claramente a importância dos ciclos de gelo-degelo diários para o tipo de dinâmica geomorfológica, e justificam a necessidade de monitorização das temperaturas do solo na Serra da Estrela, para melhor compreender o significado do micromodelado criogénico que descrevemos anteriormente (Cap. 9).

10.4.2 Locais de monitorização da temperatura do solo

Os postos usados para a monitorização da temperatura do ar e do solo foram instalados na Fraga das Penas e no Cântaro Gordo (Fig. 10.1). O primeiro localiza-se numa rechã numa vertente de declive suave a 1635 m de altitude, cerca de 500 m a oeste do vértice geodésico da Fraga das Penas (Fig. 10.15). O substrato é constituído por granito de duas micas, porfíroide e de grão grosseiro (Granito de Seia), que se encontra coberto por um rególito centimétrico a decimétrico, onde se formam solos esqueléticos de tipo *ranker*. A cobertura vegetal é geralmente esparsa e de porte arbustivo, correspondendo à uma transição entre urzais de *Junipero nanae* - *Ericetum aragonensis* e matos de zimbro - *Lycopodio-Juniperetum* (Jan Jansen, informação oral). Existem sectores amplos desprovidos de vegetação, com rególito



Figura 10.15 – Aspecto geral da área de estudo da Fraga das Penas.



Figura 10.16 – Cântaro Gordo visto de oeste.

exposto, aflorando pontualmente, a rocha-mãe com graus de alteração variáveis. A ocorrência de material não-coerente à superfície, aliada ao escasso coberto vegetal, e às características climáticas dos planaltos (especialmente a exposição ao vento e as baixas temperaturas), fazem da Fraga das Penas uma área com uma dinâmica geomorfológica particularmente activa, como mostrámos nos capítulos 8 e 9. Por outro lado, o Cântaro Gordo é um interflúvio escarpado situado a 1875 m de altitude, com um topo estreito e alongado que se desenvolve na direcção este-oeste, cerca de 1500 m a nordeste do Alto da Torre. A morfologia do topo, onde se instalou o posto termométrico contribui para condições ecológicas muito particulares, especialmente marcadas pela secura e exposição ao vento (Fig. 10.16). A vegetação é dominada pela associação arbustiva *Lycopodio clavati-Juniperetum nanae cytisetosum oromediterranei* Rivas-Martínez 1981 (J. Jansen, informação oral). O solo é também um *ranker*, pouco espesso (ca. 15 a 20 cm) que se desenvolve directamente sobre o substrato de granito moscovítico de grão médio a grosseiro da Estrela.

O principal factor que nos levou a escolher a Fraga das Penas e o Cântaro Gordo como locais para monitorização das temperaturas, foi a sua diferente altitude, que permite caracterizar as variações encontradas nas partes mais altas dos planaltos da Estrela. Tratam-se, no entanto, de sítios com condições topográficas distintas, pois o primeiro, é de cariz geral plano, e com superfícies amplas, enquanto o segundo, é uma crista alongada. Naturalmente, estas diferenças exercerão alguma influência nas condições térmicas registadas em cada local, em especial no que se refere à presença de neve no solo, e provavelmente, também em relação à humidade deste. Estas limitações devem ser tidas em conta na análise dos dados; porém,

várias visitas ao local em situações com neve no solo durante a estação fria, mostram que o sítio do Cântaro Gordo, é comparável às situações topográficas do planalto mais expostas ao vento (convexidades). Cabe ainda salientar, que um outro factor determinante na escolha dos locais, foi a dificuldade de acesso, como via de minimizar a possibilidade dos postos termométricos serem danificados ou destruídos por vandalismo. Assim, o sítio da Fraga das Penas encontra-se a algumas centenas de metros de um trilho, relativamente pouco percorrido. Já na área do Planalto da Torre, a situação era mais complexa, pois a área é atravessada pela Estrada Nacional nº 339 e é visitada por um número muito elevado de turistas (cerca de 2 milhões/ano – inf. oral, M. Paz). Optou-se, por isso, pela crista do Cântaro Gordo, que recebe apenas visitas ocasionais de alguns montanhistas. Foi também nesse local que instalámos os postos para monitorização das temperaturas da rocha.

10.4.3. As temperaturas médias mensais do solo e os extremos térmicos

Embora se trate de um período de estudo de apenas 16 meses, logo limitado em termos da representatividade temporal dos dados medidos, os resultados são relevantes para o conhecimento da dinâmica criogénica da serra da Estrela. Optámos por não apresentar uma caracterização detalhada dos dados, mas sim, por salientar os aspectos mais significativos do ponto de vista térmico e morfogenético. Para os dados mensais apenas são analisados os resultados obtidos com os sensores localizados a 1 e a 15 cm de profundidade, pois os sensores intermédios apresentam valores redundantes a essa escala temporal. Uma análise detalhada de todos os sensores, é feita no capítulo 10.4.6, quando se analisarem os regimes térmicos diários.

A temperatura média mensal do solo a 1 cm de profundidade (Quadro 10.2 e Fig. 10.17) acompanhou a evolução das temperaturas do ar, apresentando uma curva muito semelhante. No entanto, a amplitude térmica foi superior no solo, sendo as temperaturas cerca de 5 a 6°C mais elevadas no Verão e 0,5 a 2°C mais baixas no Inverno (Quadro 10.2). Este comportamento reflecte a elevada insolação de Verão, aliada à baixa difusibilidade térmica do solo, e também a influência da cobertura nival no Inverno. Ao contrário do que se passa em alta montanha ou nas altas latitudes, onde uma espessa cobertura de neve (em particular se, se desenvolve no princípio do Inverno), serve de barreira contra as perdas energéticas do solo para o ar (Smith, 1993; Ishikawa, 2003), na Serra da Estrela a neve contribui fundamentalmente para manter o solo a temperaturas mais baixas (próximo de 0°C) do que as do ar, pois estas últimas, muitas vezes são positivas. É no entanto frequente, os meses mais frios serem relativamente secos, e nesses casos, pelo contrário, as condições radiativas

Quadro 10.2 – Temperaturas mensais do ar e do solo no Cântaro Gordo e na Fraga das Penas de Dezembro de 1999 a Março de 2001.

		Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar
Temperaturas do ar	Cântaro Gordo	Média	1,7	-0,8	4,9	3,3	-0,7	7,8	13,3	13,7	14,2	12,5	6,5	0,5	-	-	-
		Mín	-9,7	-9,2	-2,7	-7,7	-8,7	-0,1	-2,7	3,1	-0,6	-3,5	-6,7	-	-	-	-
		Máx	10,6	11,3	13,1	15,6	4,6	21,6	23,4	27,0	26,3	18,8	12,4	-	-	-	-
	Fraga das Penas	Média	2,3	-0,4	5,2	4,3	0,9	9,0	14,3	14,4	14,6	12,8	7,2	2,0	1,7	0,5	2,0
		Mín	-8,2	-7,7	-2,2	-7,2	-7,7	0,7	-1,0	1,9	3,1	1,1	-1,8	-5,3	-7,2	-8,2	-6,7
		Máx	12,0	11,3	13,8	16,7	6,9	23,0	26,6	27,4	28,1	19,8	11,3	9,5	10,6	13,5	14,9
Temperaturas do solo (1 cm)	Cântaro Gordo	Média	0,5	-2,2	2,7	5,1	-0,1	-	21,5	20,8	16,3	6,9	1,5	0,1	-0,2	0,9	2,7
		Mín	-5,8	-8,7	-2,2	-2,7	-1	-	3,1	2,7	0,7	-0,1	-1	-3,1	-1,8	-4	-1,8
		Máx	9,9	6,2	17,4	22,7	7,7	-	51,4	48,9	44,1	24,1	7,7	5,4	4,6	12,8	18,4
	Fraga das Penas	Média	1,7	-1,4	3,7	5,7	2,0	10,7	19,0	20,3	20,4	15,8	7,6	2,6	1,6	0,7	2,0
		Mín	-3,5	-8,2	-1,0	-1,4	-0,6	-0,1	0,7	5,0	3,5	1,9	-0,6	-1,4	-1,0	-2,2	-1,0
		Máx	11,7	5,0	16,3	23,0	13,1	29,9	42,8	49,9	46,9	42,8	22,3	18,4	8,4	9,9	13,8

permitem também um arrefecimento maior do solo do que do ar nas mínimas.

Um outro facto de realçar, é a maior amplitude térmica anual do solo no Cântaro Gordo em relação à que se verificou na Fraga das Penas (Fig. 10.17). No Inverno, o solo foi mais frio no primeiro local devido à influência da cobertura de neve (que é ali mais prolongada), às transferências de calor sensível associadas ao ar mais frio em altitude e, provavelmente, ao vento. Porém, no Verão, o solo foi mais quente no Cântaro Gordo do que na Fraga das Penas, aspecto que se deverá à maior altitude, e consequentemente ao aumento na radiação solar

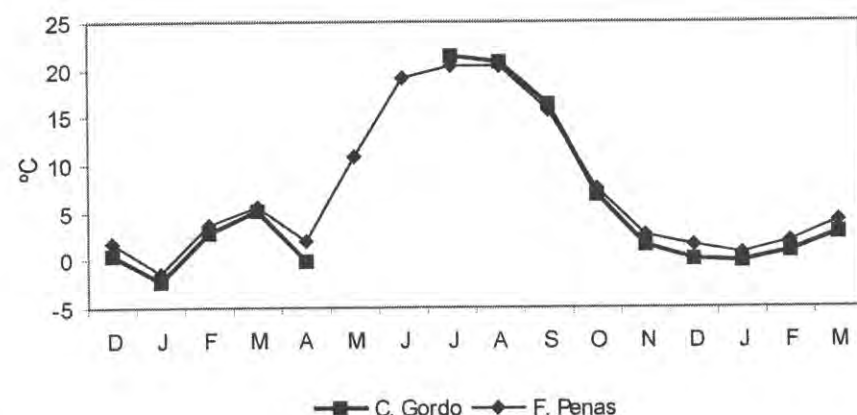


Figura 10.17 – Temperaturas médias mensais do solo a 1 cm de profundidade nos postos termométricos do Cântaro Gordo e Fraga das Penas entre Dezembro de 1999 e Março de 2001.

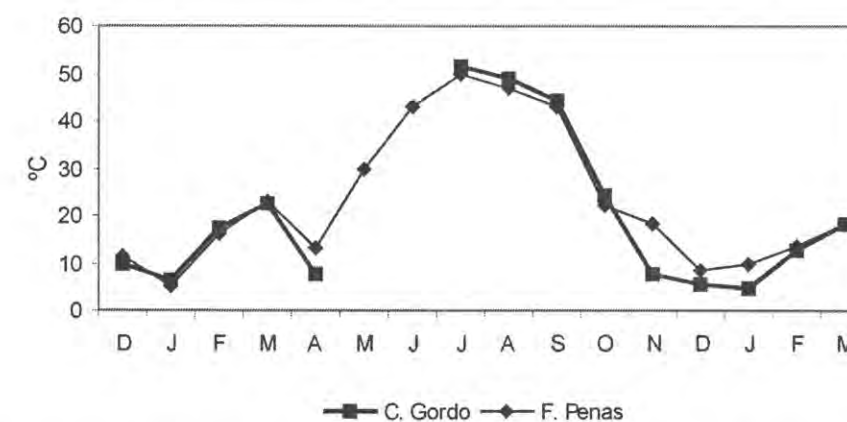


Figura 10.18 – Temperaturas máximas absolutas do solo a 1 cm de profundidade nos postos termométricos do Cântaro Gordo e Fraga das Penas entre Dezembro de 1999 e Março de 2001

directa, embora não sejam de excluir possíveis diferenças nas características físicas do solo não identificadas macroscopicamente.

A influência da insolação é também visível nas temperaturas máximas absolutas do solo (Fig. 10.18). Nos meses de Verão, o Cântaro Gordo apresentou valores mais elevados. Porém, no Inverno, as máximas absolutas apenas foram mais altas no Cântaro Gordo nos meses mais secos (por exemplo: Janeiro, Fevereiro e Março de 2000). Nos meses mais húmidos e nebulosos (Novembro e Dezembro de 2000 e Janeiro de 2001), as trocas de calor sensível por condução com o ar e com a água da chuva infiltrada predominaram, e a temperatura do solo foi mais directamente controlada por esses processos. Deve-se ainda acrescentar o elevado calor específico do solo húmido, situação que é mais frequente na estação fria, e que mitiga as variações de temperatura. Durante o Verão, a forte insolação e a fraca precipitação originam a rápida dessecação do solo, que possibilita bruscos aumentos de temperatura. São por isso, frequentemente atingidas temperaturas superiores a 40°C a 1 cm de profundidade. Deste modo, as temperaturas máximas absolutas foram 46°C na Fraga das Penas e 50°C no Cântaro Gordo.

As temperaturas mínimas absolutas a 1 cm de profundidade foram sempre mais baixas no Cântaro Gordo (Fig. 10.19). Ao contrário do ritmo das máximas, manifestamente controlado pelo regime da insolação, as mínimas apresentaram um comportamento irregular, mais controlado pelos episódios de frio que se fizeram sentir de modo mais ou menos intenso em cada mês. A oposição entre as condições de Verão e Inverno está patente nos valores registados, mas o mais interessante é o longo patamar que as estações de transição apresentam, com valores próximos de 0°C.

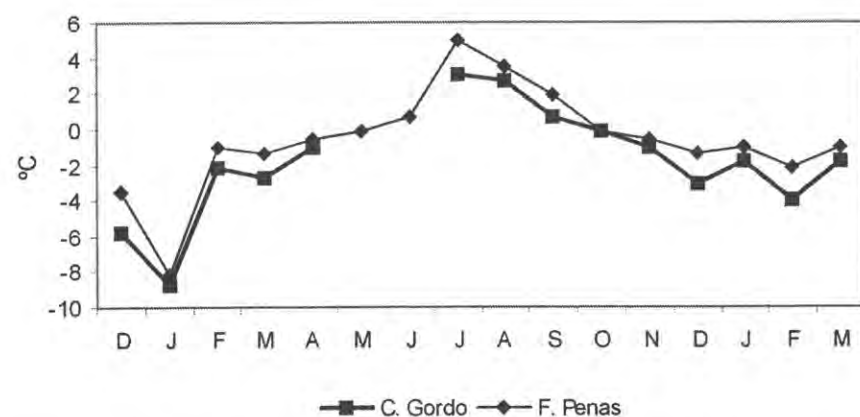


Figura 10.19 – Temperaturas mínimas absolutas do solo a 1 cm de profundidade nos postos termométricos do Cântaro Gordo e Fraga das Penas entre Dezembro de 1999 e Março de 2001.

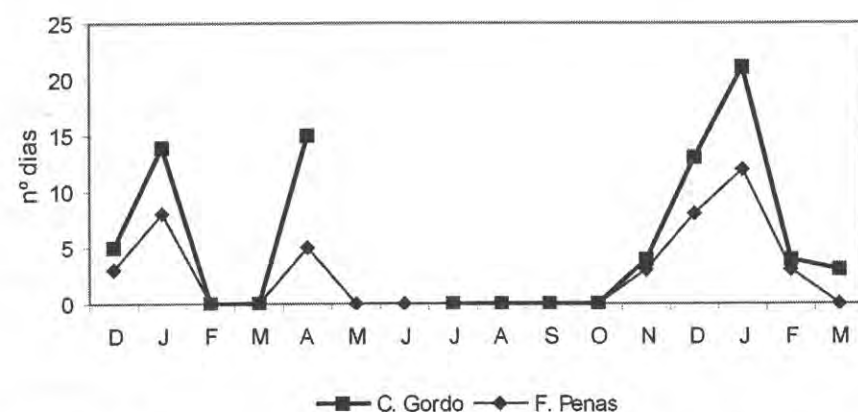


Figura 10.20 – Número de dias com temperatura máxima do solo a 1 cm de profundidade inferior a 0°C nos postos termométricos do Cântaro Gordo e Fraga das Penas (Dezembro de 1999 a Março de 2001).

10.4.4. A congelação do solo por períodos superiores a 1 dia

O número de dias em que o solo permaneceu abaixo de 0°C a 1 e a 15 cm de profundidade, foi muito irregular, tanto a nível intermensal, como interanual (Figs. 10.20 e 10.21). No período estudado, tal apenas se verificou entre Novembro e Março, sendo o número de dias quase sempre superior no Cântaro Gordo. Foram encontrados dois tipos de situações bem distintas:

– Entre Dezembro de 1999 e Fevereiro de 2000 verificou-se um arrefecimento do solo relativamente profundo, que ultrapassou os 15 cm. Este arrefecimento foi originado por um período relativamente seco e com temperaturas baixas, e é particularmente evidente em Janeiro de 2000. Neste tipo de situação, o solo mantém-se congelado por um período mais longo em profundidade do que próximo da superfície (especialmente no Cântaro Gordo). O nível superficial do solo é afectado frequentemente por ciclos gelo-degelo, mas mantém-se congelado em profundidade. Os ciclos superficiais devem-se fundamentalmente ao regime

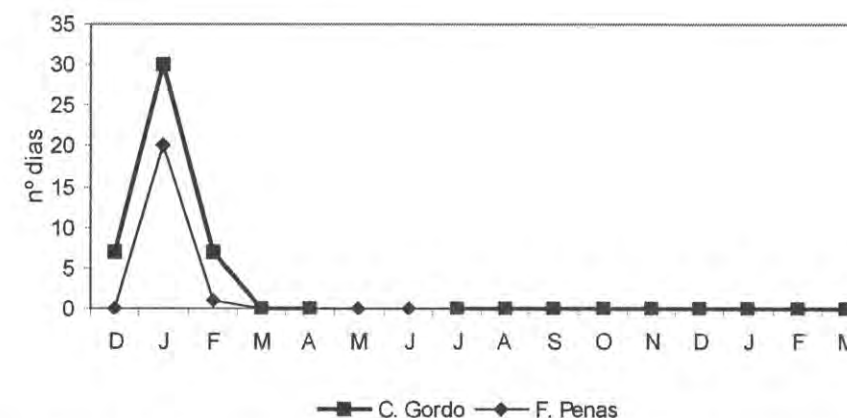


Figura 10.21 – Número de dias com temperatura máxima do solo a 15 cm de profundidade inferior a 0°C nos postos termométricos do Cântaro Gordo e Fraga das Penas (Dezembro de 1999 a Março de 2001).

radiativo, com elevados ganhos energéticos durante o dia, e elevadas perdas nocturnas. Estas últimas são, por vezes, superiores aos ganhos diurnos, o que contribui para o arrefecimento do solo em profundidade. São condições particularmente interessantes, pois a camada superficial do solo comporta-se como se tratasse de uma camada activa centimétrica, com uma ciclicidade curta, caracterizada por frequentes mudanças de estado, mantendo-se o solo gelado a alguns centímetros de profundidade. Este regime térmico é estudado com maior detalhe no capítulo 10.4.6.

– O mês de Abril de 2000 e o Inverno de 2000/01 foram caracterizados por condições térmicas do solo muito diferentes, e apenas se verificou a manutenção do solo gelado por mais de 24h consecutivas a 1 cm de profundidade. Trata-se portanto de gelo superficial, que deverá ter sido originado por temperaturas do ar relativamente altas, condições de elevada nebulosidade, uma cobertura de neve mais prolongada e, provavelmente, um solo mais húmido.

Estas diferenças entre os dois Invernos estudados são muito significativas e ilustram a irregularidade das condições de frio no solo. Mostram, além disso, que uma situação de frio seco intenso, com congelação em profundidade, seguida de um episódio frio e húmido com neve (que contribui para a manutenção do solo frio), têm consequências muito distintas, de uma queda de neve após um episódio relativamente quente, com solo não congelado. O modo como estas sequências de situações durante o Inverno se vão alternar, é determinante para as suas características térmicas do solo.

10.4.5. Os ciclos de gelo-degelo

As flutuações da temperatura do solo em torno de 0°C não correspondem directamente a ciclos de gelo-degelo, pois no solo a congelação ocorre a temperaturas inferiores e está

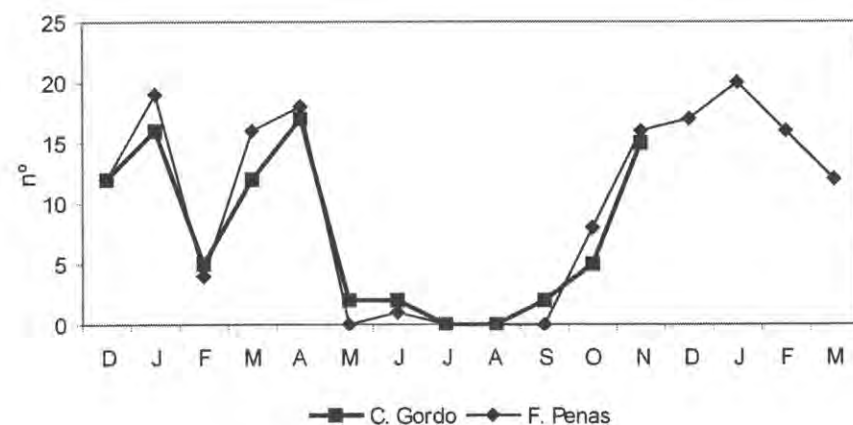


Figura 10.22 – Número de dias com oscilações de temperatura em torno de 0°C no ar nos postos termométricos do Cântaro Gordo e Fraga das Penas (Dezembro de 1999 a Março de 2001).

dependente da sua humidade (Williams e Smith, 1989). Mas no entanto, estes ciclos são um indicador útil para os processos que ocorrem próximo da superfície, como por exemplo, a formação e fusão de *pipkrakes*. É também de notar, que frequentemente os ciclos de gelo-degelo no ar têm sido usados como indicador das condições térmicas no solo, e em particular, para caracterizar a actividade dita periglaciária de algumas regiões. No entanto, o estabelecimento de uma relação directa entre as temperaturas do ar e do solo revela problemas (Thorn, 1982; Thorn *et al.*, 1999). É por isso útil estudar essas relações para os locais de estudo, de modo a avaliar a possibilidade da sua utilização.

No período de estudo, as oscilações de temperatura em torno de 0°C no ar, ocorreram de Outubro a Junho, com uma distribuição irregular (Fig. 10.22). Os valores obtidos permitem apontar para cerca de 90 ciclos por ano, tanto no Cântaro Gordo, como na Fraga das Penas. Um aspecto interessante é o modo como a altitude influencia o número de ciclos. Nos meses mais frios, as temperaturas nos locais mais elevados permanecem frequentemente durante todo o dia abaixo de 0°C, enquanto a menor altitude podem atingir valores positivos nas máximas. Este foi o comportamento dos meses de Janeiro, Março, Abril, Outubro e Novembro de 2000, em que na Fraga das Penas se verificou um maior número de oscilações em torno de 0°C do que no Cântaro Gordo. Por outro lado, nos meses com temperaturas mais elevadas, esses valores são maiores nos locais mais altos, pois aí as temperaturas descem mais frequentemente para valores negativos durante a noite. Estas situações ocorreram em Fevereiro, Maio, Junho e Setembro de 2000, parecendo ser características dos meses de transição.

As condições no solo a 1 cm de profundidade são substancialmente diferentes (Fig. 10.23), pois aí a temperatura depende de outros factores, e em grande parte, do efeito da neve, que funciona como um nível amortecedor para as trocas energéticas com a atmosfera (Smith,

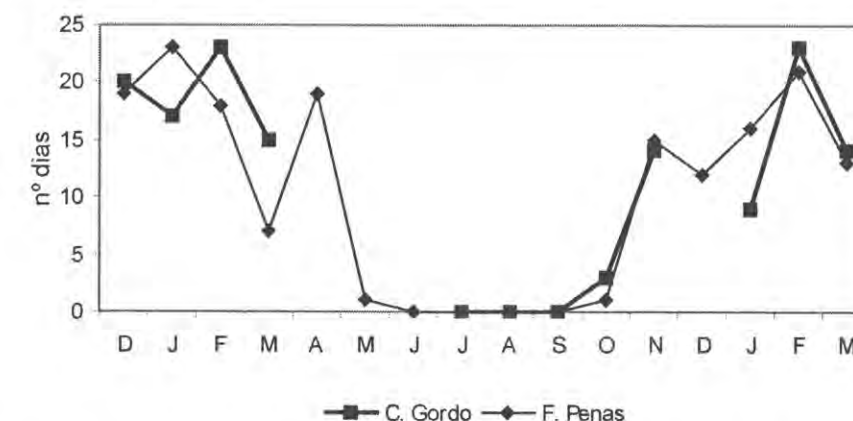


Figura 10.23 – Número de dias com oscilações de temperatura em torno de 0°C no solo a 1 cm de profundidade nos postos termométricos do Cântaro Gordo e Fraga das Penas (Dezembro de 1999 a Março de 2001).

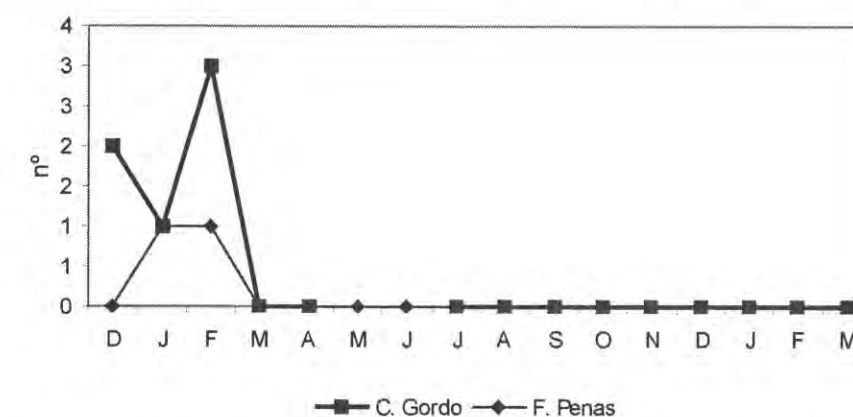


Figura 10.24 – Número de dias com oscilações de temperatura em torno de 0°C no solo a 15 cm de profundidade nos postos termométricos do Cântaro Gordo e Fraga das Penas (Dezembro de 1999 a Março de 2001).

1993; Williams e Smith, 1989). Apesar de o número total de ciclos em torno de 0°C no período estudado ser aproximado no ar e no solo, estes são distintos quando comparados mês a mês, e entre os dois postos termométricos. Observam-se dois tipos de condições: meses em que houve maior número de ciclos no Cântaro Gordo; e meses em que isso se verificou na Fraga das Penas. A primeira situação está associada aos meses mais quentes, sem cobertura de neve no solo. Quando se tratam de meses muito frios (mesmo sem neve) ou de meses com neve, verifica-se a segunda situação. O frio intenso, limita a fusão diurna (principalmente em altitude), enquanto a neve mitiga as oscilações diárias, mantendo o solo a uma temperatura estável, normalmente ligeiramente abaixo de 0°C (depende das condições térmicas do solo, da espessura e temperatura da neve).

A 15 cm de profundidade o número de ciclos é muito inferior (Fig. 10.24) e apenas se verificam nos meses caracterizados por eventos de congelação relativamente prolongada. Este facto sugere que na área estudada, os fenómenos de estruturação de solos associados à

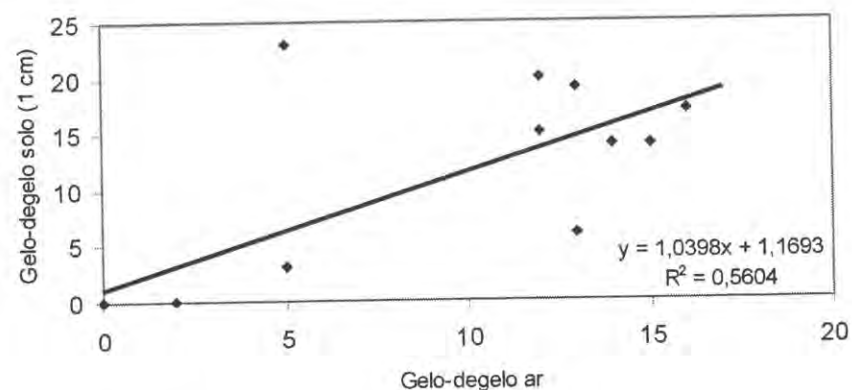


Figura 10.25 – Relação entre o número de ciclos em torno de 0°C no ar e no solo no posto termométrico da Fraga das Penas (Dezembro de 1999 a Março de 2001).

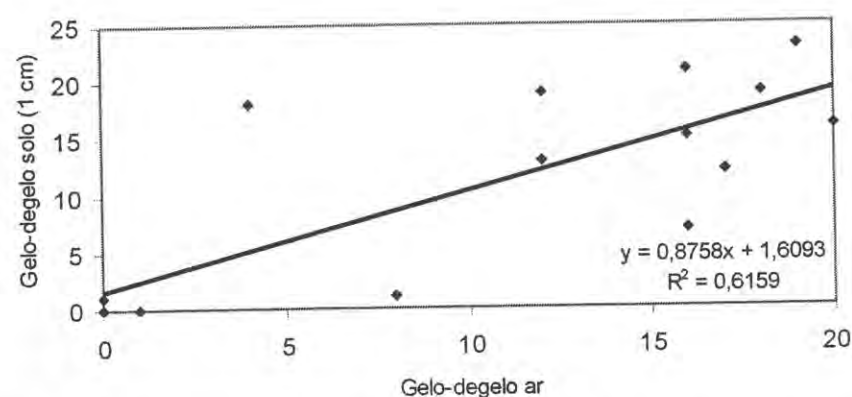


Figura 10.26 – Relação entre o número de ciclos em torno de 0°C no ar e no solo no posto termométrico do Cântaro Gordo (Dezembro de 1999 a Março de 2001).

crioexpulsão são muito activos nos primeiros centímetros do solo, mas pouco em profundidade.

A presença ou ausência de cobertura de neve é um factor determinante para o regime térmico do solo na Serra da Estrela. Além de condicionar os ciclos gelo-degelo, o momento em que ocorrem os primeiros nevões e a sua relação temporal com os episódios mais frios é determinante para o arrefecimento do solo em profundidade, que condiciona também o regime térmico à superfície. A correlação entre os ciclos em torno de 0°C no ar e no solo é, por isso, fraca (Figs. 10.25 e 10.26). São particularmente notórios os exemplos dos meses de Janeiro e Fevereiro de 2000 (Figs. 10.22 e 10.23). Enquanto no primeiro se observa um elevado número de ciclos, tanto no ar como no solo, no segundo os ciclos no ar são pouco frequentes, mas muito frequentes no solo.

10.4.6. Os regimes térmicos diários e o seu significado geomorfológico

A análise dos dados obtidos nos postos termométricos da Fraga das Penas e do Cântaro Gordo, evidenciou que os ciclos gelo-degelo são caracterizados por uma curta duração, que frequentemente é de apenas algumas horas, e que são claramente condicionados pela insolação, o que resulta na ocorrência de ciclos gelo-degelo diários. Por isso, com o objectivo de identificar os principais tipos de regime térmico, e a sua possível relação com a dinâmica geomorfológica, optou-se por um estudo detalhado das temperaturas medidas entre 1 e 15 cm de profundidade.

Os regimes térmicos diários foram analisados considerando as medidas tomadas a cada 2 horas, e usando como critérios de classificação a profundidade e a ciclicidade das oscilações em torno de 0°C (a amplitude térmica e as irregularidades no regime não foram consideradas). Considerou-se portanto, o limiar de 0°C para definir os ciclos de gelo-degelo, aspecto que como é sabido, tem limitações intrínsecas, pois não tem uma relação directa com a formação de gelo no solo. E esse é um problema importante em termos da dinâmica geomorfológica, por um lado, quando o solo está húmido, pois nessas situações ocorrem efeitos de *zero curtain*, induzidos pela libertação de calor latente de congelação (Williams e Smith, 1989), que atrasam e podem mesmo inviabilizar, a congelação da água líquida intersticial; mas também, quando o solo está seco, pois nessas situações, a ausência de água para a segregação de gelo, limita também a dinâmica geomorfológica. No entanto, a inexistência de outros dados além dos térmicos, levou-nos a adoptar esse critério, pelo que os dados devem ser interpretados com alguns cuidados. Convém, porém referir, que a análise detalhada dos dados térmicos do solo, acompanhada da análise das temperaturas do ar, e dos dados da estação meteorológica das Penhas Douradas, permite ter uma noção concreta acerca das condições de disponibilidade de água para congelação no solo. Este aspecto é aliás, comentado na análise que se segue.

Com base nos critérios indicados, identificaram-se 8 tipos de regime térmico diário do solo (Vieira *et al.*, 2003a), dos quais 2 tipos sem congelação, 3 tipos com ciclos de gelo-degelo e 3 tipos de regimes com solo gelado (Fig. 10.27):

- **Regime isotérmico sem congelação (U1)** - dias sem congelação, em que as temperaturas oscilaram pouco, pelo menos nos dois sensores mais superficiais;
- **Regime não-isotérmico sem congelação (U2)** - dias sem congelação, com um nítido ritmo térmico diário, em particular nos sensores mais superficiais;
- **Regime com gelo-degelo superficial (FT1)** - dias com um ciclo de gelo-degelo a 1 cm de profundidade, mas em que o solo permanece descongelado abaixo de 5 cm.

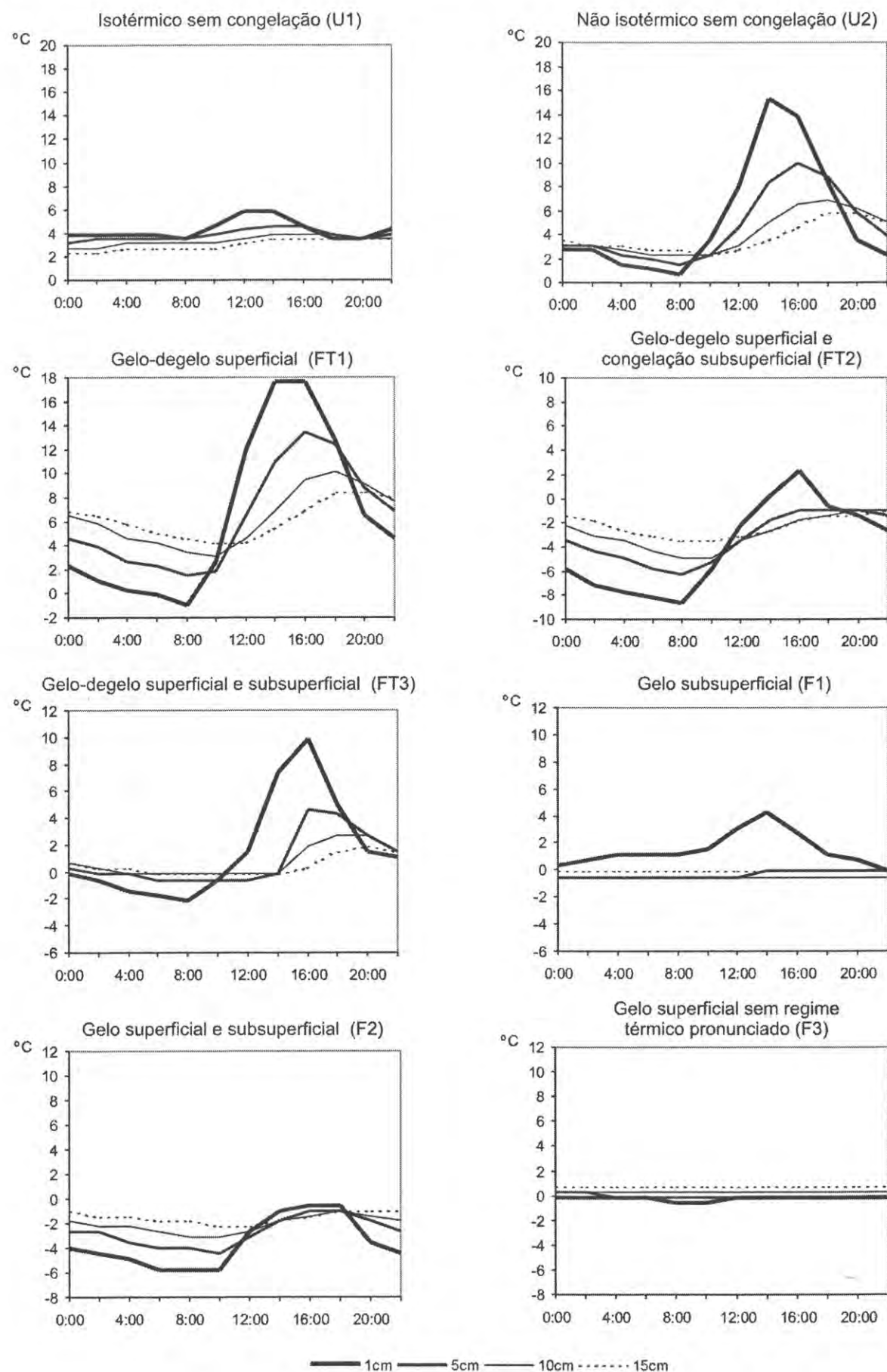


Figura 10.27 – Tipologia dos regimes térmicos diários do solo.

- **Regime com gelo-degelo superficial, e congelação subsuperficial (FT2)** – dias com solo gelado em profundidade, mas com gelo-degelo superficial (1 a 10 cm);
- **Regime com gelo-degelo superficial e subsuperficial (FT3)** – dias com gelo-degelo, pelo menos até 5 cm de profundidade;
- **Regime com gelo subsuperficial (F1)** – dias com solo gelado apenas nos sensores mais profundos;
- **Regime com gelo superficial e subsuperficial (F2)** – dias em que o solo permanece gelado até pelo menos 5 cm de profundidade;
- **Regime com gelo superficial sem ritmo térmico pronunciado (F3)** – dias com temperaturas estáveis próximas de 0°C, em especial à superfície.

a) Regime isotérmico sem congelação (U1)

Os regimes isotérmicos sem congelação estão geralmente associados a condições de solo muito húmido (devido à chuva e, menos frequentemente, à fusão da neve) ou a dias muito nublados. Ocorreram especialmente no Outono e Primavera e tiveram uma frequência mais reduzida no Inverno, especialmente quando ocorrem episódios mais frios e secos (Fig. 10.28). Porém, nos meses de Inverno húmidos e mais quentes, os regimes de tipo U2 são também frequentes. No Inverno, é um tipo de regime mais frequente na área da Fraga das Penas, pois a altitude é menor, e consequentemente, as temperaturas são também mais elevadas.

No que se refere à frequência de ocorrência, no período estudado, os regimes U1 foram a terceira situação mais frequente na Fraga das Penas, e a quarta no Cântaro Gordo (Fig. 10.29). O quadro 10.3 mostra que, quando este tipo de regime ocorre na Fraga das Penas, o Cântaro Gordo é frequentemente afectado por regimes de tipo F3 (regime com gelo superficial sem ritmo térmico pronunciado). Este facto deve-se a diferenças no manto de neve, que é o principal factor a controlar os regimes F3, e que cobre durante mais tempo a parte alta da serra. As consequências geomorfológicas dos regimes U1 não foram estudadas, pois estes não mostram relação com os processos criogénicos. É no entanto de salientar, a sua elevada frequência de ocorrência no semestre frio.

b) Regime não-isotérmico sem congelação (U2)

Os regimes não-isotérmicos sem congelação não têm relação com a dinâmica criogénica, mas merecem referência, pois dominaram no período estudado, facto que revela desde logo, um condicionalismo para esses processos. São regimes térmicos típicos dos dias quentes e secos de Verão, com quantitativos altos de radiação solar e elevadas perdas de radiação de

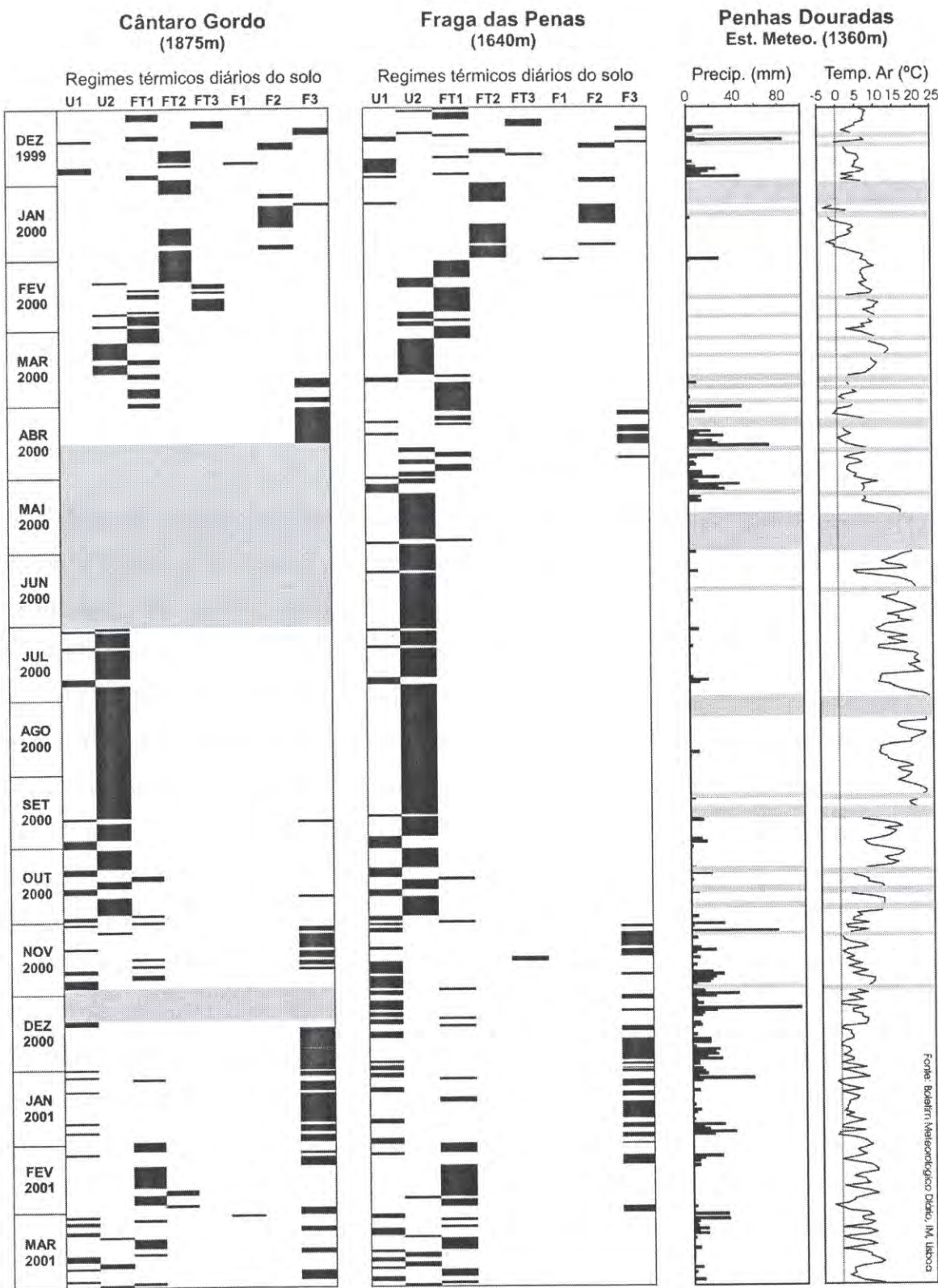


Figura 10.28 – Regimes térmicos do solo no Cântaro Gordo e na Fraga das Penas e dados meteorológicos da estação das Penhas Douradas, entre Dezembro de 1999 e Março de 2001(a cinzento representa-se o período sem dados).

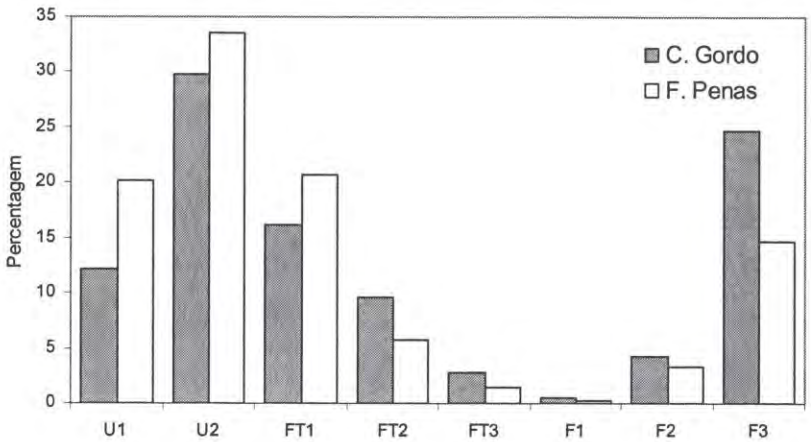


Figura 10.29 – Frequência dos diferentes tipos de regime térmico do solo na Fraga das Penas e no Cântaro Gordo entre Dezembro de 1999 e Março de 2001.

onda-longa. No entanto, estes regimes foram identificados também noutras estações, em episódios com as mesmas condições referidas, mas sendo de notar a importância de o solo estar seco, o que nem sempre sucede imediatamente após os episódios de precipitação que caracterizam o semestre frio. Foram observadas várias situações de tipo U2 no semestre frio, em particular, nos meses de Fevereiro e Março de 2000, e de Março de 2001, acompanhando episódios anticiclónicos relativamente frequentes durante o Inverno em Portugal (Ramos, 1987). É de notar que os regimes U2 ocorrem em eventos relativamente prolongados (Fig. 10.28).

Os dias com regime não-isotérmico sem congelação foram mais frequentes no posto situado a menor altitude (Fig. 10.29), mas de um modo geral, ocorreram simultaneamente nos

Quadro 10.3 – Regimes térmicos do solo ocorridos no Cântaro Gordo para cada um dos regimes térmicos da Fraga das Penas (%).

		Cântaro Gordo							
		U1	U2	FT1	FT2	FT3	F1	F2	F3
Fraga das Penas	U1	56	4	8	3	-	3	-	28
	U2	2	86	8	1	2	-	-	2
	FT1	-	-	57	15	7	-	1	20
	FT2	-	-	-	83	-	-	17	-
	FT3	-	-	17	17	-	-	50	17
	F1	-	-	-	100	-	-	-	-
	F2	-	-	-	15	-	-	85	-
	F3	-	-	1	-	-	-	2	97

U1 – Regime isotérmico sem congelação; U2 – Regime não-isotérmico sem congelação; FT1 – Gelo-degelo superficial; FT2 – Regime com gelo-degelo superficial, e congelação subsuperficial; FT3 – Regime com gelo-degelo superficial e subsuperficial; F1 –Regime com gelo subsuperficial; F2 –Regime com gelo superficial e subsuperficial; F3 – Regime com gelo superficial sem ritmo térmico pronunciado.

Quadro 10.4 – Regimes térmicos do solo ocorridos na Fraga das Penas para cada um dos regimes térmicos do Cântaro Gordo (%).

		Fraga das Penas							
		U1	U2	FT1	FT2	FT3	F1	F2	F3
Cântaro Gordo	U1	94	6	-	-	-	-	-	-
	U2	3	97	-	-	-	-	-	-
	FT1	9	16	72	-	2	-	-	2
	FT2	5	3	32	50	3	3	5	-
	FT3	-	25	75	-	-	-	-	-
	F1	100	-	-	-	-	-	-	-
	F2	-	-	5	20	15	-	55	5
	F3	23	2	16	-	1	-	-	58

U1 – Regime isotérmico sem congelação; U2 – Regime não-isotérmico sem congelação; FT1 – Gelo-degelo superficial; FT2 – Regime com gelo-degelo superficial, e congelação subsuperficial; FT3 – Regime com gelo-degelo superficial e subsuperficial; F1 – Regime com gelo subsuperficial; F2 – Regime com gelo superficial e subsuperficial; F3 – Regime com gelo superficial sem ritmo térmico pronunciado.

dois postos. Quando regimes de tipo U2 foram registados na Fraga das Penas, eles ocorreram no Cântaro Gordo em 86% dos casos, mas em 8% verificaram-se regimes com gelo-degelo superficial (FT1) (Quadro 10.3). Isso deveu-se ao controle exercido pela altitude, sendo os ciclos gelo-degelo mais fáceis de ocorrer no C. Gordo. Por outro lado, quando se registaram regimes de tipo U2 no C.Gordo, em 97% das situações eles também ocorreram na F. Penas (Quadro 10.4).

c) Regime com gelo-degelo superficial (FT1)

O regime com gelo-degelo superficial (FT1) está associado com condições de céu limpo, elevada radiação solar incidente, e com acentuadas perdas de calor nocturnas. Entre Dezembro de 1999 e Março de 2001, as condições de tipo FT1 foram as segundas mais frequentes na Fraga das Penas (20,7%), e as terceiras no Cântaro Gordo (16,2% - Fig. 10.29). No primeiro posto, que é o mais baixo, foram o regime com gelo no solo mais frequente e ocuparam o segundo lugar no Cântaro Gordo. Esta diferença está relacionada com o maior número de dias com neve no solo no Cântaro Gordo, variável que limita as oscilações diurnas da temperatura do solo.

Os regimes de tipo FT1 ocorreram de Outubro a Maio com frequências mais elevadas em Fevereiro e Abril (Fig. 10.28). É notória uma tendência para serem regimes mais frequentes na parte alta da serra nos meses de transição, enquanto na Fraga das Penas essa tendência se centra nos meses de Inverno. Este facto reflecte uma migração altitudinal geral no sentido descendente, deste regime térmico, à medida que as condições de frio avançam.

No que diz respeito à ocorrência simultânea entre os dois postos termométricos, verificámos que quando os regimes FT1 ocorreram na Fraga das Penas, apenas foram registados em 57% dos casos no Cântaro Gordo (Quadro 10.3). Nas situações restantes, no Cântaro Gordo, registaram-se regimes com gelo superficial sem ritmo térmico pronunciado (F3 – 20%), regimes com gelo-degelo superficial, e congelação subsuperficial (FT2 – 15%) e com gelo-degelo superficial e subsuperficial (FT3 – 7%). Isto é, nos casos em que os regimes FT1 não ocorreram em simultâneo, a altitudes superiores verificaram-se 2 tipos de situação: uma com congelação mais severa (FT2 e FT3); e outra com um manto de neve a funcionar como isolante térmico (F3 – ver explicação adiante). Quando regimes de tipo FT1 ocorreram no Cântaro Gordo, na Fraga das Penas registaram-se regimes semelhantes em 72% dos casos. Ocorreram ainda regimes isotérmicos sem congelação (U1) e não-isotérmicos sem congelação (U2) em 25% das situações, enquanto os outros regimes com gelo no solo, corresponderam apenas a 4% dos dias (Quadro 10.4).

Os regimes com gelo-degelo superficial são de grande importância para a dinâmica geomorfológica, pois dão frequentemente origem à formação de *pipkrakes*, que é um processo criogénico com consequências directas na morfodinâmica actual (Vieira, 1998; Ferreira *et al.*, 2000). Aliás, durante os trabalhos de campo efectuados no dia 3 de Dezembro de 1999, tivemos a oportunidade de identificar casos de solos alinhados a 1700 m de altitude, seguindo regimes de tipo FT1 registados nos dois postos termométricos.

d) Regime com gelo-degelo superficial e congelação subsuperficial (FT2)

Os regimes com gelo-degelo superficial e congelação subsuperficial (FT2) ocorreram nos dias frios e sem nuvens, marcados por transferências de calor radiativas, correspondendo a dias muito frios, mas com radiação solar directa, ou a episódios com tendência para o aquecimento depois de dias frios. Neste tipo de regime, os primeiros centímetros do solo comportam-se como uma camada activa em miniatura, marcada por ciclos de gelo-degelo de elevada frequência (ao contrário do que sucede com a camada activa sobre *permafrost*, onde os ciclos são sazonais).

No período estudado, o regime de tipo FT2 ocorreu em 9,6% dos dias no Cântaro Gordo, e em 5,8% na Fraga das Penas (Fig. 10.29), correspondendo a situações de Inverno, durante ou após, episódios anticiclónicos frios (Fig. 10.28).

Os regimes de tipo FT2 desenvolveram-se geralmente após episódios de frio intenso, com temperaturas inferiores a 0°C em todas as profundidades monitorizadas (Fig. 10.28), o que explica a maior frequência de ocorrência a altitudes mais elevadas. Quando se verificaram

regimes de tipo FT2 no Cântaro Gordo, na Fraga das Penas, eles apenas ocorreram em 50% das situações, sendo de notar que em 32% dos dias, o posto localizado a menor altitude, registou episódios de tipo FT1 (Quadro 10.3). No entanto, quando regimes de tipo FT2 foram registados na Fraga das Penas, o Cântaro Gordo teve o mesmo regime em 83% dos casos, e situações com gelo superficial e subsuperficial nos restantes 17% dos dias (Quadro 10.4).

Os regimes com gelo-degelo superficial e congelação subsuperficial podem originar fenómenos de solifluxão peliculares, bem como microdeslizamentos (*detachment slides*). Observaram-se formas ligadas ao primeiro dos processos descritos em várias ocasiões, sendo particularmente frequentes na área da Fraga das Penas, onde o coberto vegetal é esparso. Geralmente ocorrem em sectores com poucos metros quadrados, expostos a noroeste, localizados próximos de barrancos, onde o substrato é composto por rególito granítico e por uma camada superficial de areias, areão e material silto-argiloso (Fig. 9.33). No entanto, não foram tentadas observações do processo durante o período de monitorização, tendo sido as formas apresentadas, observadas a 10 de Abril de 2001, alguns dias após o fim da recolha de dados térmicos. A ocorrência de vários eventos de tipo FT1 no posto da Fraga das Penas (a algumas centenas de metros do local da fotografia) no final de Março de 2001, sugere que podem ter-se verificado episódios de tipo FT1 ou FT2 naquele local, pelo menos alguns dias antes das observações. A solifluxão pelicular pode ser também desencadeada pela queda de chuva, sobre solos com gelo num nível subsuperficial.

e) Regime com gelo-degelo superficial e subsuperficial (FT3)

Os regimes com gelo-degelo superficial e subsuperficial, ou seja, em todos sensores, ocorreram em apenas 2,8% dos dias no Cântaro Gordo e em 1,5% na Fraga das Penas, apresentando uma frequência esporádica durante o semestre frio, e assíncrona nos dois postos (Fig. 10.29). As situações observadas foram antecedidas por diferentes eventos, mas o mais frequente foi o tipo FT1, o que denota uma gradação desde uma ciclicidade gelo-degelo superficial, até uma penetração do frio mais profunda num ritmo diário, acompanhando uma descida nas temperaturas do ar (Fig. 10.28).

Quando se registaram regimes de tipo FT3 na Fraga das Penas, em 50% dos casos no Cântaro Gordo verificaram-se regimes com gelo superficial e subsuperficial (F2), e outros tipos de regime com gelo no solo em 17% dos casos (Quadro 10.3). Nos casos em que regimes de tipo FT3 ocorreram no Cântaro Gordo, na Fraga das Penas, registaram-se regimes de tipo FT1 em 75% dos casos, e de tipo não-isotérmico sem congelação (U2) em 25% dos dias (Quadro 10.4).

O significado geomorfológico dos regimes de tipo FT3 está associado principalmente à redução da compactação do solo através da formação de lenticulas de gelo de segregação, como sugerido por Matsuoka (1998b). Este efeito facilita a acção posterior de outros processos, como a erosão eólica, o escoamento superficial ou a criorreptação por *pipkrakes*. A não formação de *pipkrakes* em regimes FT3 deve-se ao facto da migração da frente de congelação no solo, ser excessivamente rápida mitigando a segregação a uma profundidade estável (Outcalt, 1971; Branson *et al.*, 1992).

f) Regime com gelo subsuperficial (F1)

Os dias com gelo subsuperficial correspondem a episódios com temperaturas do ar positivas e sem um ritmo diurno marcado, que mantém a superfície do solo a temperaturas positivas. A presença de gelo abaixo da superfície reflecte uma situação herdada de um episódio anterior mais frio. Trata-se de um regime que no período de estudo, apenas ocorreu em 0,5% dos dias no Cântaro Gordo e em 0,3% na Fraga das Penas, e que portanto tem pouco significado (Fig. 10.28 e 10.29). Além disso, as suas consequências geomorfológicas não são claras, embora potencialmente, possa dar origem a microdeslizamentos ou microescoadas, depois da ocorrência de chuva ou da fusão da neve.

g) Regime com gelo superficial e subsuperficial (F2)

Os dias com gelo superficial e subsuperficial (F2) foram registados em 4,3% dos dias no Cântaro Gordo e em 3,3% na Fraga das Penas (Fig. 10.29). Trataram-se de episódios frios e ocorreram mais frequentemente no Inverno de 1999-2000, pelo que o seu significado no que diz respeito à frequência de ocorrência, é variável inter-anualmente (Fig. 10.28). Em algumas situações a cobertura de neve no solo, favorece a manutenção da temperatura deste em valores negativos, e assim, o desenvolvimento dos regimes de tipo F2.

Os quadros 10.3 e 10.4 traduzem o maior significado deste regime a maior altitude. Assim, quando ocorreram regimes com gelo superficial e subsuperficial na Fraga das Penas, em 85% dos casos, eles também foram registados no Cântaro Gordo, correspondendo os restantes 15% dos dias a regimes com gelo-degelo superficial e congelação subsuperficial (FT2). No entanto, quando se registaram regimes de tipo F2 no Cântaro Gordo, eles apenas ocorreram em 55% dos casos na Fraga das Penas, correspondendo 20% das situações a regimes FT2, e 15% ao tipo FT3.

Os regimes de tipo F2, por corresponderem a uma congelação mais profunda, podem originar a segregação de gelo, e consequentemente fenómenos de crioexpulsão. Este processo

foi observado na área da Fraga das Penas através de experiências de monitorização (Cap. 9.3). É ainda de referir, que o aquecimento do solo e a consequente fusão do gelo de segregação (especialmente em solos com elevado teor de água), pode levar à ocorrência de processos de solifluxão pelicular e de microdeslizamentos. Aliás, a presença de mantos de solifluxão pelicular no Planalto da Torre a 1850 m de altitude apoia o significado que atribuímos ao regime F2, bem como a sua maior importância nas áreas altas da serra (Fig. 9.31). É no entanto de notar, que as condições encontradas no Cântaro Gordo são significativamente diferentes daquelas que existem nos locais com solifluxão, pois nestes últimos o solo é mais espesso, a cobertura de vegetação é contínua, e além disso, a neve permanece no solo durante mais tempo. Este último aspecto, favorece ainda mais a manutenção do gelo no solo durante períodos mais longos, e pode ter uma relação directa com o desenvolvimento de fenómenos solifluxivos.

h) Regime com gelo superficial mas sem ritmo térmico pronunciado (F3)

Os dias com gelo superficial mas sem ritmo térmico pronunciado (F3) foram o regime com gelo no solo mais frequente no Cântaro Gordo (24,7% dos dias), e o segundo mais frequente na Fraga das Penas (14,6% dos dias - Fig. 10.29). Nos dias com regime térmico de tipo F3, as temperaturas da superfície do solo são directamente controladas pelo efeito isolante da camada de neve (Barry, 1992; Oke, 1997; Williams e Smith, 1989; Smith, 1993), e em alguns casos, provavelmente pela extensa cobertura de sinelos que se formam no solo devido à presença de nuvens super-arrefecidas (Barry, 1992; LaChapelle, 1992), como tivemos oportunidade de verificar durante os trabalhos de campo.

A frequência dos eventos de tipo F3 foi muito variável, pois eles foram raros no Inverno de 1999-2000 (embora com valores elevados em Abril, mês que teve abundante cobertura de neve), mas mais frequentes no Inverno seguinte (Fig. 10.28). Este regime foi antecedido, em 20% dos casos na Fraga das Penas, e em 11% dos casos no Cântaro Gordo, por situações isotérmicas sem congelação (U1), facto que reflecte a transição gradual de condições com chuva, para a queda de neve, situação normal na Serra da Estrela.

O controle exercido pela altitude é claro nos quadros 10.3 e 10.4. Quando na Fraga das Penas se observaram dias com gelo superficial sem ritmo térmico pronunciado, no Cântaro Gordo as condições foram idênticas em 97% dos dias. Porém, quando essas situações se verificaram no Cântaro Gordo, as condições na Fraga das Penas foram variadas: em 58% dos dias ocorreu o mesmo tipo de regime, mas em 23% dos dias, verificaram-se situação isotérmicas sem congelação (U1), e em 16% dos casos, ocorreram regimes com gelo-degelo

superficial (FT1). Estes dados ilustram bem a influência da neve, que nas partes altas da montanha isola o solo, limitando a ocorrência, tanto de regimes marcados por temperaturas mais altas (U1), como de regimes marcados por ciclos de gelo-degelo, como é o caso do tipo FT1.

No que se refere à ocorrência de processos criogénicos, os regimes de tipo F3 não parecem ter muito significado. No entanto, pode haver alguma influência no crescimento de lentículas de gelo no solo, embora seja necessário investigar melhor o tema, para obter dados concretos. A informação actual aponta para que os períodos prolongados com regimes térmicos de tipo F3, correspondam a situações de estabilidade geomorfológica. Porém, a seguir a esses períodos, em particular, no caso de existir uma cobertura de neve espessa, pode haver uma actividade geomorfológica significativa associada à fusão da neve, com a ocorrência de processos de lavagem superficial e subsuperficial significativos.

10.5. AS TEMPERATURAS DA ROCHA NA SERRA DA ESTRELA

10.5.1. Introdução

A ocorrência de microgelifracção nas áreas mais altas da Serra da Estrela, foi indicada por Daveau (1978), como um testemunho da existência de um andar periglaciário atenuado acima de 1750 m de altitude. No entanto, é difícil distinguir claramente se a desagregação granular que ocorre nas superfícies graníticas, resulta de facto da acção do frio sobre a rocha, ou se resulta da interacção de diferentes processos, como a humedificação-dessecação, libertação de pressões internas, termoclastia, e mesmo nalguns casos, da igniclastia. Estes problemas têm sido estudados em detalhe por vários autores, tanto em laboratório, como no campo, e por isso, no próximo capítulo apresentamos de forma sucinta, os principais resultados sobre o tema.

Como tivemos oportunidade de referir, no presente trabalho debatemo-nos com importantes limitações orçamentais, que impediram que se fizesse uma monitorização detalhada das diferentes variáveis que intervêm na dinâmica criogénica. Tendo isso em consideração, optámos por apenas fazer a caracterização das condições térmicas da rocha, efectuando medições com intervalos de tempo médios (2 horas), e deixámos de lado variáveis importantes, como a humidade, a cobertura de neve, a radiação solar e o balanço radiativo. Pelos mesmos motivos, também não se efectuou qualquer monitorização dos processos geomorfológicos nas vertentes rochosas. Naturalmente, os resultados obtidos têm limitações, e resumem-se à caracterização dos regimes térmicos da rocha, e a uma discussão das suas eventuais consequências geomorfológicas. Contudo, são especialmente importantes, pois tratam-se de registos até agora inexistentes para as montanhas portuguesas, e constituem um primeiro passo para um futuro trabalho de monitorização mais detalhado. Mesmo a nível global, o conhecimento detalhado dos regimes térmicos de superfícies rochosas é escasso, o que valoriza ainda mais os presentes resultados.

Os registadores automáticos de temperatura da rocha foram instalados nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo, a altitudes de, respectivamente, 1860 e 1870 m, valores muito próximos e que por isso, são directamente comparáveis. O Cântaro Gordo é uma crista alongada na direcção oeste-este, com vertentes abruptas próximo do topo, e muito expostas ao vento (Fig. 10.16). A escolha de vertentes opostas, mas de locais com condições semelhantes, permite também compreender a influência da exposição nos regimes térmicos de modo mais claro. Os dois locais de instalação dos sensores são paredes verticais, com pequenos degraus que permitem que 1 ou 2 pessoas procedam à recolha dos dados. O carácter vertical limita a

acumulação da neve, mas caso esta caia em grande quantidade nos degraus, pode chegar a cobrir a parede rochosa. Essa situação sucedeu em alguns casos, em particular na vertente norte, onde a neve permanece por períodos substancialmente mais prolongados, como discutimos adiante. Como referido no capítulo 10.2.5, foram instalados 4 sensores de temperatura em cada parede, a 1, 5, 10 e 17 cm de profundidade, e o intervalo de registo programado, foi de 2 horas. Estudou-se um período idêntico ao das temperaturas do solo, embora devido a condicionantes meteorológicas⁵, tenha sido necessário desactivar os registadores entre meados de Abril e o final de Junho de 2000. Para a análise dos resultados obtidos, recorreremos também aos registos da temperatura do ar do topo do Cântaro Gordo (1875 m), bem como aos dados meteorológicos da estação das Penhas Douradas (1360 m).

10.5.2. Análise dos dados mensais das temperaturas da rocha

Entre Dezembro de 1999 e Março de 2001, considerando os dias sem dados, dispomos de cerca de 14 meses de registos de temperatura da rocha recolhidos em intervalos de 2 horas. É um número de meses limitado no que respeita à sua representatividade temporal, mas é suficiente para compreender os comportamentos da vertente norte e sul, em particular no que se refere aos regimes térmicos diários.

As temperaturas médias mensais da rocha a 1 cm de profundidade traduzem de forma clara o controle da exposição, que no caso dos dados do Cântaro Gordo, reflecte essencialmente o efeito da insolação (Fig. 10.30). O mesmo ocorre para as temperaturas a 17 cm de profundidade, pois a rocha tem uma elevada difusibilidade térmica e não tem água intersticial (Fig. 10.31). As temperaturas mais baixas ocorrem, naturalmente, durante o Inverno, mas, como ilustra bem o período de dados disponível, os regimes térmicos podem não ser simples, como sucedeu nos primeiros meses de 2000. Em ambos os anos monitorizados, os meses de Inverno registaram temperaturas médias inferiores, ou próximas, a 0°C na vertente norte, e sempre valores mais elevados na vertente sul.

É interessante notar que apesar da vertente sul ser quase sempre mais quente, há meses em que as temperaturas médias se sobrepõem, e isso ocorreu em dois tipos de situações: em Abril de 2000, mês caracterizado por forte nebulosidade e muita neve, o que gerou condições

⁵ Em Abril de 2000, no momento de recolha dos dados, a cobertura de neve era contínua acima de 1300 m, o nevoeiro reduzia a visibilidade a cerca de 10 m e o vento era forte, o que impossibilitou a recolha dos dados de todos os registadores com o computador portátil. Agradeço o imprescindível apoio prestado pelos membros da equipa de salvamento em montanha SOS ESTRELA da ASE, que nos acompanharam nessas condições na ascensão ao Cântaro Gordo, e facultaram a utilização do seu equipamento para a recolha dos dados dos sensores da rocha.

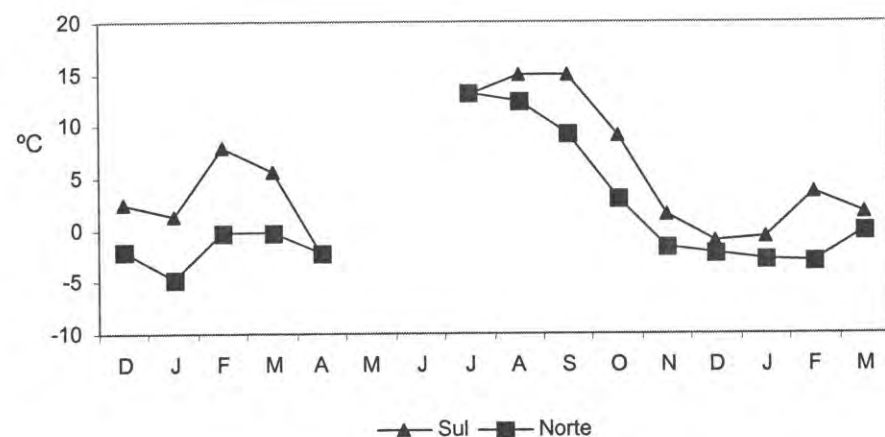


Figura 10.30 – Temperatura média da rocha a 1 cm de profundidade nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo, entre Dezembro de 1999 e Março de 2001.

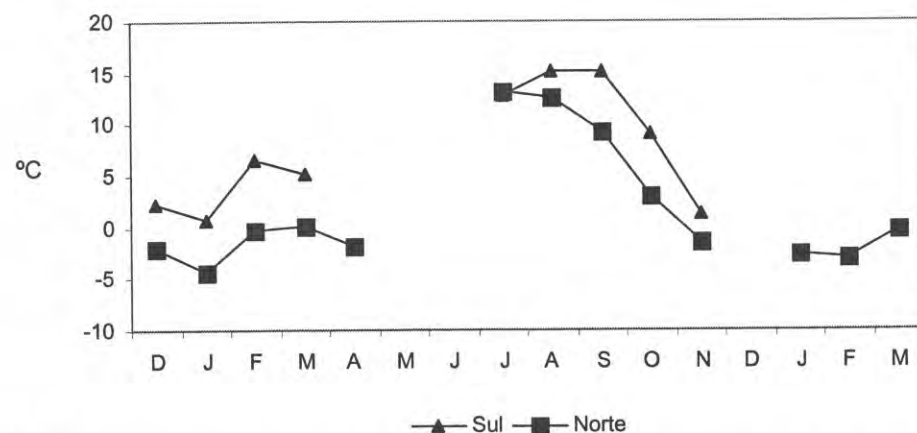


Figura 10.31 – Temperatura média da rocha a 17 cm de profundidade nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo, entre Dezembro de 1999 e Março de 2001.

homogéneas em ambas as vertentes; e Julho de 2000, momento em que devido à proximidade ao solstício de Verão, a vertente norte registou as temperaturas máximas mais altas, enquanto a vertente sul, devido à elevada altura do sol, sofrem uma redução nos valores de radiação solar directa (ver parágrafo seguinte). Estes são os dois casos extremos, mas o que acontece na maior parte dos meses, é um quase paralelismo entre as duas curvas, que se aproximam, e afastam controladas pelas condições de nebulosidade e de neve nos meses de Inverno; ou pela radiação incidente nos meses de Verão. Vejam-se as diferenças entre os dois Invernos estudados, em que o primeiro, por ser mais seco e com menor nebulosidade, teve as duas curvas mais afastadas, mas o segundo, por ser mais nivoso e nebuloso, reflecte já uma aproximação nas temperaturas médias.



Figura 10.32 – Diagramas solares para as vertentes norte e sul do Cântaro Gordo. Notar que devido à elevada altitude, o efeito de obstáculo pelo relevo envolvente, com excepção da própria vertente do Cântaro Gordo, é muito reduzido, e só influencia a insolação ao final da tarde nos meses mais próximos do solstício de Inverno. As quadrículas coloridas correspondem ao tempo com insolação potencial (diagramas calculados a partir do programa Solar Analyst).

Uma vez que a exposição controla claramente os regimes térmicos da rocha, em particular pelas diferenças de radiação solar incidente nas duas vertentes, torna-se importante clarificar alguns aspectos ligados à geometria das vertentes e ao movimento aparente do Sol. Assim, com base num Sistema de Informação Geográfica, calculámos os diagramas solares para as vertentes norte e sul do Cântaro Gordo, incluindo o efeito de obstáculo causado pelo relevo envolvente (Fig. 10.32). Devido à posição elevada do Cântaro Gordo, existem poucos obstáculos entre os pontos de monitorização e o horizonte, com excepção das próprias vertentes verticais, que originam o obscurecimento directo de metade do horizonte. Na parte visível do horizonte, o relevo envolvente apenas influencia a insolação às primeiras horas da manhã, ou ao final da tarde, e nunca por períodos superiores a 1 hora. É de notar que o efeito do relevo foi modelizado com base num MNT com pixel de 10 x 10 m, considerando 32 direcções, e que tem algumas limitações intrínsecas, ligadas à resolução do MNT e ao algoritmo do programa usado (Solar Analyst). No entanto, Fu e Rich (2000) avaliaram os

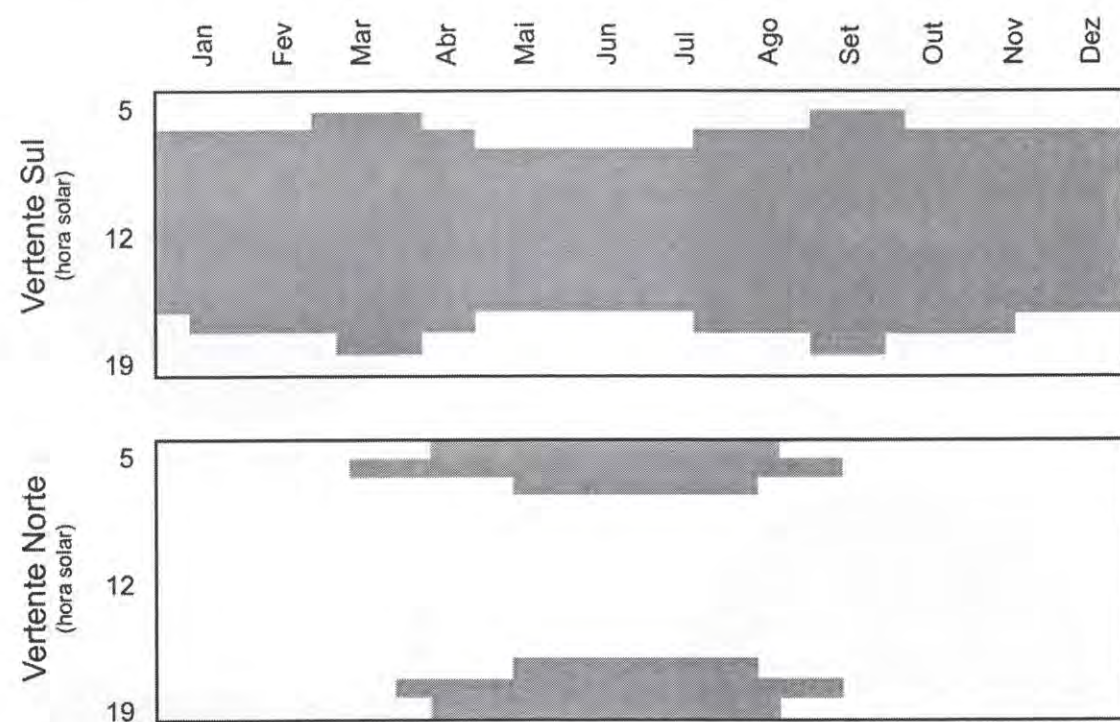


Figura 10.33 – Insolação potencial nas vertentes sul e norte do Cântaro Gordo ao longo do ano (mancha cinzenta).

resultados obtidos com aquele programa, comparando-os com os obtidos com uma lente olho-de-peixe, e concluem pela sua grande precisão. De referir que Gruber *et al.* (2003) para estudarem as temperaturas da rocha nos Alpes Suíços, usaram já uma máquina fotográfica digital com lente olho-de-peixe aplicada na vertical no local dos registadores automáticos, que possibilitou a transferência directa dos resultados sobre os diagramas solares. Essa seria, efectivamente a técnica ideal, que porém não pudemos usar devido a restrições orçamentais.

Os diagramas solares obtidos permitem extrair alguns dados importantes para a interpretação da variação sazonal das temperaturas da rocha nas duas vertentes estudadas. A figura 10.33 representa a insolação potencial (considerando um céu sem nuvens), e a sua variação ao longo do ano. O contraste na insolação potencial entre as duas vertentes é claro. A vertente sul⁶ tem condições para beneficiar de insolação durante todo o ano, e sempre mais de 8 horas por dia. Porém, a vertente norte só recebe, potencialmente, radiação directa de Março a Setembro, e nunca mais de 3 horas seguidas, mas podendo atingir um total de 6 horas diárias. É de notar que na vertente sul, o número máximo de horas de sol (12 h) é atingido próximo dos equinócios, enquanto na vertente norte, o número máximo de horas de sol, ocorre próximo do solstício de Verão, momento em que a insolação é mínima na vertente sul. Estas dissimetrias muito acentuadas na insolação são fundamentais para compreender os

⁶ Note-se que se trata de um sector com declive de 90°.

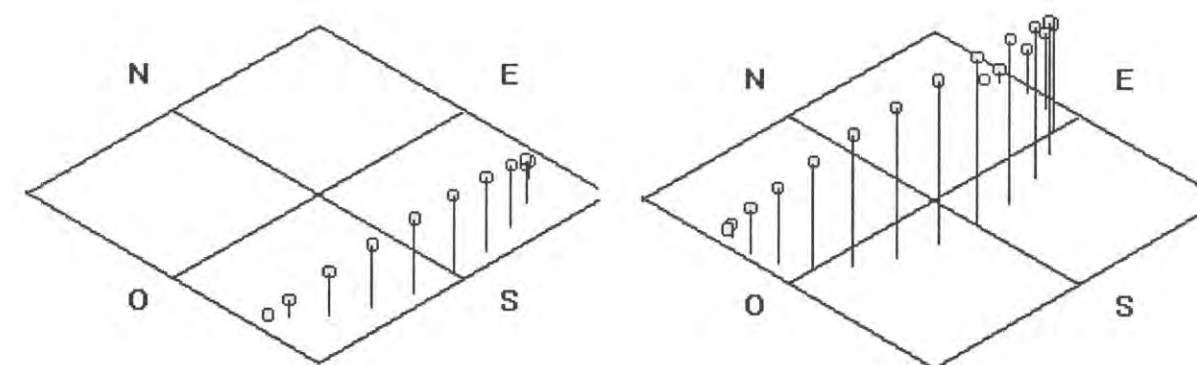


Figura 10.34 – Trajectória aparente do Sol no céu acima do horizonte no Alto da Torre nos solstícios. À esquerda, solstício de Dezembro e à direita, solstício de Junho (Calculado com o *software* GeoSol).

regimes térmicos nas duas vertentes, e principalmente para perceber a situação da vertente norte, sem radiação directa no Inverno. Essa ausência de radiação directa invernal, como mostramos adiante, mitiga a subida diurna das temperaturas da rocha. Dessa forma, apenas nos meses com muita nebulosidade, e consequentemente também com pouca radiação directa na vertente sul, as temperaturas médias nas duas vertentes tornam-se mais próximas. É importante referir que a radiação recebida por uma vertente, não depende apenas da insolação, sendo o ângulo entre a superfície e os raios solares um factor fundamental (Oke, 1987; Linacre, 1992).

O efeito da variação da posição aparente do Sol no céu ao longo do ano e do dia, sobre a radiação solar incidente é enorme, e vai condicionar fortemente a resposta térmica da rocha, pois esta, por não ter água intersticial, reage rapidamente a variações na radiação incidente. O programa Geosol desenvolvido para aplicações de aproveitamento de energia solar (Hérendez, 2003), permite calcular a energia potencial máxima recebida pelas duas vertentes ao longo do dia, e em diferentes momentos do ano (Fig. 10.35). Os resultados são muito interessantes, e mostram que na vertente sul, a quantidade máxima de energia recebida por unidade de superfície (MJ/m^2), ocorre no solstício de Dezembro, enquanto o mínimo ocorre no solstício de Verão. Também o número de horas de sol, é maior no Inverno do que no Verão. Pelo contrário, na vertente norte, no Inverno e nos equinócios, as vertentes recebem apenas radiação difusa, e no Verão recebem o máximo de energia, em particular sob a forma de radiação solar directa ao início da manhã e ao fim da tarde. Estes valores referem-se apenas à energia solar máxima potencial, e excluem as trocas de calor turbulentas, bem como os outros termos do balanço radiativo, em especial a radiação de onda-longa, bem como a fundamental influência do albedo (que não é constante ao longo do dia).

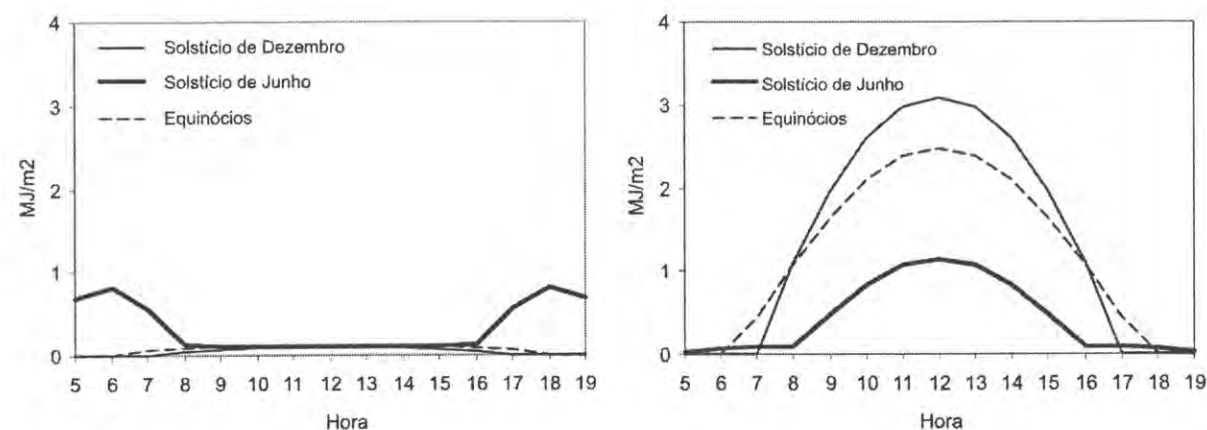


Figura 10.35 – Radiação solar potencial (directa+difusa) nos locais de monitorização das temperaturas nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo, nos solstícios e equinócios (calculado a partir do modelo de Hottel – Geosol).

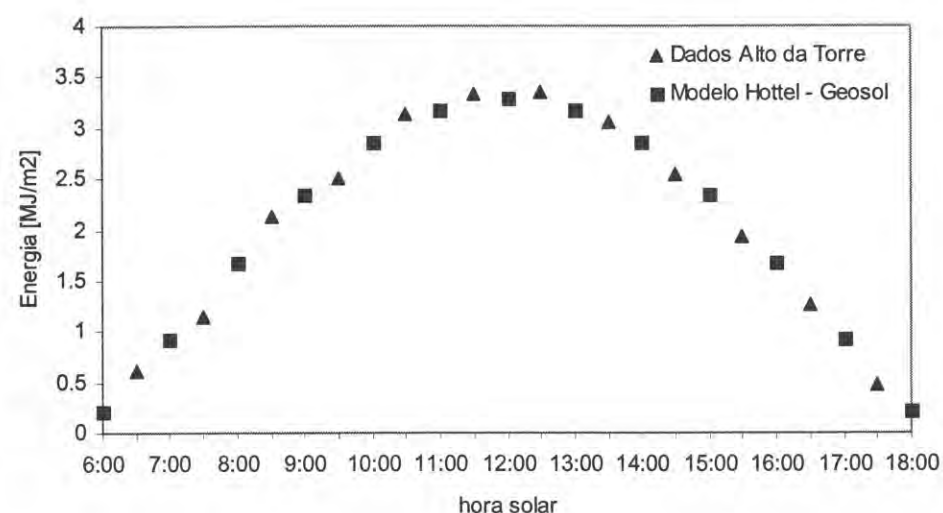


Figura 10.36 – Radiação solar medida na estação meteorológica do Alto da Torre num dia de céu limpo (30 de Agosto de 2000) e resultados da modelização da radiação solar potencial segundo o modelo Hottel (programa Geosol).

De forma a avaliar a fiabilidade do programa Geosol, que serviu de plataforma para os cálculos acima apresentados, usámos os dados horários de radiação solar do dia 30 de Agosto de 2000 (que foi um dia de céu limpo), registados na estação meteorológica que instalámos no Alto da Torre (e que infelizmente funcionou durante pouco tempo). Como se pode observar na figura 10.36 há uma excelente concordância entre o modelo usado (Hottel – ver Hernández, 2003) e os dados medidos, o que valida o programa Geosol e permite a sua aplicação para trabalhos futuros no âmbito da Serra da Estrela.

O efeito causado pela insolação nas duas vertentes reflecte-se também na regressão entre a

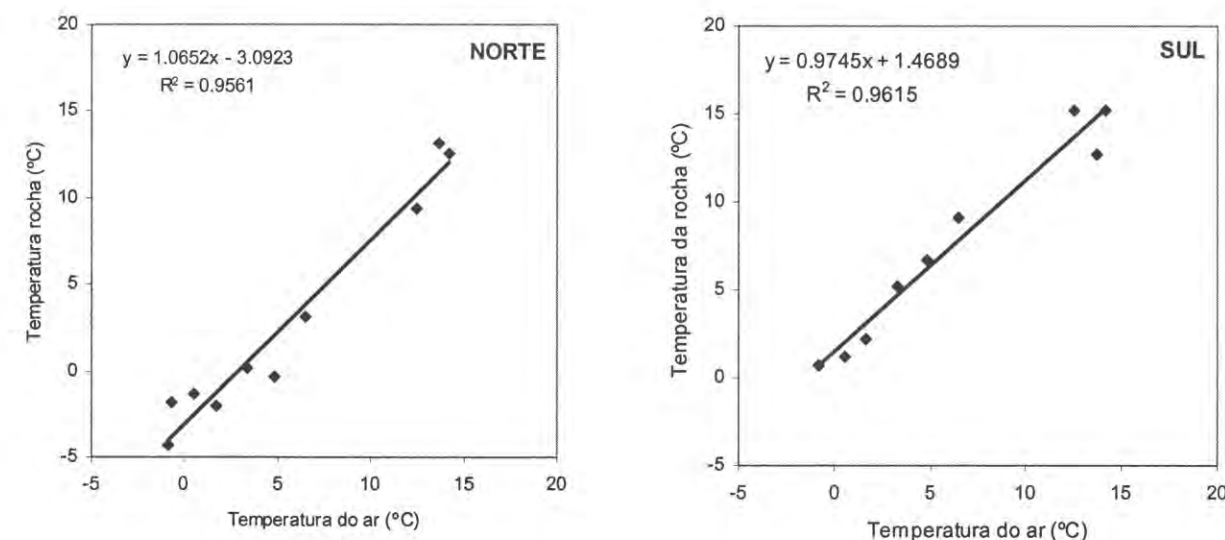


Figura 10.37 – Temperaturas médias mensais do ar e da rocha a 17 cm de profundidade nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo (Dezembro de 1999 a Março de 2001).

temperatura média mensal do ar e da rocha (Fig. 10.37). As correlações são fortes em ambas as vertentes, mas a vertente norte é substancialmente mais fria. Note-se que na vertente norte, uma temperatura média mensal do ar de 0°C se traduz em -3,1°C na rocha, enquanto na vertente sul a temperatura da rocha é de 1,5°C. Há portanto, nos meses mais frios, uma diferença de quase 5°C entre temperaturas médias das duas vertentes. Nos meses de Verão, essa diferença reduz-se para cerca de 3°C.

Voltando à análise dos dados mensais das temperaturas da rocha, verificamos que no que respeita às temperaturas mínimas absolutas, o seu comportamento é mais irregular do que o das médias, embora seja claro o efeito dos meses mais quentes de Verão, com temperaturas mínimas positivas (Fig. 10.38). Em Setembro, a vertente norte apresentou já temperaturas extremas negativas, situação que na vertente sul só ocorreu no mês seguinte. Normalmente, as temperaturas mínimas absolutas são inferiores na vertente norte, mas há situações inversas, as quais ocorrem quando os sensores da vertente norte estão cobertos de neve, mitigando a influência das vagas de ar frio.

Os dados das temperaturas máximas absolutas revelam-se também interessantes, evidenciando o efeito da radiação directa, que mencionámos atrás (Fig. 10.39). As diferenças maiores ocorrem nos meses de Inverno, quando a vertente norte está à sombra e a vertente sul recebe valores muito elevados de radiação solar. Note-se, no entanto, que os máximos térmicos na vertente sul ocorreram mais próximo dos equinócios, pois nesses momentos a radiação solar é alta e o número de horas de sol, é máximo. As descidas nas temperaturas máximas absolutas verificada nos meses de Abril, Novembro e Dezembro de 2000 e Janeiro

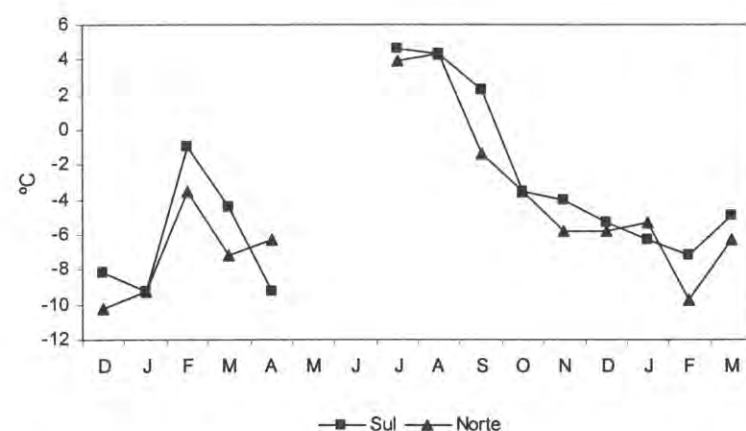


Figura 10.38 – Temperaturas mínimas absolutas mensais da rocha a 1 cm de profundidade nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo (Dezembro de 1999 a Março de 2001).

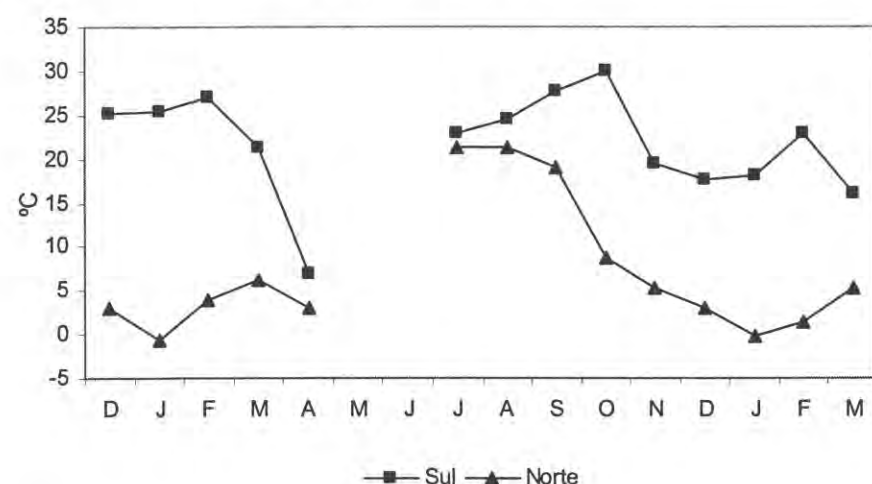


Figura 10.39 – Temperaturas máximas absolutas mensais da rocha a 1 cm de profundidade nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo (Dezembro de 1999 a Março de 2001).

de 2001, devem-se às condições de elevada nebulosidade, e ao carácter húmido desses meses, com forte queda de neve, e portanto à diminuição da influência da radiação solar directa. Na vertente norte, a situação é distinta, com um regime de extremos mais regular, e com o máximo absoluto em Julho, momento em que são atingidos valores muito próximos dos da vertente sul. Esta proximidade nos máximos absolutos está relacionada com o facto de o Verão ser o momento de máxima radiação solar na vertente norte, e de mínima na vertente sul. É de notar que no mês de Janeiro de 2000 a vertente norte permaneceu com temperaturas inferiores a 0°C durante todo o mês.

Como referimos atrás um parâmetro que é frequentemente usado para caracterizar a importância do frio na morfogénese actual, é o número de ciclos de gelo-degelo (oscilações em torno de 0°C). É um indicador com várias limitações, pois é apenas de natureza térmica, e

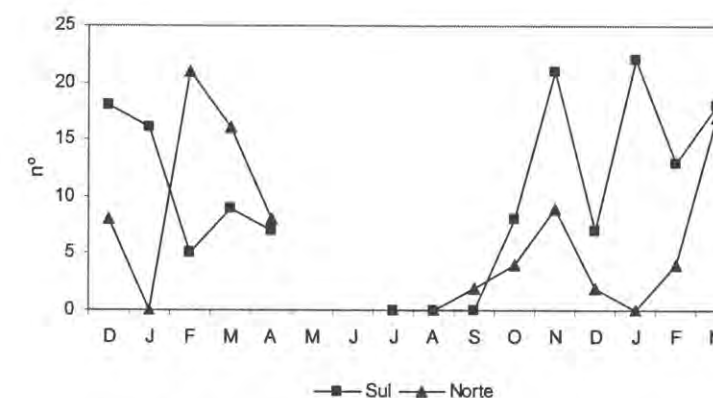


Figura 10.40 – Número mensal de ciclos gelo-degelo na rocha a 1 cm de profundidade nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo (Dezembro de 1999 a Março de 2001).

não engloba a velocidade das variações de temperatura, que segundo vários autores é determinante para a fragmentação da rocha (Hall, 1997, 1998, 1999; Hall e André, 2001; Hall *et al.*, 2002). De notar também, que para a crioclastia ser efectiva, é importante que haja água intersticial, parâmetro que também não analisamos. Considerando estas limitações, verificamos que no período de estudo o número de oscilações em torno de 0°C, a 1 cm de profundidade, foi de 144 na vertente sul e de 91 na vertente norte, embora não tenhamos dados para os meses de Maio, Junho e parte de Abril de 2000. A sua distribuição ao longo do ano foi muito irregular, sendo claro o mínimo estival em Julho e Agosto (meses em que estiveram ausentes), e os máximos do semestre mais frio, embora muito irregulares (Fig. 10.40). O modo como esses máximos de oscilações diárias em torno de 0°C se distribuem no tempo entre as duas vertentes, indica dois tipos de situações distintas:

- nos meses de Inverno com temperaturas altas (por ex.: Fevereiro e Março de 2000), a rocha na vertente sul aquece muito (em especial nos dias sem nuvens), e frequentemente não arrefece o suficiente durante a noite, para que a temperatura desça abaixo de 0°C. Por outro lado, nessas situações, uma vez que as temperaturas da rocha na vertente norte são inferiores às da vertente sul (a primeira encontra-se à sombra e não aquece tanto durante o dia, embora atinja valores positivos), verifica-se que o arrefecimento nocturno é suficiente para que a temperatura na vertente norte desça abaixo de 0°C. Nesses meses, o número de ciclos gelo-degelo na vertente norte foi superior aos verificados na vertente sul (Fig. 10.40);

- nos meses de Inverno mais frios, verifica-se uma situação oposta, ou seja, a vertente norte apresenta um número de ciclos gelo-degelo inferior ao da vertente sul. Isso deve-se às temperaturas do ar serem suficientemente baixas, para que de noite a temperatura na vertente sul desça abaixo de 0°C, voltando a subir durante o dia para valores positivos. Na vertente norte, as temperaturas baixas e a ausência de insolação, fazem com que esta permaneça

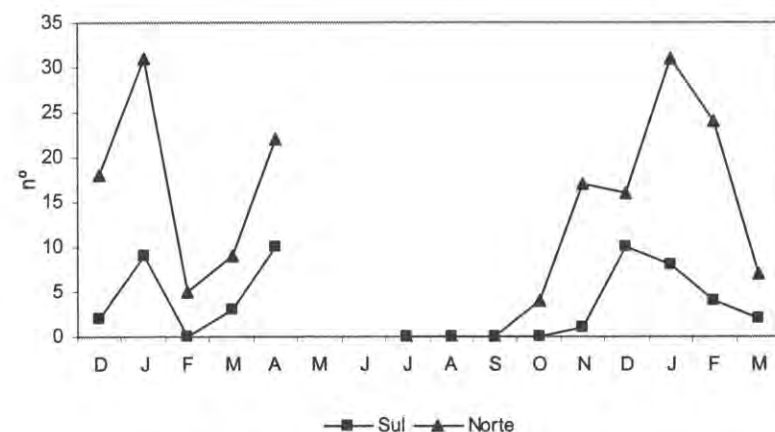


Figura 10.41 – Número mensal de dias com temperatura máxima na rocha a 1 cm de profundidade inferior a 0°C nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo (Dezembro de 1999 a Março de 2001).

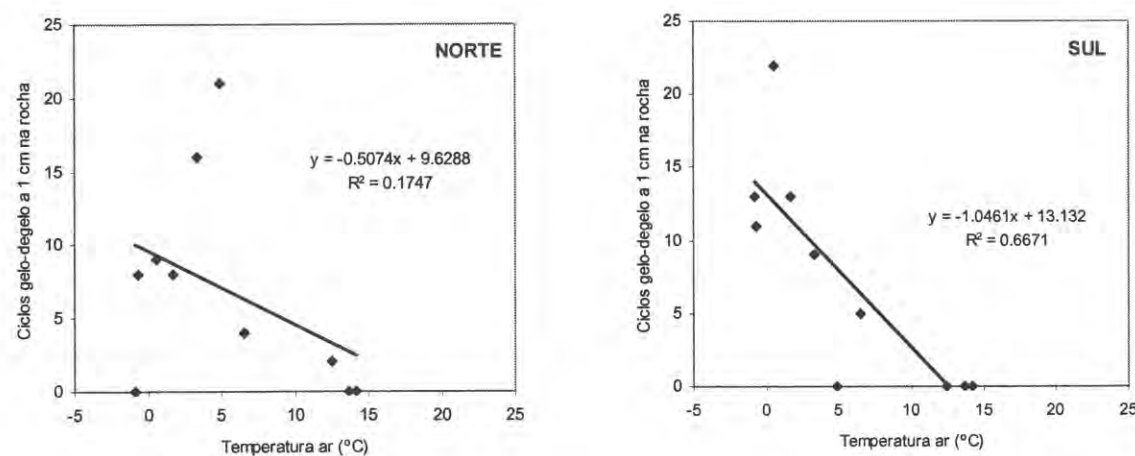


Figura 10.42 – Relação entre as temperaturas do ar no topo do Cântaro Gordo, e o número de ciclos gelo-degelo na rocha a 1 cm de profundidade nas vertentes norte e sul (Dezembro de 1999 a Março de 2001).

frequentemente gelada, mesmo durante o dia, como se pode observar no número de dias com temperatura máxima inferior a 0°C (Fig. 10.41). Um outro factor que mitiga as oscilações em torno de 0°C, é a neve no solo, e uma vez que esta permanece mais tempo na vertente norte, vai também exercer aí uma influência mais significativa. Estes tipos de situações são responsáveis para o maior número de ciclos em torno de 0°C na vertente sul. Mas como se verá, esses ciclos não parecem ser efectivos do ponto de vista geomorfológico devido à maior escassez de humidade na vertente sul.

As correlações entre as temperaturas médias mensais do ar e o número de ciclos gelo-degelo na rocha mostram os problemas que ocorrem ao extrapolar as temperaturas do ar para a rocha, especialmente no caso da vertente norte onde o coeficiente de determinação é muito fraco ($R^2=0,18$ – Fig. 10.42). Na vertente sul, o coeficiente de determinação é mais forte

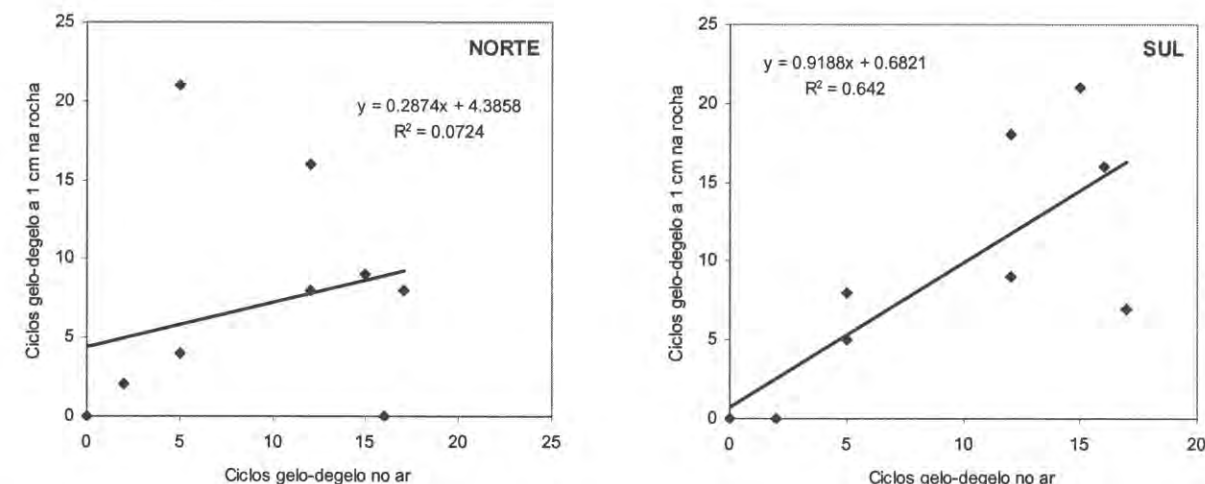


Figura 10.43 – Relação entre os ciclos gelo-degelo no ar no topo do Cântaro Gordo, e o número de ciclos gelo-degelo na rocha a 1 cm de profundidade nas vertentes norte e sul (Dezembro de 1999 a Março de 2001).

($R^2=0,67$ – Fig. 10.42), mas verificam-se resíduos importantes. As diferenças encontradas entre o significado das correlações nas duas vertentes, estão associadas ao facto de a vertente sul reflectir essencialmente um ritmo térmico dependente da radiação solar directa, que tem um ritmo relativamente regular ao longo do ano. Quanto às temperaturas na vertente norte, estas são influenciadas por condições diversas, em particular por longos períodos sem insolação directa, períodos com radiação directa, e períodos mais prolongados com neve no solo, o que influencia claramente a correlação com as temperaturas médias do ar.

Ainda no que concerne ao número de ciclos de gelo-degelo na rocha, as correlações com os ciclos de gelo-degelo no ar, que são uma variável muito usada para avaliar o significado geomorfológico do frio, mostraram-se também diferentes e pouco significativas (Fig. 10.43). A correlação com as condições na vertente norte reflecte-se num coeficiente de determinação de 0,07, valor que traduz a ausência de correlação, e que afasta claramente a utilidade da aplicação dos índices gelo-degelo do ar. No caso da vertente sul, a correlação é mais alta ($R^2=0,64$), mas os resíduos aumentam significativamente nos valores mais elevados, o que traduz também importantes limitações no uso do índice atmosférico.

A figura 10.44 ilustra de forma clara os distintos comportamentos das duas vertentes em relação ao número de ciclos gelo-degelo mensais, que se traduz num coeficiente de determinação muito fraco ($R^2=0,02$).

No que se refere ao número de dias com temperatura máxima da rocha inferior a 0°C (Fig. 10.45), índice com valor no âmbito da duração da congelação na rocha, verificou-se no

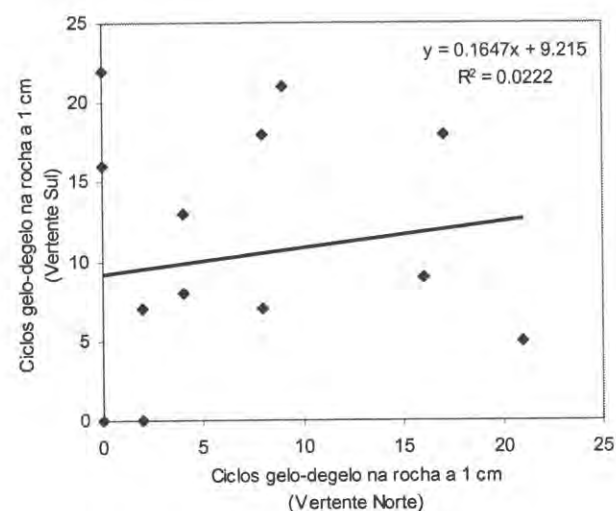


Figura 10.44 – Relação entre os ciclos gelo-degelo na rocha a 1 cm de profundidade nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo (Dezembro de 1999 a Março de 2001).

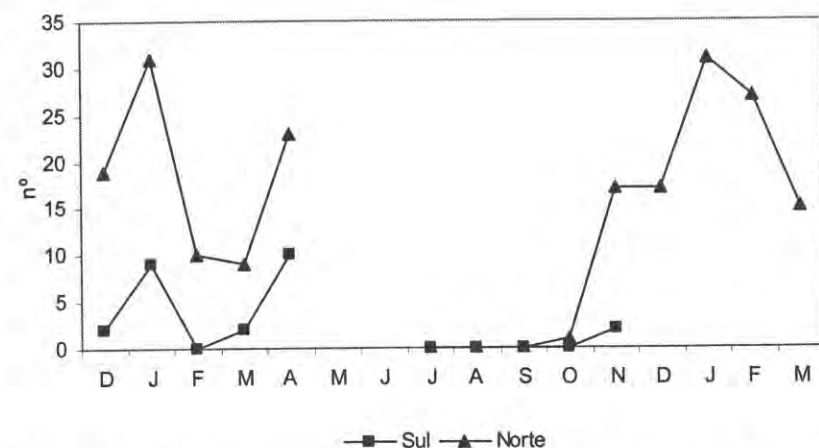


Figura 10.45 – Número mensal de dias com temperatura máxima na rocha a 17 cm de profundidade inferior a 0°C nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo (Dezembro de 1999 a Março de 2001).

período de estudo uma clara sazonalidade⁷. Nos meses de Verão, a rocha nunca permaneceu gelada durante períodos superiores a 1 dia, mas no semestre frio, essas situações são frequentes, em especial na vertente norte. Tratou-se de um ritmo irregular, muito controlado pelas temperaturas do ar e insolação de cada mês. É de notar que em ambos os anos, a vertente norte se manteve congelada a 17 cm de profundidade, e de forma consecutiva durante todo o mês de Janeiro, mas também durante parte significativa de Dezembro. É mesmo possível, que a maior profundidade, este período tenha sido mais prolongado. Quanto à vertente sul, esta apenas se manteve gelada a 17 cm de profundidade, durante poucos dias consecutivos, ilustrando um regime térmico mais irregular e fortemente marcado pelo

⁷ É importante notar que este índice não implica que o número de dias seja contínuo, podendo efectivamente corresponder a vários episódios dentro do mesmo mês.

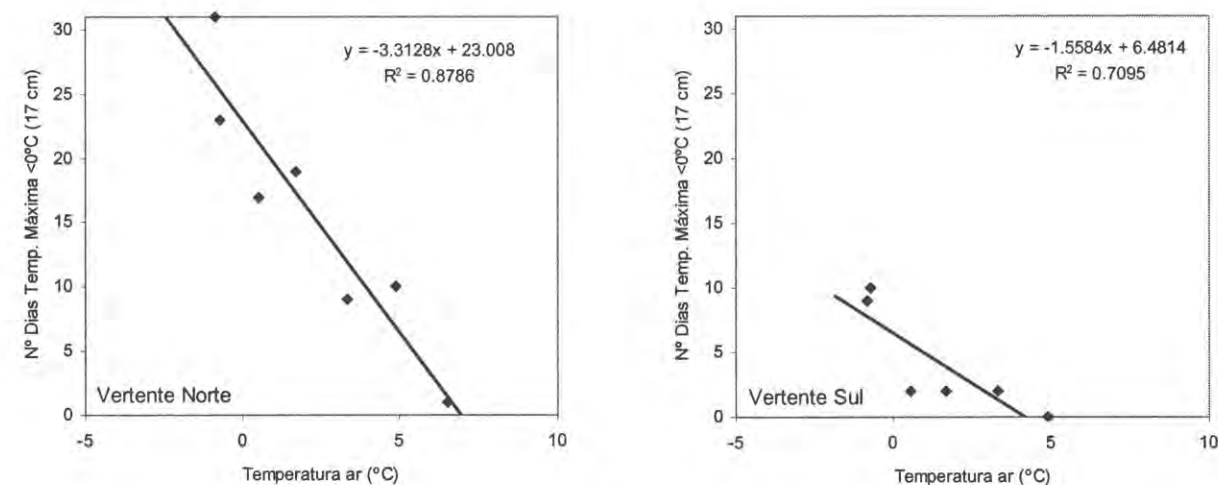


Figura 10.46 – Relação entre a temperatura média mensal do ar e o número de dias com temperatura máxima inferior a 0°C a 17 cm de profundidade nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo (Dezembro a Março de 2001).

máximo diurno de radiação solar incidente.

A repetição do carácter congelado da rocha durante várias semanas consecutivas, em especial na vertente norte, indica que seguindo o *Multi-Language Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms da International Permafrost Association* (Van Everdingen, 1998), se trata de uma situação de solo gelado sazonal, pois este é “um solo que congela e funde anualmente”.

Calculou-se também o coeficiente de determinação entre as temperaturas médias mensais do ar no Cântaro Gordo, e os números de dias mensais com temperatura máxima inferior a 0°C nas duas vertentes⁸ (Fig. 10.46). Em ambos os casos, as correlações foram mais elevadas a 17 cm de profundidade, pois aí a rocha é menos influenciada por variações de curta duração nas condições meteorológicas. Na vertente norte, os coeficientes de determinação são elevados para ambas as profundidades ($R^2 > 0,87$), e as rectas de regressão são muito semelhantes, indicando um valor de -2,4°C de temperatura média do ar, para que a rocha se mantenha gelada por 31 dias. É de notar, que nesse ponto a recta tem resíduos positivos, e que bastaram -0,8°C de temperatura média do ar, para que a rocha permanecesse gelada durante 1 mês a 17 cm de profundidade.

Na vertente sul, devido ao controlo acentuado exercido pela insolação, a situação é distinta, sendo as correlações mais fracas, com $R^2 = 0,7$ a 17 cm. Os resíduos são altos e a nuvem de pontos não se alinha com a recta de regressão de forma clara. Nesta vertente, o número

⁸ Usaram-se apenas os meses com mais de 1 dia com temperatura máxima da rocha inferior a 0°C, de modo a minimizar os erros causados pelo período de Verão, com temperaturas médias do ar diversas, e sempre 0 dias com a rocha sempre gelada.

máximo de dias por mês com temperatura máxima inferior a 0°C, foi de 10, correspondendo a uma média mensal de -0,8°C no ar.

10.5.3. Os regimes térmicos diários da rocha

Em ambientes onde o frio é relativamente marginal, como é o caso da Serra da Estrela, para melhor compreender o seu real significado na morfodinâmica actual, torna-se necessário ir mais além do que estudar apenas os dados térmicos mensais. Para isso, analisámos em detalhe os regimes térmicos diários da rocha nas duas vertentes, uma vez que é uma escala temporal que permite avaliar as possíveis consequências morfogenéticas dos regimes térmicos.

Estudou-se o período de Dezembro de 1999 a Março de 2001, e foram analisados os dados recolhidos com intervalos de 2 horas, a 1, 5, 10 e 17 cm de profundidade em ambas as vertentes. A metodologia seguida é idêntica à que usámos para o estudo das temperaturas do solo no Cântaro Gordo e na Fraga das Penas, e baseia-se na análise independente do regime das temperaturas de cada dia nos 4 sensores, tendo como referências de base, a ocorrência de oscilações em torno de 0°C e a sua profundidade, bem como a amplitude térmica diária. Os dias do período de estudo foram assim divididos em 7 tipos (Fig. 10.47):

- Rocha não-congelada sem ritmo diurno (U1)
- Rocha não-congelada com ritmo diurno (U2)
- Rocha com gelo-degelo superficial (FT1)
- Rocha com gelo-degelo à superfície, mas congelada em profundidade (FT2)
- Rocha com gelo-degelo a todas as profundidades (FT3)
- Rocha congelada com ritmo diurno (F1)
- Rocha congelada sem ritmo diurno (F2)

a) Rocha não-congelada sem ritmo diurno (U1)

Os dias em que a rocha permaneceu com temperaturas superiores a 0°C com uma amplitude térmica diária fraca, foram poucos no período de Dezembro de 1999 a Março de 2001, correspondendo a 6,3% dos casos na vertente sul e a 4,5% na vertente norte (Fig. 10.48). Estes regimes ocorrem em dias de elevada nebulosidade, geralmente com pluviosidade, que causa uma homogeneização das temperaturas da rocha, tanto em profundidade, como ao longo do dia. A sua ocorrência encontra-se assim dispersa por todo o período de estudo (Fig. 10.49). Podem também verificar-se em episódios com queda de neve sobre a rocha no Outono, quando esta, ainda está quente em profundidade, dando-se então um

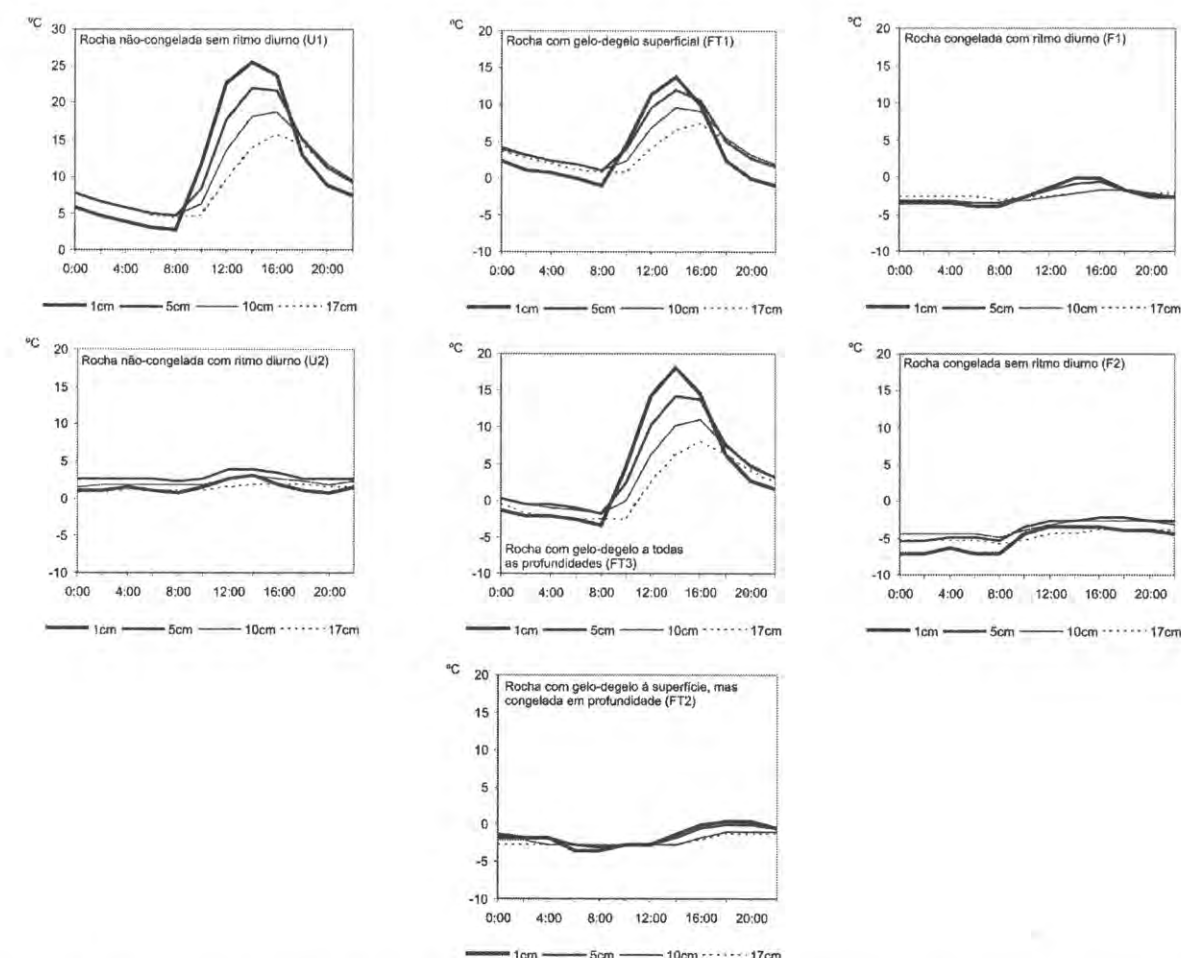


Figura 10.47 – Tipos de regime térmico diário da rocha identificados nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo.

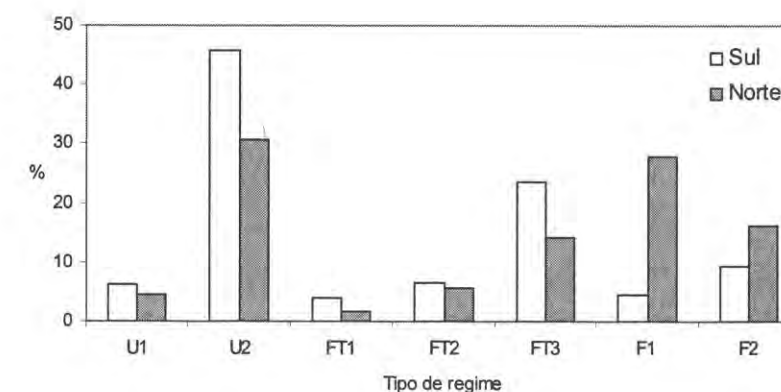


Figura 10.48 – Frequência de ocorrência dos diferentes tipos de regime térmico da rocha nas vertentes sul e norte do Cântaro Gordo (Dezembro de 1999 a Março de 2001).

fluxo de calor em direcção à superfície. Por estas razões, é um regime que frequentemente ocorre em simultâneo nas duas vertentes. Trata-se de um regime sem consequências geomorfológicas, pois não há congelação, nem variações bruscas na temperatura.

Quadro 10.5 - Regimes térmicos da rocha ocorridos na vertente sul para cada um dos regimes térmicos da vertente norte do Cântaro Gordo, de Dezembro de 1999 a Março de 2001 (%).

		Vertente Sul						
		U1	U2	FT1	FT2	FT3	F1	F2
Vertente Norte	U1	55,6	44,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	U2	7,4	91,7	0,0	0,0	0,8	0,0	0,0
	FT1	14,3	85,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	FT2	13,6	45,5	0,0	9,1	22,7	0,0	9,1
	FT3	3,6	44,6	8,9	1,8	37,5	0,0	3,6
	F1	0,9	14,5	11,8	10,9	43,6	10,0	8,2
	F2	0,0	6,3	3,1	10,9	34,4	7,8	37,5

Quadro 10.6 - Regimes térmicos da rocha ocorridos na vertente norte para cada um dos regimes térmicos da vertente sul do Cântaro Gordo, de Dezembro de 1999 a Março de 2001 (%).

		Vertente Norte						
		U1	U2	FT1	FT2	FT3	F1	F2
Vertente Sul	U1	40,0	32,0	4,0	8,0	12,0	4,0	0,0
	U2	4,4	61,3	3,3	5,5	13,3	10,5	1,7
	FT1	0,0	0,0	0,0	0,0	31,3	68,8	0,0
	FT2	0,0	0,0	0,0	7,7	3,8	46,2	42,3
	FT3	0,0	1,1	0,0	5,4	22,6	51,6	19,4
	F1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	61,1	38,9
	F2	0,0	0,0	0,0	5,4	5,4	24,3	64,9

b) Rocha não-congelada com ritmo diurno (U2)

Os dias sem congelação e com ritmo térmico diurno marcado foram os mais frequentes, correspondendo a 45,7% dos dias na vertente sul e a 30,6% na vertente norte (Fig. 10.48). São dias com amplitude térmica nítida, e que correspondem normalmente a situações sem nuvens com grandes variações na radiação solar incidente. É por isso que são mais frequentes na vertente sul, onde ocorrem durante todo o ano, embora com maior incidência no Verão (Fig. 10.49). Por outro lado, na vertente norte, estes regimes estão praticamente ausentes de Dezembro a Fevereiro, pois não há radiação solar directa, e nesse período, apenas surgem em dias com grandes variações na temperatura do ar (1 caso).

Trata-se de um regime sem significado para a dinâmica criogénica, mas uma vez que é marcado por elevadas amplitudes térmicas, pode ser importante para a desagregação ou para a fragilização da rocha, por processos de expansão e contracção térmica, e de humedificação-dessecação, pelo que merece um futuro estudo mais detalhado.

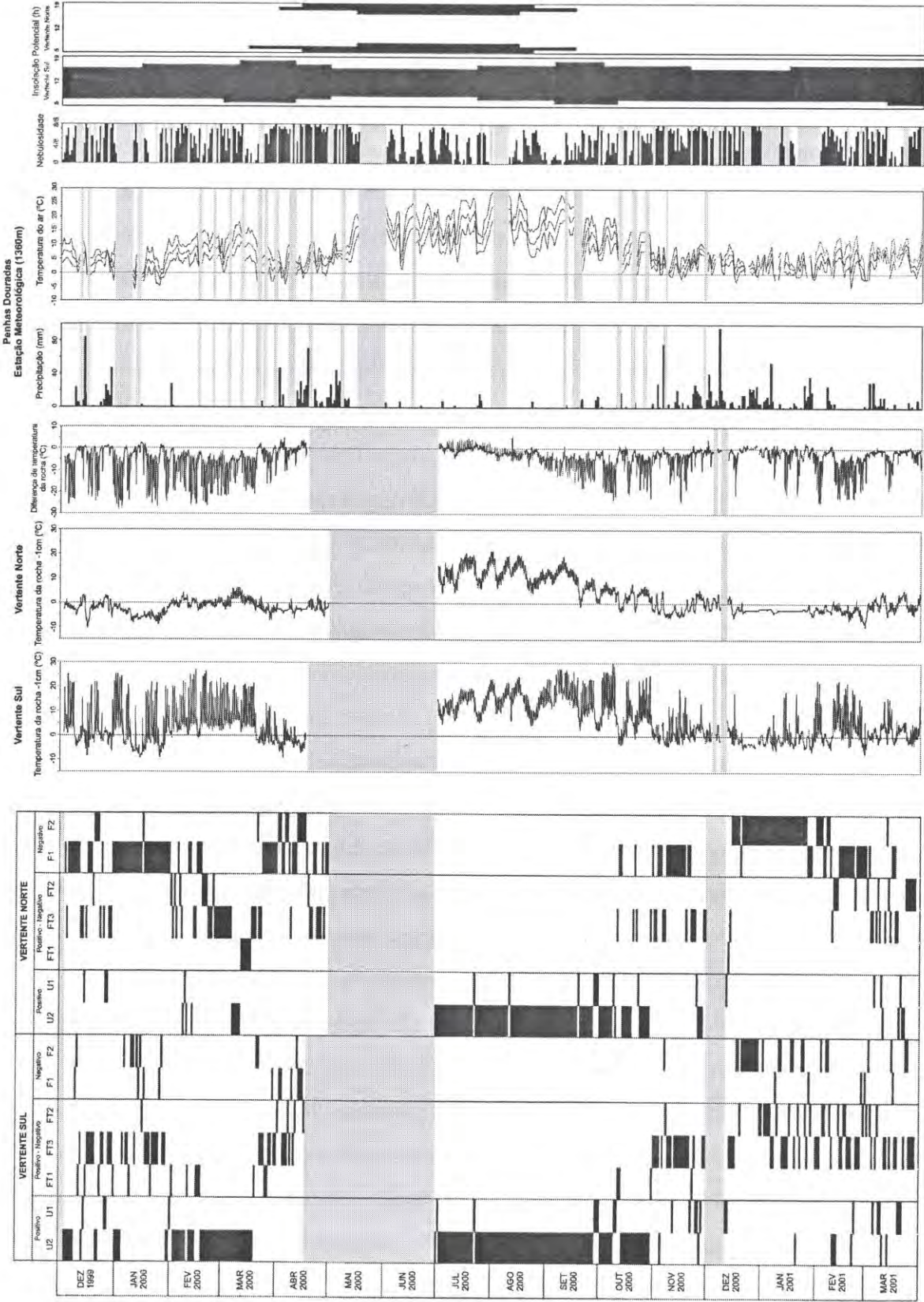


Figura 10.50 – Tipos de regime térmico da rocha nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo entre Dezembro de 1999 e Março de 2001 e condições meteorológicas (a cinzento representa-se o período sem dados).

c) Rocha com gelo-degelo superficial (FT1)

Os dias com ciclos de gelo-degelo afectando apenas o sensor mais superficial são raros na rocha, pois esta é caracterizada por uma elevada difusibilidade, que permite que variações de temperatura na superfície sejam rapidamente transmitidas em profundidade. Na vertente sul este regime registou-se em 4% dos dias, e na vertente norte, em apenas 1,8% dos dias (Fig. 10.48). Ocorreram no semestre frio, na vertente sul em dias moderadamente frios, e na vertente norte, em dias quentes de Inverno (Fig. 10.49), não se tendo registado simultaneamente nas duas vertentes, como reflectem os quadros 10.5 e 10.6. É interessante notar que quando regimes FT1 ocorrem na vertente sul, a vertente norte é afectada por regimes em que a rocha se mantém congelada com ritmo diurno em 68,8% dos casos, e por regimes com gelo-degelo em todas as profundidades nos restantes dias; porém, quando a vertente norte tem regimes FT1, na vertente sul, os regimes nunca têm congelação. O regime FT1 é, por isso, um regime de gelo-degelo na rocha muito marginal, na transição entre a ausência de congelação e a existência de um gelo mais profundo.

Quanto à eficácia morfogenética dos regimes de tipo FT1, eles podem contribuir para a fragilização da superfície rochosa, e para a desagregação granular. No entanto, a sua baixa frequência de ocorrência indica que deverão ser menos significativos na morfogénese actual, que outros regimes com congelação mais profunda.

d) Rocha com gelo-degelo a todas as profundidades (FT3)

Os dias com oscilações em torno de 0°C até 17 cm de profundidade têm uma frequência muito superior ao tipo anterior (FT1), com 23,5% dos dias na vertente sul, onde são os regimes com congelação mais frequentes, e 14,1% na vertente norte (Fig. 10.48). É interessante verificar que na vertente norte, este regime ocorreu essencialmente nos dias mais quentes e secos de Inverno, como sucedeu em Fevereiro e Março de 2000, ou então nas estações de transição, quando as temperaturas do ar são moderadas. Já no caso da vertente sul, ocorreram nos dias frios de Inverno.

O quadro 10.6 ilustra bem o comportamento distinto das duas vertentes. Apenas em 23% dos dias com regimes FT3 na vertente sul, o mesmo regime ocorreu na vertente norte, tendo correspondido 70% dos dias a condições de rocha sempre congelada até 17 cm de profundidade. Pelo contrário, quando os regimes FT3 ocorreram na vertente norte, também se verificaram na vertente sul em 37,5% dos casos, mas em 48% das situações ocorreram regimes com temperaturas sempre positivas (Quadro 10.5).

e) Rocha com gelo-degelo à superfície, mas congelada em profundidade (FT2)

Os dias em que a rocha permanece congelada em profundidade, mas com ciclos de gelo-degelo nos sensores mais superficiais, correspondem essencialmente aos momentos posteriores a eventos com congelação profunda da rocha, em que a temperatura do ar, ou a radiação solar não são suficientemente elevadas, para propagar suficiente calor em profundidade, que compense o arrefecimento dos dias anteriores. Foram dias pouco frequentes, tanto na vertente sul (6,6%) como na vertente norte (5,6%), ocorrendo tendencialmente no Inverno na primeira, e no seu final, na segunda (Fig. 10.48).

A ocorrência dos regimes FT2 e a sua relação com o aquecimento da rocha depois de eventos mais frios, bem como o diferente comportamento das duas vertentes, surge mais uma vez de modo claro nos quadros 10.5 e 10.6. Assim, quando estes regimes ocorreram na vertente sul, em 89% dos casos verificavam-se condições de congelação durante todo o dia na vertente norte (a vertente sul começa pois, a aquecer primeiro – quadro 10.6). Por outro lado, quando se registaram regimes de tipo FT2 na vertente norte, em 48% dos casos já não havia congelação na vertente sul, e em 37,5% dos casos, aquela registou regimes análogos.

f) Rocha congelada com ritmo diurno (F1)

Os dias em que a rocha permaneceu a temperaturas inferiores a 0°C com ritmo diurno, correspondem a episódios frios, essencialmente de Inverno (Fig. 10.49). No caso da vertente norte, estes dias tiveram geralmente nebulosidade reduzida, que induziu o ritmo diurno, mas uma vez que esta se encontrava à sombra, não aqueceu o suficiente para que se atingissem temperaturas positivas. Já na vertente sul, é necessária a existência de nebulosidade, pois caso contrário a radiação solar facilmente faria subir a temperatura da superfície da rocha acima de 0°C. Pelas razões apontadas, trata-se de um regime pouco representativo na vertente sul (4,5% dos dias), e muito frequente na vertente norte, onde é o mais importante regime com congelação (27,8% dos dias – Fig. 10.48).

Como se observa no quadro 10.6, sempre que se verificaram regimes de tipo F1 na vertente sul, a vertente norte apresentou-se congelada todo o dia, com 61,1% de dias de tipo F1, e 38,9% de tipo F2. Nos dias em que a vertente norte registou regimes F1, na vertente sul as condições foram muito diversas, embora tivessem dominado os dias de tipo FT3 (43,6% - Quadro 10.5), que como se viu, são no caso da vertente sul, dias frios e com escassa nebulosidade. Merecem também referência, os 15,4% de dias sem congelação na vertente sul, pois contrastam de forma evidente com as condições térmicas da vertente norte.

g) Rocha congelada sem ritmo diurno (F2)

Incluimos na classe de dias com rocha congelada sem ritmo diurno, os casos em que as variações de temperaturas foram limitadas, e sem relação directa com a altura do sol. São portanto dias com temperaturas negativas, mas sem oscilações importantes. A sua causa é geralmente a presença de neve cobrindo a rocha que a mantém fria e mitiga as oscilações térmicas diurnas.

O tipo F2 foi o segundo regime com congelação mais frequente nas duas vertentes, com 9,3% dos casos na vertente sul e 16,2% na norte (Fig. 10.48). Estes valores têm apenas valor a título indicativo, pois ao instalar os sensores, escolheram-se paredes verticais acima de degraus que possibilitassem a recolha dos dados. Mas esses degraus não têm formas iguais, pelo que têm também diferente acumulação de neve, e o facto de os sensores em ambas as vertentes registarem regimes F2, não significa que a quantidade de neve seja a mesma nos dois locais. Aliás, dependendo do vento e das próprias características térmicas, cristalinas e estratigráficas da neve, o efeito nas duas vertentes pode ser muito distinto. Os dados mostram, por isso, apenas a presença de neve, sendo de notar que esta permanece mais tempo no patamar da vertente norte, do que no da vertente sul. Merece porém referência o facto de que quando ocorreram regimes de tipo F2 na vertente sul, eles também se verificaram em 64,9% das situações na vertente norte, correspondendo 24,3% dos dias a situações F1 (Quadro 10.6). Mas quando houve regimes F2 na vertente norte, na vertente sul, eles apenas se registaram em 37,5% dos casos, sendo de destacar os 34,4% de dias de tipo FT3 (Quadro 10.5). Considerando as limitações atrás apontadas, este facto sugere uma maior persistência da neve na vertente norte.

10.5.4 Conclusão

O estudo das temperaturas da rocha nas vertentes sul e norte do Cântaro Gordo, tal como o que sucedeu com as temperaturas do solo, revelou a existência de um Verão quente e seco, com regimes térmicos semelhantes em ambas as vertentes, marcados por fortes amplitudes, mas sem congelação; e de uma estação fria longa, que parece prolongar-se de Outubro a Abril⁹, marcada por uma grande variedade de regimes, em que em parte significativa deles a rocha regista temperaturas inferiores a 0°C. A característica principal da estação fria é a irregularidade dos regimes térmicos. É particularmente de Dezembro a Março que as

⁹ Na realidade não há dados para o mês de Maio que permitam inclui-lo ou excluí-lo da estação fria, mas considerando o conhecimento de campo, pensamos que, pelo menos até Abril existem condições significativas de frio nas partes altas da montanha.

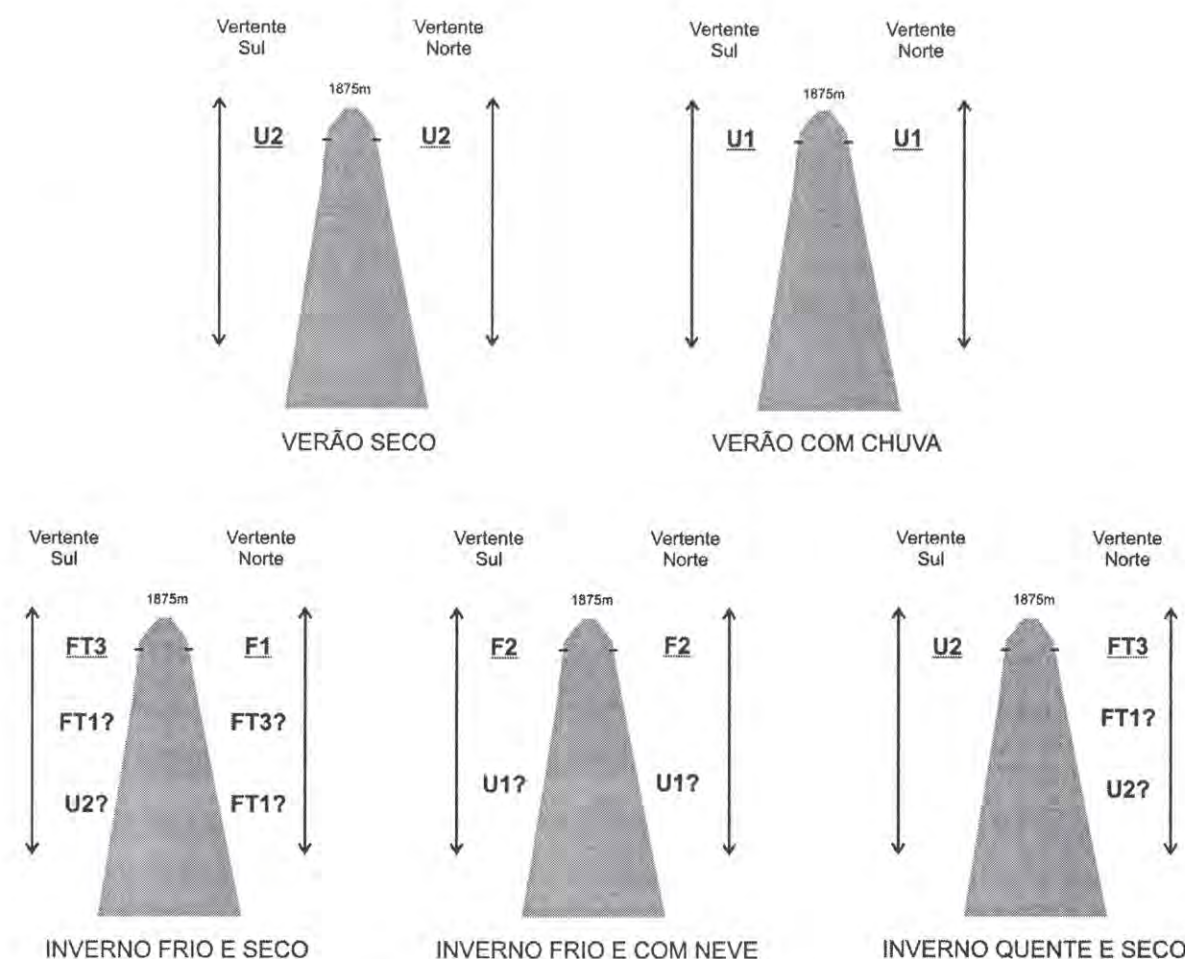


Figura 10.50 – Modelo conceptual do efeito da exposição nos regimes térmicos da rocha em sectores de vertente verticais, da parte alta da Serra da Estrela. O modelo baseia-se nos resultados obtidos com os registadores do Cântaro Gordo (dados sublinhados), mas pode-se aplicar em outras vertentes de características similares. Inclui-se também uma tentativa de interpretação da possível influência da altitude, embora a zonagem não inclua qualquer limiar para esta.

diferenças entre as duas vertentes são mais significativas, pois a vertente norte, que não recebe radiação solar directa desde fins de Setembro, encontra-se já arrefecida, o que incrementa o efeito das temperaturas mais baixas do ar que se fazem sentir, em particular em Janeiro e Fevereiro.

Tendo em consideração os diferentes regimes registados nas duas vertentes, e o modo como estes variam temporalmente, é possível propor um modelo conceptual para a sazonalidade dos regimes térmicos da rocha entre vertentes norte e sul na Serra da Estrela (Fig. 10.50). Este modelo, à semelhança do que sucede com aquele que propusemos para as temperaturas do solo, reflecte as condições dominantes na estação quente e na estação fria, e corresponde apenas à interpretação dos dados, devendo ser usado com os devidos cuidados. Assim, o Verão é dominado por regimes não-congelados, com um ritmo térmico diurno bem

definido (U2) quando os dias têm poucas nuvens, e sem ritmo térmico bem definido (U1) quando os dias são muito nublados e com chuva. Na estação fria, distinguimos três tipos de episódios: frios e secos, frios e húmidos, e quentes e secos¹⁰. Nos episódios de Inverno frios e secos (por ex.: Janeiro de 2000), verificámos que a vertente norte foi dominada por regimes com rocha congelada e com ritmo diurno, enquanto que na vertente oposta, prevaleceram regimes com ciclos gelo-degelo até 17 cm de profundidade. Nos episódios de Inverno com neve no solo, houve uma tendência para a homogeneização dos regimes nas duas vertentes, registando-se casos de rocha congelada sem ritmo diurno. É de notar que são situações que não duram o mesmo tempo nas duas vertentes, prevalecendo mais tempo na vertente norte. E finalmente, situações de Inverno quentes e secas, com forte insolação na vertente sul, em que esta apresenta regimes não congelados com ritmo diurno, enquanto na vertente norte prevalecem os ciclos gelo-degelo diários até pelo menos 17 cm de profundidade. No modelo que desenhamos, incluímos ainda as variações altitudinais nos regimes, considerando outras vertentes com as mesmas condições de insolação. Trata-se essencialmente de uma tentativa de interpretação, em que a zonagem altitudinal respeita uma gradação na intensidade do frio na rocha, sendo os seus limites apenas esquemáticos. Naturalmente, variações locais na topografia e condições de neve, podem-se reflectir em mudanças nos regimes verificados.

¹⁰ A noção de um mês de Inverno ser quente ou frio, enquadra-se de modo qualitativo nas condições gerais dos Invernos da Serra da Estrela (ver Cap. 10.3.1).

CAPÍTULO 11

A DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA ACTUAL NA SERRA DA ESTRELA (CONCLUSÃO DA 2ª PARTE)

11.1. O SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO DOS REGIMES TÉRMICOS DO SOLO

A análise dos regimes térmicos do solo proporcionou uma melhoria do conhecimento do clima do solo na Serra da Estrela, e das formas como este pode influenciar a morfodinâmica criogénica. Os dados confirmaram, como indicado por Ferreira (1985), que o arrefecimento do solo é pouco intenso, e que a congelação é essencialmente superficial. A caracterização do comportamento térmico do solo é difícil, pois este é marcado por uma grande irregularidade. Pode-se dizer, que o padrão dominante é a diferença entre o Verão quente e seco, sem temperaturas negativas no solo, e o Inverno fresco e irregular, embora geralmente húmido, caracterizado por uma grande diversidade de regimes térmicos diários. O Outono e a Primavera, apresentam condições de transição, muito diversas, tanto típicas do Verão, como do Inverno.

A diferente altitude dos dois postos termométricos, permitiu identificar alguns controles temporais e espaciais nos regimes térmicos do solo. Foram também discutidas as suas possíveis implicações ao nível da morfogénese. Com base nesses resultados, propusemos um modelo conceptual para a ocorrência sazonal e espacial dos regimes térmicos do solo na Estrela, incluindo também nele os principais processos e micromodelado criogénico (Vieira *et al.*, 2003). Esse modelo apoia-se na sucessão altitudinal dos diferentes tipos de regime (Fig. 11.1). Naturalmente, trata-se de uma generalização, podendo haver casos de coexistência a uma mesma altitude de regimes diferentes, facto que facilmente se explica pelas diferenças de humidade, cobertura de neve, vegetação, topografia ou pelas propriedades físicas do solo.

No modelo proposto, o Verão é caracterizado pelo domínio do regime não-isotérmico sem

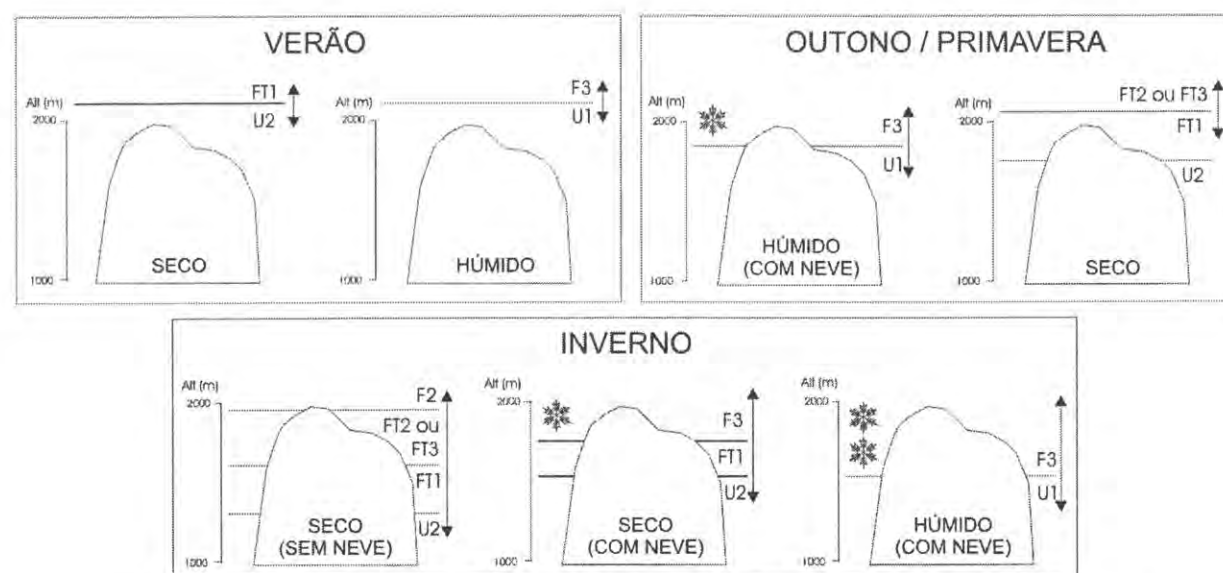


Figura 11.1 – Zonagem altitudinal e sazonal dos regimes térmicos diários do solo na Serra da Estrela.

congelção (U2), situação que deve prevalecer em toda a serra durante os dias secos e sem nuvens. No caso, de se verificarem situações estivais com precipitação, o regime térmico é substituído pelo tipo U1, em que o ritmo diário controlado pela insolação desaparece.

Com a aproximação do Outono, as temperaturas descem, e começam a surgir regimes com gelo-degelo superficial, do tipo FT1 (Fig. 11.1). Estes regimes surgem primeiro nas altitudes mais elevadas, enquanto as partes mais baixas da serra, ainda mantém os regimes sem congelção. Se nessas situações, ocorrer precipitação, a neve pode cair nas áreas altas, originando regimes com gelo superficial, mas sem ritmo térmico pronunciado (F3), enquanto nas áreas baixas, prevalecem os regimes de tipo U1.

À medida que o Inverno se aproxima, o movimento descendente dos vários andares, caracterizados por regimes térmicos diferentes, torna-se mais provável (Fig. 11.1). No entanto, uma vez que o clima é caracterizado por uma grande irregularidade, episódios mais quentes podem puxar as cinturas para cima, dando origem às oscilações em altitude que prevalecem durante o Inverno. Por esta razão, as condições típicas desta estação são difíceis de estabelecer, prevalecendo essencialmente dois tipos de situação: uma em que as áreas altas estão cobertas de neve, e outra, em que a neve não existe.

Nos dias inverniais secos e sem neve, as partes mais altas da Serra da Estrela são geralmente afectadas de modo oscilatório pelas cinturas referidas, com regimes que passam sequencialmente, de situações não-isotérmicas sem congelção (U2), até regimes com congelção superficial e subsuperficial (F2), separados por cinturas intermédias (Fig. 11.1). Se for um episódio invernal quente, toda a montanha pode ser afectada por regimes de tipo U2. Mas se as condições forem frias, várias cinturas com regimes térmicos diferentes vão

afectar a montanha, dependendo da altitude. Já nos casos de episódios frios e húmidos de Inverno, a neve vai cobrir o solo nas partes mais altas da serra, e condições semelhantes àquelas que descrevemos para o Outono, podem ocorrer. Uma diferença importante, é o facto das temperaturas no Inverno serem geralmente inferiores à do Outono, pelo que a neve terá mais facilidade em permanecer no solo nas partes altas dos planaltos. Se essa situação for seguida de um episódio frio e seco, forma-se uma cintura com regime de tipo FT1 (gelo-degelo superficial) entre a área alta com neve, e as áreas baixas sem congelção. Essas situações ocorrem frequentemente, e são muito propícias à segregação de gelo à superfície do solo, pois este encontra-se ainda húmido devido à fusão da neve que antes o cobria.

Quanto à Primavera, as condições são tendencialmente semelhantes às do Outono, sendo a diferença principal, o facto de o solo se encontrar mais frio em profundidade. Isto é, no Outono, as temperaturas nos níveis mais profundos do solo são geralmente elevadas, pois são uma herança do Verão. Há portanto, um fluxo de calor geral, de baixo para cima. Por outro lado, na Primavera, o solo está mais frio em profundidade, e o que se verifica é um fluxo geral da superfície para o interior do solo, que favorece o arrefecimento ligado ao ritmo térmico diário, e que é assim mais rápido. Isso reflecte-se na maior facilidade de se verificarem situações com temperaturas negativas no solo, embora naturalmente, tal vá depender directamente das condições meteorológicas de cada momento.

Como se depreende, o modelo implica uma simplificação das condições da área de estudo, sendo de referir que variações na topografia, propriedades do solo e na vegetação, vão induzir limitações na sua aplicação às escalas micro e topoclimática. No entanto, o modelo funciona bem, como enquadramento geral a uma escala de análise intermédia, e também como zonagem altitudinal na serra. Tem também importância para a compreensão da dinâmica geomorfológica actual ligada ao frio, pois como se mostrou, existe um acordo geral entre os regimes térmicos identificados e os processos criogénicos no solo, como mostramos em síntese, no quadro 11.1.

O modelo proposto está também de acordo com as observações de Brosche (1978), que indicavam a existência de solifluxão incipiente a altitudes superiores a 1850 m. Um outro aspecto interessante, é o carácter geral mais estável dos regimes térmicos nas áreas altas (associado à protecção oferecida pela neve), e pelo contrário, os regimes marcados pelos ciclos de gelo-degelo a altitudes um pouco mais baixas. Este andar que parece evidenciar maior actividade criogénica, situado entre aproximadamente 1400 e 1700/1800 m de altitude,

Quadro 11.1 – Tentativa de avaliação das consequências geomorfológicas dos diferentes tipos de regime térmico diário do solo, a partir das observações de campo da Serra da Estrela (– nenhuma; + baixa; ++ média; +++ alta).

Tipo de regime térmico	Importância geomorfológica (magnitude)	Importância geomorfológica (frequência)	Processos principais	Efeitos geomorfológicos
Regime isotérmico sem congelação (U1)	–	–	–	–
Regime não-isotérmico sem congelação (U2)	–	–	–	–
Gelo-degelo superficial (FT1)	+	+++	<i>Pipkrakes</i>	Solos ordenados em miniatura, <i>nubbins</i> , buracos em volta de pedras, bandeiras de material fino, desagregação do solo
Regime com gelo-degelo superficial, e congelação subsuperficial (FT2)	+	+	Solifluxão, microescoadas e microdeslizamentos	Solifluxão pelicular e microdeslizamentos
Regime com gelo-degelo superficial e subsuperficial (FT3)	++	+	Segregação de gelo	Crioexpulsão (escassa devido à pouca humidade disponível)
Regime com gelo subsuperficial (F1)	++	+	Deslizamentos	Microdeslizamentos
Regime com gelo superficial e subsuperficial (F2)	+++	+	Segregação de gelo, solifluxão e levantamento criogénico	Crioexpulsão, solifluxão, <i>terraces</i>
Regime com gelo superficial sem ritmo térmico pronunciado (F3)	–	–	–	–

coincide com um coberto vegetal mais esparso, formações arbustivas dispersas, em mosaico com amplos sectores com areias graníticas, onde apenas sobrevivem plantas anuais. O contínuo, mas irregular movimento do sistema de cinturas mostra que é difícil delimitar de modo preciso o andar periglaciário, pois as condições meteorológicas de ano para ano são muito variáveis. Neste sentido, mesmo pequenas variações no clima, tanto na temperatura, como na precipitação, devem afectar a posição das cinturas e consequentemente, influenciar a dinâmica geomorfológica, bem como o stresse sobre a vegetação. Tendo em atenção as limitações intrínsecas a este modelo, pensamos ser possível adaptá-lo a outras montanhas mediterrâneas, considerando as suas altitudes (por ex.: no Verão, montanhas mais altas, podem ser afectadas por regimes com ciclos gelo-degelo), e mesmo provavelmente, aplicá-lo a altas montanhas tropicais, embora aí com diferente controle sazonal (Vieira *et al.*, 2003a).

11.2. A DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA ACTUAL NOS PLANALTOS E ALTOS VALES DA SERRA DA ESTRELA

Os trabalhos sistemáticos de campo em diferentes estações do ano, o levantamento geomorfológico de pormenor, bem como as acções de monitorização de processos geomorfológicos e de elementos do clima do ar e do substrato, permitem apresentar uma perspectiva geral acerca da dinâmica geomorfológica da Serra da Estrela.

Para compreender os padrões da dinâmica geomorfológica actual da Serra da Estrela, é fundamental considerar as particularidades do relevo da montanha, a importância das heranças geomorfológicas na paisagem actual, o clima, bem como a distribuição da vegetação e a influência do Homem nesta. Um dos principais problemas é que estes factores não são conhecidos com igual profundidade.

Em traços muito gerais, importa saber que a morfologia da Estrela é marcada por uma dualidade quanto à energia do relevo, que se expressa na diferença entre amplos planaltos e vertentes abruptas. Os primeiros ocupam extensas áreas, em especial acima de 1400 m, prolongando-se em escadaria até ao topo da serra. As segundas correspondem às vertentes dos vales radiais aos planaltos, e também das escarpas marginais, que se estendem desde cerca de 600 m de altitude até próximo do cimo da serra. A energia do relevo é, portanto, um elemento com grandes variações espaciais, o que naturalmente, tem consequências na dinâmica actual. Esta dualidade resulta de uma evolução tectónica importante, marcada pelo levantamento das superfícies de aplanamento terciárias, e dos seus profundos mantos de alteração, tendo estas passado de uma posição próxima do nível de base regional, para uma outra sobrelevada, e portanto marcada pela erosão. A isso, há que acrescentar a importância morfogenética das fases mais frias do Plistocénico, e em particular da acção dos glaciares, que modelaram o relevo pré-existente. Foi assim introduzida uma outra assimetria, controlada pela erosão e acumulação glaciárias. A primeira reflecte-se principalmente no varrimento quase total dos rególitos nas partes altas da montanha, passando a dominar os afloramentos de rocha nua, e no afeiçoamento dos principais vales, e em particular das suas cabeceiras, onde hoje existem amplos circos glaciários; e a segunda, resultou na acumulação de blocos nas áreas marginais ou em posição proglaciária. Esta sobreerosão glaciogénica introduziu nova energia no relevo, pois contribuiu para um acentuar dos declives, especialmente nas vertentes dos vales, que após o retrocesso glaciário, foram marcadas por uma acentuada instabilidade que levou à formação de extensos taludes e cones detríticos, principalmente nos vales glaciados na fase paraglaciária. Essa instabilidade ainda hoje se mantém nos vales, embora com fenómenos de

muito menor frequência e magnitude, os quais parecem dominados pelos processos de tipo deslizamento de rocha – escoada de detritos, de elevada perigosidade e com um risco por vezes alto.

Um outro aspecto fundamental para a morfogénese actual é o clima, mediterrâneo mas com um cariz oceânico, muito controlado pela altitude e relativa proximidade ao oceano. Particularmente importante, é o ritmo das precipitações, pelos elevados valores atingidos, que podem superar os 2500 mm anuais nas áreas mais altas, mas também pela elevada intensidade das chuvas. Estas têm importantes efeitos morfogenéticos, pois geram um escoamento superficial muito significativo, e podem, esporadicamente originar escoadas de detritos nos vales. Além disso, quando as chuvas intensas são acompanhadas de ventos fortes, a dinâmica por processos pluvio-eólicos ligados à acção do *rainsplash*-saltação, é muito activa, em particular nas áreas desprovidas de vegetação dos planaltos. A intensidade deste processo é de tal ordem, que chega a originar um movimento geral da fracção arenosa grosseira e dos grânulos, de sudoeste para nordeste nos planaltos, originando microformas particulares.

Merece também referência a neve, que tem uma cobertura esporádica na maior parte da serra, apenas assumindo um carácter sazonal no Alto da Torre, embora mesmo aí, e durante a estação fria, possa fundir completamente. Este ritmo irregular, aliado aos elevados valores que caem nos episódios nivosos individuais (que infelizmente não se encontram quantificados), e ao relevo aplanado das áreas altas, capaz de acumular grandes volumes de neve, mas que é também muito sensível à fusão posterior, reflecte-se numa repetição de vários eventos anuais de fusão de elevada capacidade erosiva. Estes originam fenómenos de erosão hídrica nas vertentes e importante erosão fluvial, frequentemente com um brutal aumento dos caudais nos barrancos e vales. Mas a acção geomorfológica da neve exprime-se também no acentuar de processos erosivos (nivação) próximo dos neveiros mais tardios das áreas altas, e também nos processos nivo-eólicos, capazes de originar a corrasão das superfícies rochosas mais expostas.

Outra função morfogenética dos elementos do clima é a sua acção nas temperaturas do solo e da rocha, que estão ligadas, para além das propriedades físico-químicas do substrato, à radiação solar incidente, temperaturas do ar, vento e precipitação. A radiação solar incidente é um parâmetro fundamental, e induz uma grande variabilidade espacial nas temperaturas pois é fortemente condicionada pela topografia, especialmente pela exposição e declive, mas também pelo coberto vegetal, neve e albedo. Aliás, no que se refere à acção dos processos criogénicos, a influência da topografia é primordial, sendo ela que determina, em larga medida, a presença ou ausência de congelação sazonal, bem como as oscilações térmicas em torno de 0°C. Embora os conhecimentos acerca da acção da congelação na rocha sejam ainda

escassos, as observações sugerem uma acção da gelifracção mais intensa nas áreas altas da serra, e em especial nas vertentes expostas a norte, locais esses onde a descamação e a desagregação granular são mecanismos activos. É difícil apontar um limiar altitudinal para a gelifracção, mas esta parece ganhar significado morfogenético acima de 1700 m, em especial nas vertentes umbrias.

Por outro lado, nas áreas planálticas, onde o controlo exercido pelo relevo não é proeminente, as diferenças espaciais nos regimes térmicos do solo, parecem ser mais controladas pelas temperaturas do ar, e pela presença ou ausência de uma cobertura de neve, ou seja, predominantemente pela altitude. A acção da neve relaciona-se com o seu efeito de amortecedor térmico, com comportamento distinto consoante as condições meteorológicas gerais e as temperaturas do substrato. Ou seja, podendo funcionar como um mecanismo para o seu arrefecimento (quando o substrato está mais quente do que a neve, e mais frio do que o ar – por exemplo, no início da estação fria, ou nas altitudes mais baixas), ou para a manutenção do calor (e mesmo para o aquecimento), funcionando como isolamento em relação à atmosfera mais fria. Assim, nos planaltos, os processos geomorfológicos de origem criogénica, em particular aqueles que ocorrem no solo, vão ter um controlo altitudinal claro, embora naturalmente, não existam limiares rígidos, tratando-se antes de variações graduais, que reflectem essencialmente as variações na profundidade da congelação, que a uma escala de pormenor, são controlados por diversos factores, além da altitude. Portanto, em termos gerais, verifica-se um aumento da profundidade de congelação com a altitude, mas solos gelados sazonais, com algumas semanas de congelação contínua, ocorrem apenas nas áreas mais altas da serra, e em geral acima de 1800-1900 m. Aí podem ocorrer processos ligados à solifluxão (pequenos lóbulos), que com a redução da altitude, vão assumindo um carácter mais pelicular, até se tornarem em microformas peliculares ligadas a ciclos gelo-degelo diários ou de curta duração (poucos dias). Os ciclos de congelação-fusão diários são frequentes, devendo atingir valores anuais da ordem de 90 ciclos, a 1600 m de altitude. Particularmente interessante, é o facto de este número não sofrer uma modificação muito significativa com a altitude, pois o que se passa é que, nos andares intermédios dos planaltos, os ciclos diários ocorrem nos eventos mais frios, enquanto a maior altitude, eles ocorrem especialmente nas estações de transição, quando já não existem condições para que se verifiquem mais abaixo. Ligados a estes ciclos diários, estão essencialmente os fenómenos de segregação de gelo próximo da superfície, como os *pipkrakes*, que têm uma elevada capacidade erosiva, aliás bem patente em diversas microformas geralmente efémeras que se observam na estação fria, das quais se salientam os *nubbins*, os solos estriados não calibrados,

os buracos em torno de pedras e as bandeiras de material fino, e mesmo casos de solos estriados calibrados, e em rede, que se mantêm, em especial acima de 1600 m de altitude.

Quanto à distribuição da vegetação, ela é fortemente influenciada pela intervenção antrópica que desde há cerca de sete mil anos se faz sentir na Estrela (Van der Knaap e Van Leeuwen, 1994), e que foi marcada por práticas agrícolas de altitude (que actualmente quase cessaram), por uma longa história de pastorícia extensiva, e pelos repetidos incêndios. O modo como a vegetação afecta mais directamente a dinâmica geomorfológica, parece estar mais directamente relacionado com questões fisionómicas ao nível do porte, sistema radicular e densidade de cobertura (incluindo a fenologia), do que com aspectos de ordem fitossociológica ou ecológica, pois são as primeiras que mais influem no modo como o solo vai estar mais ou menos exposto aos agentes erosivos. A floresta na Serra da Estrela apenas surge em algumas partes dos vales, e em pequenos retalhos nos planaltos, sempre abaixo de 1600 m, estando ausente acima dessa altitude.

Nas vertentes dominam os matos, que muitas vezes não possuem estrato herbáceo, e que contribuem para a estabilização dos taludes de detritos, mas que na realidade pouca protecção oferecem em relação ao escoamento superficial, que lava facilmente a fracção fina do solo. Os matos ocorrem também nos planaltos, mas têm muitas vezes pouca densidade de cobertura, especialmente com o aumento da altitude, e dependendo da acção antrópica e do fogo. Ainda nos planaltos, em especial nas áreas mais altas, e nas pequenas bacias de acumulação, surgem arrelvados, que podem ser muito densos, e como tal, apresentar uma forte protecção em relação aos processos morfogenéticos, com excepção da solifluxão, que os afecta, especialmente acima de 1800 m.

No âmbito da vegetação, há ainda um ponto fulcral que cabe referir, que é a sua ausência em vastas áreas da Estrela. Naturalmente, ela é espacialmente descontínua e tem escasso efeito protector nas vertentes mais declivosas, mormente nas áreas onde a erosão glaciária foi mais intensa, como algumas vertentes dos vales e as paredes dos circos glaciários. Porém, o aspecto principal é a escassez de vegetação em amplas áreas dos planaltos acima de 1600 m. Estas, correspondem, por um lado a superfícies rochosas, quer glaciogénicas, quer de tipo *bornhardt*, e por outro, aos interflúvios mais varridos pelo vento e onde a dinâmica geomorfológica parece sobrepor-se à capacidade colonizadora da vegetação. Isso, em nosso entender deve-se à interacção de vários factores, como a intensa acção histórica antropogénica através da pastorícia (actualmente em recessão), que levou à degradação da vegetação original e dos solos, e proporcionou um substrato muito favorável à acção dos processos crionivais, que actualmente prevalecem, impedindo a expansão da vegetação. Esse impedimento, parece

dever-se principalmente aos acentuados processos de segregação de gelo que afectam a película superficial do solo, que aliados ao vento forte e ao frio no Inverno, e à secura de Verão, limitam o crescimento da vegetação, apenas proporcionando o desenvolvimento de musgos, líquenes, e de vegetação psicro-xerofítica dominada por terófitas, que só crescem durante um curto período entre a estação fria e o Verão seco.

A originalidade da vegetação referida está presente essencialmente entre 1500 e 1800 m de altitude, constituindo um andar intermédio na montanha, de cariz muito particular. De modo conceptual, pode-se pôr a hipótese deste andar resultar do cruzamento entre uma intensidade da acção antrópica sobre a vegetação decrescente da base para o topo da serra, e uma acção crionival crescente no mesmo sentido. Ou seja, acima do andar intermédio, apesar da acção dos processos crionivais ser elevada, a acção do Homem sobre a vegetação tem sido escassa, pelo que a vegetação se desenvolve de modo natural. Em oposição, abaixo dos 1500 m, os processos crionivais são já atenuados e, embora a acção do Homem seja crescente, ela faz-se no sentido da substituição da vegetação natural, através da reflorestação e da agricultura, práticas essas, que estão adaptadas à intensidade dos processos erosivos do domínio temperado. É importante notar que actualmente a intensidade da acção do Homem no andar intermédio é limitada, mas que não o foi até à primeira metade do séc. XX. A situação actual, será por isso, o resultado de um uso do solo inadequado no passado, e tem sido mantida pelos processos crionivais, que a partir do momento em que encontraram condições para se desenvolverem, se foram perpetuando, num sistema cíclico.

Trata-se de um esquema conceptual simples, mas que nos parece útil como auxiliar para a interpretação da dinâmica da paisagem da Estrela. Veja-se, por exemplo, a influência antrópica sobre a vegetação ao longo do IC12 no Planalto da Torre, onde se nota uma destruição total dos prados causada pelo uso de sal na estrada e pelo pisoteio (ver manchas de areias no mapa geomorfológico em anexo). Esses locais, são também mais favoráveis à ocorrência de processos criogénicos, criando-se uma situação de retroacção positiva, com um prolongamento no tempo da acção antrópica. Processos semelhantes ocorrem em torno do Alto da Torre, em áreas muito pisadas ou sujeitas à acção de máquinas no passado, e que actualmente não conseguem recuperar. Este é portanto um contributo directo deste trabalho para acções de Avaliação de Impacte Ambiental a decorrer nas áreas altas da serra.

A figura 11.2 sistematiza os principais aspectos da dinâmica geomorfológica actual na Serra da Estrela, com base no que foi exposto acima, e apoiando-se num critério altitudinal. Distinguem-se assim, 3 andares geomorfológicos principais: o andar superior (>1800 m), que se poderá designar por andar crionival, ou usando uma terminologia mais amplamente

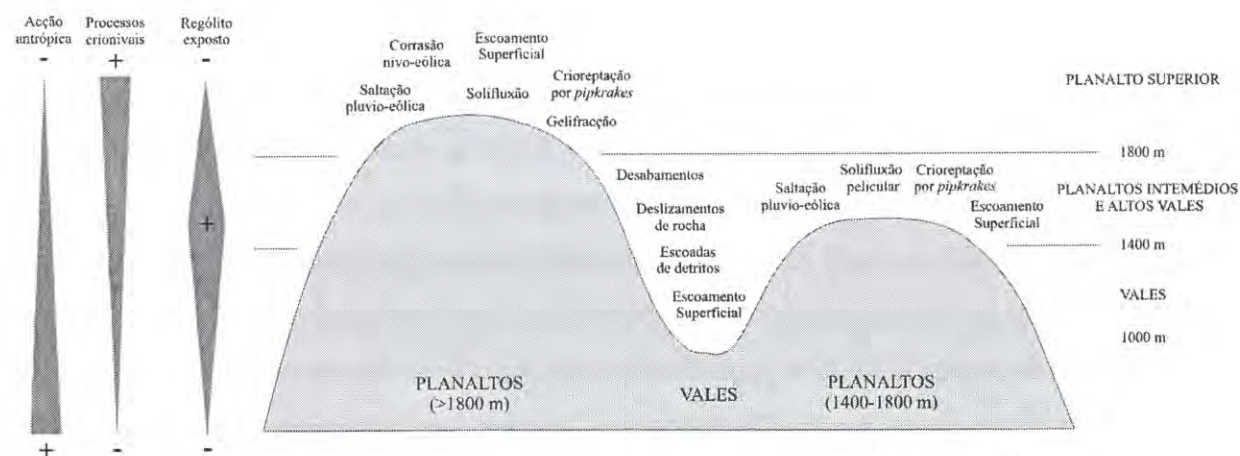


Figura 11.2 – Andares geomorfológicos e principais processos actuais na Serra da Estrela.

divulgada, por andar periglaciário atenuado, o que converge com as ideias de Daveau (1978) e de Brosche (1981); e o andar intermédio (1500-1800 m), marcado por uma importante herança antrópica que danificou o coberto vegetal, e onde ocorre actualmente uma dinâmica poligénica muito activa, com processos crionivais, pluvio-eólicos, hídricos e nivo-eólicos; e o andar inferior (700-1500 m), dominado por situações de vertente, que é essencialmente caracterizado por uma morfogénese dita temperada, resultante da precipitação concentrada e da fusão das neves dos andares superiores, e consequentemente por uma elevada erosão hídrica, bem como por movimentos de vertente de tipo deslizamento de rocha e escoada de detritos.

CONCLUSÃO GERAL

Os trabalhos conduzidos na Serra da Estrela com o objectivo de aprofundar os conhecimentos acerca da dinâmica geomorfológica nas fases frias do Plistocénico Superior e na actualidade, permitiram caracterizar de forma sistemática as principais características geomorfológicas da montanha, bem como extrair algumas conclusões de interesse. Neste ponto sintetizamos as principais conclusões do trabalho, e remetemos o leitor interessado em sínteses mais detalhadas, para as conclusões parciais, que constituem os capítulos 7 (“O contributo da geomorfologia para o conhecimento dos paleoambientes na Serra da Estrela no Plistocénico Superior – Conclusão da 1ª parte”) e 11 (“A dinâmica geomorfológica actual na Serra da Estrela – Conclusão da 2ª parte”).

O estudo das heranças geomorfológicas apoiou-se num **reconhecimento sistemático de campo**, numa **cartografia geomorfológica** baseada nos **levantamentos no terreno** e na **interpretação de fotografias aéreas e de ortofotomapas digitais**, no **estudo de cortes em depósitos** de fácies glaciárias, fluvioglaciárias, torrenciais e de vertente, na **modelação da superfície glaciária** no Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela (UMGSE) e, finalmente, na **análise das relações espaciais e estratigráficas** entre os vários testemunhos encontrados. Para facilitar esta abordagem, construiu-se também um **SIG que integra vários níveis de informação espacial temática**, o que possibilita análises quantitativas, e torna mais fácil a interpretação visual da distribuição dos fenómenos no espaço.

A metodologia adoptada permitiu identificar com algum detalhe a influência da(s) glaciação(ões) na paisagem da Estrela, marcada pela **forte acção erosiva nas margens dos planaltos e ao longo dos vales glaciados**, em particular no seu troço mais a montante. Na **parte interna dos interflúvios a erosão foi, em geral, menos intensa**, conservando-se mesmo em alguns locais, rególitos residuais, provavelmente terciários. A acção dos glaciares, para além da erosão da maior parte dos rególitos e do afeiçoar da rocha-sã, originou diversas formas que testemunham terem sido formadas por **glaciares de base-quente**. Destacam-se os covões glaciários, as rochas aborregadas, os dorsos de baleia e uma vasta gama de microformas de erosão. Estudaram-se também em detalhe os circos glaciários, tendo-se mostrado, que a sua evolução deve ter sido complexa, e provavelmente, muito longa, o que limita a sua contribuição para reconstituições paleoclimáticas. Contudo, os **circos guardam na sua morfologia marcas de uma erosão mais acentuada, centrada nas exposições**

nordeste e leste, o que reflecte, numa escala temporal ampla, a importância do transporte nivo-eólico, e provavelmente diferenças de insolação.

Contrastando com a paisagem de erosão, encontram-se nos limites dos planaltos, particularmente abaixo de 1650-1700 m de altitude, e também nos vales, frequentes acumulações morénicas, que nos sectores mais declivosos foram desmanteladas e integram os taludes de detritos pós-glaciários. Os terraços fluvioglaciários grosseiros são frequentes nos principais vales e testemunham um regime de escoamento torrencial caracterizado por importantes variações de caudal, geralmente em condições de escoamento entrancado em planícies de lavagem proglaciárias.

Um outro elemento em que se investiu foi no estudo sedimentológico dos *tills*. Foram analisados diversos afloramentos, e distinguidos vários fácies, tendo sido estudados com pormenor casos de *tills* de fluxo e de alojamento. O estudo detalhado com base em análises de lâmina delgada de *tills* localizados dentro do limite das moreias do UMGSE, como o da Lagoa Seca, permitiu estender os conhecimentos adquiridos a um *diamicton* encontrado nas Penhas da Saúde, que graças às análises efectuadas, interpretamos como um *till*. Este facto é particularmente interessante, pois a acção glaciária era desconhecida nessa área. Isto quer dizer que os **limites máximos da glaciação devem ter sido mais amplos do que a interpretação clássica para o UMGSE**, dado que aliás está de acordo com outros vestígios glaciários encontrados na área da Lagoa Seca, e com os possíveis vestígios glaciários da margem leste do Planalto do Curral do Martins (Alta Barroca das Lameiras). Para além da caracterização dos *tills*, aspecto particularmente interessante em especial no que se refere à micromorfologia, pois os trabalhos em *tills* grosseiros de montanha são raros, a sua análise permitiu também confirmar as ideias de Daveau, de que as moreias **têm uma elevada componente de material removido dos mantos de alteração do alto da serra**. Isso foi mostrado com base no estudo da superfície dos grãos de quartzo ao microscópio electrónico de varrimento.

A cartografia geomorfológica e a modelação da superfície glaciária confirmam um **estilo da glaciação no UMGSE** semelhante ao indicado por Lautensach (1929, 1932) e Daveau (1971), que consistia num **campo de gelo de planalto pouco espesso (cerca de 80 a 160 m), a partir do qual fluíam 5 glaciares de vale principais**. Deles, o mais longo e com maior volume de gelo era o Glaciar do Zêzere, que se prolongava até às proximidades da área da Senhora dos Verdes, em Manteigas, o que corresponde a uma extensão de 11,3 km e a uma espessura máxima de cerca de 340 m de gelo. A **altitude da linha de equilíbrio (ALE) regional no UMGSE era de cerca 1650 m**, valor confirmado por diferentes métodos de

cálculo, e que mostra também a acuidade dos trabalhos de Lautensach e Daveau. Confirma-se também uma **assimetria oeste-leste nas consequências morfogenéticas da erosão glaciária**, aspecto bem patente nas formas de erosão mais desenvolvidas no sector leste do Planalto Ocidental. No entanto, a reconstituição da superfície glaciária no UMGSE, e em especial, o estudo das ALE para as várias bacias, indicam diferenças de apenas algumas dezenas de metros entre os lados oeste e leste da montanha. Isso sugere que no **UMGSE o efeito do transporte nivo-eólico de oeste para leste, não tenha sido muito acentuado**, pois provavelmente, seria **compensado pela maior precipitação a barlavento**. Em nosso entender, **a maior extensão do Glaciar do Zêzere resulta essencialmente do facto de ser alimentado por vários tributários**, ao contrário dos outros glaciares de vale, que têm bacias de alimentação muito menores. No que respeita à assimetria norte-sul ligada à insolação, e referida por Daveau, ela pode existir, como sugerem as diferenças na ALE entre os glaciares do Covão Grande e do Covão do Urso, mas para os glaciares da vertente sul, a assimetria não é clara. Note-se que os glaciares do Zêzere e Alforfa, de exposição oposta, têm ALEs muito próximas, e que os pequenos glaciares da vertente sul da serra (Alvoco e Estrela), não beneficiam de condições topográficas favoráveis ao seu desenvolvimento. Por outro lado, **o maior desenvolvimento das formas de erosão glaciária do lado leste do Planalto Ocidental, pode estar relacionado com diferentes durações da acção erosiva dos glaciares a leste e a oeste**, essa sim, causada pela sobrealimentação nivosa dos glaciares a sotavento. Isto é, os glaciares do lado leste, e em especial, o do Vale do Zêzere, parecem ter mantido a sua capacidade erosiva durante um período de tempo mais prolongado do que os glaciares ocidentais, hipótese que enquadrámos na evolução glaciária adiante.

Além de ter possibilitado calcular as ALE, a reconstituição da superfície glaciária no UMGSE permitiu estimar as curvas hipsométricas glaciárias para cada bacia de alimentação. Essa abordagem mostrou que **os glaciares da Serra da Estrela devem ter sido muito sensíveis às variações climáticas**, facto que se deve às zonas de acumulação praticamente coincidirem com os limites do campo de gelo de planalto. Isso significa que uma **pequena subida da ALE, causada por variações de temperatura, humidade, ou mesmo do regime dos ventos, podia ter consequências muito importantes na dinâmica do campo de gelo, e especialmente dos glaciares de vale**, pois pequenas subidas da ALE reduziam muito a extensão da zona de acumulação, e em oposição, aumentavam muito a área da zona de ablação. Segundo a análise das curvas hipsométricas, **essa sensibilidade climática não foi muito acentuada no início da deglaciação**, pois a ALE situava-se num sector declivoso da curva hipsométrica, mas foi maior numa fase posterior, quando a ALE atingiu os limites

do campo de gelo. Este dado está de acordo com a existência de conjuntos de arcos morénicos de recessão nos principais vales, numa posição próxima das moreias do UMGSE, e com a escassez de moreias estadiais em posição intermédia nos vales, com excepção do Vale do Zêzere, que pensamos ter tido um comportamento particular.

A posição das principais moreias nos vales permitiu também identificar 4 fases principais na dinâmica glaciária: a **fase externa**, anterior ao UMGSE; a **fase do UMGSE**; a **fase interna 1**, marcada pelos conjuntos de arcos morénicos de recessão presentes em vários vales; e a **fase interna 2**, que deve ter incluído várias fases e um período cronológico longo, e que está marcada por moreias latero-frontais, especialmente presentes nos vales do Zêzere e de Alforfa.

Estudaram-se também os testemunhos de ambientes periglaciários e crionivais, tendo-se analisado vários cortes em depósitos de vertente, bem como as áreas onde se encontraram as associações de formas e depósitos mais interessantes. Porém, infelizmente, a maior parte dos cortes estudados não têm valor estratigráfico e é muito difícil estabelecer relações cronológicas entre eles. Há mesmo vários casos com escasso valor para reconstituir as fases plistocénicas frias, pois revelam essencialmente uma dinâmica controlada pelo escoamento hídrico. Contudo, existem também testemunhos de condições tipicamente periglaciárias, que ganham valor estratigráfico quando é analisada a sua relação com os limites da glaciação. Os casos mais interessantes de actividade periglaciária herdada são: os **glaciares rochosos de frente de talude** do Alto Vale de Alforfa (situados dentro do limite do glaciar de vale no UMGSE); o **glaciar rochoso** da Pedrice, bem como a **vertente de blocos** que o alimentou; o **campo de blocos** e os **lóbulos de pedras** do Alto da Pedrice; o **possível planalto de crioplaneação** do Curral do Vento; os **indícios de segregação de gelo no solo**, sugeridos pela presença de estruturas lamelares, e finalmente, os **pequenos campos, vertentes e correntes de blocos** disseminados pelo Planalto da Torre e área das Salgadeiras, com uma génese posterior à deglaciação do planalto. Como se disse, à luz do conhecimento disponível ainda não é possível enquadrar todos estes testemunhos cronologicamente, e isso limita naturalmente a aplicação das indicações paleoambientais que eles fornecem. Contudo, as formas e depósitos encontrados mostram ter existido *permafrost* nas áreas altas da Serra da Estrela, ocorrendo os testemunhos mais frequentes e claros acima de cerca de 1350 m de altitude, embora se encontrem também indícios da segregação de gelo no solo em vários depósitos acima de 700 m. A utilização dos glaciares rochosos para uma reconstituição das paleotemperaturas indica uma **descida mínima de 10°C nas temperaturas médias anuais do ar** no momento da sua formação, mas não é, para já possível determinar se isso ocorreu no

UMGSE, ou num momento posterior. É de notar contudo, que os glaciares rochosos de frente de talude incipientes se localizam nitidamente dentro da área glaciada, pelo que é possível que uma descida de temperatura de mesma ordem tenha ocorrido quando o Glaciar de Alforfa tinha sido já afectado por uma importante recessão.

A integração dos dados obtidos a partir da análise dos testemunhos glaciários e periglaciários, com as informações dos estudos polínicos de Van der Knaap e Van Leeuwen (1997) para a evolução no Tardiglaciário, permitiu-nos propor uma cronologia relativa para a glaciação: uma **fase externa** caracterizada por testemunhos glaciários pouco nítidos, e em alguns casos ainda apenas prováveis, de idade anterior ao UMGSE; a **fase do UMGSE**, com limites próximos daqueles indicados por Daveau (1971), excepto no caso do Glaciar do Zêzere, que parece ter sido menos extenso; a **fase interna 1**, associada a um retrocesso lento, interrompido por momentos de estabilização ou reavanço; a **fase interna 2**, marcada por um retrocesso mais rápido, e por uma dissimetria W-E nas moreias de retrocesso, o que sugere que a recessão glaciária tenha sido interrompida por momentos de reavanço ou de estabilização nos Vales do Zêzere e Alforfa (provavelmente devido à sobrealimentação nível-eólica). No UMGSE os **planaltos do Alto da Pedrice e do Curral do Vento** não devem ter estado glaciados, mas seriam afectados por um **regime morfogenético tipicamente periglaciário, provavelmente com permafrost** (campos e vertentes de blocos, lóbulos de pedras e possíveis terraços de crioplaneação). É de notar, que os pequenos glaciares rochosos de frente de talude estiveram activos num momento, pelo menos tão antigo como a fase interna 2, facto aliás que está de acordo com a presença de estruturas lamelares em vários depósitos do UMGSE, o que indica **que houve agradação do permafrost depois do UMGSE**. As observações no Planalto da Torre, mostram também que se verificaram condições para a **morfogénese periglaciária se manter depois da deglaciação do campo de gelo de planalto**, momento que segundo os dados polínicos referidos, pode corresponder já ao Dryas Recente ou ao Bølling. Durante e depois da deglaciação, **na chamada fase paraglaciária**, as vertentes dos vales glaciados foram afectadas por **intensa actividade geomorfológica**, que deu origem aos taludes e cones de detritos, particularmente desenvolvidos ao longo do Alto Vale do Zêzere.

Efectuaram-se várias datações de sedimentos fluvioglaciários por termoluminescência, as quais são apresentadas com **carácter experimental**, pois a aplicação do TL em sedimentos fluvioglaciários tem limitações intrínsecas, como explicamos no capítulo 7.4.2. Contudo, os resultados obtidos são consistentes com as observações de natureza geomorfológica, e com os conhecimentos acerca da evolução paleoclimática da Península Ibérica, pelo que

apresentamos uma tentativa de enquadramento cronológico dos episódios da deglaciação acima descritos, embora se deva **enfatizar que se trata de uma cronologia de TL**. Os resultados obtidos sugerem que o UMGSE foi anterior a 30 TL ka BP, mas que o campo de gelo de planalto se manteve, pelo menos até ao LGM, e eventualmente, até ao Tardiglaciário, como sugerem os dados polínicos da Candeeira (Van der Knaap e Van Leeuwen, 1997), que indicam a possibilidade de existência de glaciares nas cabeceiras há 14 cal. ka BP e também que em alguns locais, o gelo só parece ter fundido a partir de cerca de 12 cal. ka BP. **No vale do Zêzere**, várias datações sugerem um **retrocesso glaciário gradual, mas lento**, com a formação do depósito da Barroca de Água há cerca de 29 TL ka BP, e com sedimentação fluvioglaciária do Espinhaço de Cão, já no Tardiglaciário. A glaciação na Serra da Estrela, parece pois, ter sido **assíncrona com a evolução do volume global de gelo**, tendo apresentado o **máximo antes do LGM**, comportamento que parece ter ocorrido também nos Pirinéus, Vosgos e Maciço Central Francês, como demonstrado por outros autores. A seguir ao UMGSE e até ao LGM, os testemunhos geomorfológicos mostram um retrocesso glaciário, marcado por algumas paragens ou reavanços, em particular nos vales do lado leste do Planalto Ocidental. Não foi possível datar essas paragens, mas o facto de no depósito do Espinhaço de Cão os sedimentos fluvioglaciários apresentarem deformações que parecem ser glaciogénicas, **sugere que no Tardiglaciário, o Glaciar do Zêzere ainda se estenderia até uma altitude próxima de 1150 m**. Este enquadramento cronológico com base na termoluminescência, e em particular o acordo com a cronologia glaciária de outras montanhas do Sudoeste da Europa, permitem enquadrar melhor as observações de natureza geomorfológica, e apresentar algumas hipóteses. Assim, **a possível manutenção do campo de gelo de planalto até, pelo menos, ao LGM** (mas provavelmente até ao Tardiglaciário), pode-se explicar pelo **clima frio e seco** que deve ter caracterizado essa fase. Essas condições proporcionavam a manutenção dos glaciares de planalto, embora se tratassem de massas de gelo pouco dinâmicas e constituíssem essencialmente gelo morto. Nos **vales a leste do Planalto Ocidental**, como é o caso do Zêzere e Alforfa, **o retrocesso glaciário parece ter sido lento e marcado por vários estádios**, pois devia existir uma sobrealimentação nivo-eólica a partir do planalto, situação que não ocorria nos vales ocidentais, que, tendo deixado de ser alimentados pelo campo de gelo, foram retrocedendo de modo mais continuado e regular, deixando menos vestígios morénicos estadiais.

Para terminar as conclusões da 1ª Parte, um aspecto significativo a salientar é o da importância da Serra da Estrela no âmbito das reconstituições paleoclimáticas, em particular por se tratar de uma montanha com grande sensibilidade climática. Isso deve-se, por um lado,

à posição geográfica da Estrela, numa área de margem no quadro das fases frias do Quaternário, marcada pelas fortes oscilações ligadas à variabilidade climática no Atlântico Norte, e bem expressas nos sedimentos oceânicos (por ex.: eventos Heinrich) e nas sondagens do *inlandsis* da Gronelândia (por ex.: ciclos Dansgaard-Oeschger) (Lowe e Walker, 1997; Bradley, 1999; Cronin, 1999; Williams *et al.*, 2001). À posição geográfica, acrescenta-se o controlo exercido pela topografia, e em particular pela sua feição planáltica, com uma área significativa acima dos 1600 m, valor próximo da ALE no UMGSE. Isso significa que é provável que, com condições propícias, os glaciares se desenvolvessem rapidamente nos planaltos e nos circos mais elevados e abrigados, podendo depois, se essas condições se mantivessem, estender-se rapidamente aos vales, alimentados por um amplo e dinâmico campo de gelo de planalto. Contudo, mesmo ligeiras subidas na ALE, por afectarem grandes áreas no campo de gelo de planalto, poderiam “subnutrir” em gelo os glaciares de vale, que deveriam reagir de modo relativamente rápido. Se essa subida na ALE fosse causada por uma redução na precipitação, a resposta dos glaciares devia ser lenta, aspecto especialmente notório no próprio campo de gelo, pois situa-se a altitudes relativamente altas, e logo, mais frias. Se a subida fosse causada por um aumento da temperatura, a recessão devia ser mais rápida, pois à fusão causada pela temperatura mais elevada, deve-se acrescentar a fusão originada pelo aumento da pluviosidade e diminuição da precipitação nivosa.

Naturalmente, os exemplos apresentados acima são simplificações da realidade, mas permitem compreender melhor a grande importância da Serra da Estrela no âmbito das reconstituições paleoclimáticas regionais. Mostram também a **premência de futuros investimentos no estudo científico da Estrela, montanha que tem condições para ganhar destaque nos estudos paleoambientais no quadro da Península Ibérica**. No presente trabalho, pensamos ter contribuído para resolver alguns problemas, mas para levantar muitos mais, tendo sido identificados vários campos que merecem futuros estudos mais detalhados, como por exemplo:

- estudo dos *tills*, em especial de forma a melhor identificar a sua génese, sendo importante investir na análise da *fabric* e na micromorfologia;
- estudo sistemático dos depósitos fluvioglaciários, não só ao nível sedimentológico, mas também no que se refere à cartografia dos terraços, e identificação do modo como eles se distribuem nos vales, verificando o que sucede nas áreas mais distais;
- estudo detalhado das bacias de acumulação, em especial no que se refere aos sedimentos situados sob os níveis orgânicos mais estudados no campo da palinologia. Neste campo, deve-se dar prioridade ao estudo dos locais de sedimentação contemporânea do UMGSE;

- estudo da sedimentação profunda nos covões glaciários, procurando diferentes gerações de colmatações (por ex.: sedimentos de várias glaciações);
- estudo das moreias, no que respeita à petrografia (como meio de determinar a proveniência dos sedimentos), mas também efectuar uma detalhada caracterização sedimentológica, bem como tentar aplicar métodos de cronologia relativa (espessura de solos, resistência ao impacto usando o martelo de Schmidt, anéis de alteração, etc.);
- aplicação prioritária de outras técnicas de datação, como forma de aferir as datações já obtidas, e de aprofundar o conhecimento das condições no Plistocénico Superior (por ex.: datação por intermédio de isótopos cosmogénicos de superfícies polidas ou de blocos morénicos; datação por AMS de matéria orgânica contida nos siltes fluvioglaciários; multiplicar as datações por ^{14}C dos níveis orgânicos presentes nos depósitos de vertente);
- tentar estudar os microfósseis dos níveis fluvioglaciários finos, e em especial dos (escassos) níveis de ritmitos de tipo varva encontrados;
- efectuar o levantamento detalhado das marcas de erosão glaciária direccionais, como estrias e rochas aborregadas, de modo a avaliar a validade do modelo de reconstituição da superfície glaciária;
- aprofundar a modelação da superfície glaciária, por um lado através da aplicação de modelos físicos mais realistas, e por outro, estendendo a modelação aos estádios representados pelas moreias presentes nos vales;
- aprofundar o estudo dos depósitos de vertente ao nível da micromorfologia e do estudo polínico dos níveis orgânicos encontrados em alguns deles, como formas de contribuir para as reconstituições paleoambientais;
- caracterizar detalhadamente as principais formas e depósitos periglaciários, aprofundando o estudo da sua relação com a glaciação, explorando as possibilidades de os enquadrar cronologicamente, e investindo na avaliação do seu significado paleoambiental.

Na 2ª Parte do trabalho estudámos a dinâmica geomorfológica actual dos planaltos e altos vales, tendo sido dado especial destaque aos processos de natureza criogénica. A metodologia de estudo consistiu no **reconhecimento de campo detalhado e sistemático**, apoiado no **levantamento geomorfológico das formas e depósitos**, fase que também serviu de base ao estudo das heranças; mas uma diferença importante consistiu em **efectuar observações de campo em diferentes estações e em condições meteorológicas variadas**, de modo a tentar, sempre que possível **observar os processos geomorfológicos em actividade**, e a sentir fisicamente o controlo exercido pelos elementos do clima. Efectuaram-se também várias

experiências de monitorização de processos geomorfológicos, com enfoque nos de natureza pluvio-eólica, embora tenha sido também monitorizada a corrasão nivo-eólica e o efeito da crioexpulsão no solo. Foram ainda instalados em diferentes locais da serra, **registadores automáticos de temperaturas do ar, solo e rocha**, que construímos para o efeito. Esses registadores possibilitaram a obtenção de registos de temperatura com intervalos de 2 horas durante um período de 16 meses, que incluiu 2 Invernos. Recorremos também ao estudo de registos climáticos provenientes, principalmente, da estação meteorológica das Penhas Douradas (Instituto de Meteorologia). Finalmente, para as acumulações arenosas dos planaltos, foram também efectuados **estudos sedimentológicos muito detalhados** (análises granulométricas, minerais pesados, e estudo das superfícies dos grãos de quartzo ao microscópio óptico e com o microscópio electrónico de varrimento).

A abordagem que sintetizámos acima permitiu, antes de mais, evidenciar o **carácter poligénico da dinâmica geomorfológica actual dos planaltos e altos vales da Estrela**. As características climáticas são claramente o principal factor que controla essa dinâmica; e mesmo encontrando-se a área de estudo, numa posição de transição entre um clima mediterrâneo e um clima de cariz oceânico, prevalecem as características do primeiro como factor que controla a morfodinâmica, e em especial **as precipitações intensas e concentradas que ocorrem no semestre frio**, aliadas ao stresse estival sobre a vegetação, que mitiga a acção desta como factor de protecção do solo. Um outro factor muito importante é a **história morfogenética de cada local**, e em especial a sua relação com a morfogénese glaciária no Plistocénico Superior, que controla em larga medida as características da paisagem, bem como a morfodinâmica. Nos planaltos, particularmente importante, é a dualidade entre as amplas áreas com rocha nua, e os sectores com rególito facilmente mobilizável pela erosão. Já nos vales a acção glaciária foi determinante na instabilização das vertentes devido à sobrexcavação e à descompressão que se seguiu à deglaciação, mas também no que respeita à deposição de sedimentos glacigénicos em posição instável nas vertentes. Isso levou a uma actividade paraglaciária muito importante, que se prolongou no Holocénico, mas que ainda hoje ocorre, embora a ritmo esporádico. Isto é, **a paisagem actual ainda se está a reajustar aos efeitos causados pela Última Glaciação**, e isso tem consequências importantes ao nível da morfogénese actual, sendo um importante factor amplificador da perigosidade geomorfológica, quando se comparam as condições da Estrela, com as de outras montanhas portuguesas.

O estudo detalhado do micromodelado arenoso presente nos planaltos, acompanhado da monitorização, confirmou a **importância dos episódios chuvosos, mas especialmente**

quando acompanhados de ventos fortes. A interacção do vento com a chuva origina a queda oblíqua das gotas, que proporciona uma deslocação preferencial das areias e grânulos que cobrem os planaltos, para sotavento, resultando num movimento geral em direcção a nordeste. Trata-se de uma tendência homogénea em todo o sector cimeiro da Serra da Estrela, orientação que aliás é idêntica à que encontramos na Serra do Gerês num trabalho anterior, o que sugere um controlo climático regional. A orientação das acumulações parece ser o resultado da soma vectorial de eventos de chuva intensa e de vento com várias orientações, e não apenas de múltiplos eventos provenientes de sudoeste. O estudo detalhado das acumulações arenosas mostrou também que a lavagem em profundidade (*downwash*) exerce também um papel importante na distribuição dos sedimentos, e em particular na génese das películas grosseiras que se desenvolvem à superfície dos planaltos. A crioexpulsão é um outro processo importante na génese dessas películas.

Ainda no que respeita à **importância da precipitação intensa**, é de notar o seu **papel na dinâmica de vertentes nos vales**, em particular no que se relaciona com os mecanismos de tipo **escoada de detritos**, que ocorreram em alguns locais durante o período de estudo. Mas a precipitação dá também origem a **intenso escoamento superficial**, quer ao nível do escoamento anastomosado, quer ao nível do escoamento concentrado, que são muito activos nos altos vales. Quando a chuva cai sobre o manto nival, situação muito frequente no semestre frio, a neve funde rapidamente originando um escoamento superficial muito intenso e a rápida subida do caudal nos talwegues. Este mecanismo é especialmente importante na Estrela devido ao carácter planáltico dos topos, que proporciona uma grande área com condições de fusão de neve semelhantes.

No âmbito da neve merece também referência a importância do seu transporte pelo vento, e o efeito que isso tem sobre as superfícies expostas, que sofrem **intensa corrosão nivo-eólica**. Esses efeitos foram identificados em experiências de monitorização, tendo sido também encontrados alguns casos de superfícies rochosas expostas com marcas de corrosão, em especial nos planaltos mais elevados, e onde existe uma superfície aplanada entre sudoeste e noroeste.

Os processos criogénicos foram estudados com algum detalhe, e são testemunhos directos da importância do controlo do clima na dinâmica geomorfológica actual. Encontraram-se essencialmente **microformas ligadas à acção do frio no solo**, muitas das quais (solos ordenados, solos estriados e o micromodelado originado pelos *pipkrakes*), por se desenvolverem nos rególitos arenosos sem vegetação, apresentam um carácter efémero, pois são facilmente desmanteladas pelas chuvas intensas. No geral, a distribuição do

micromodelado criogénico no solo reflecte o aumento da profundidade da congelação com a altitude. Isso é mais nítido nas formas relacionadas com a solifluxão, que são peliculares a cerca de 1600 m, mas vão-se tornando mais profundas, de modo progressivo, até formarem lóbulos e mantos de solifluxão com frentes decimétricas em alguns locais acima de 1850 m. Por outro lado, verificou-se que **o número de ciclos em torno de 0°C anual é da ordem dos 90**, e que não parece apresentar variações significativas com a altitude, pelo menos entre 1600 e 2000 m. Isso deve-se essencialmente à influência da neve que protege o solo, em especial nas áreas altas e nos meses frios e húmidos. Assim, **os ciclos gelo-degelo não ocorrem de modo sincrónico em todo o planalto**. Quando há neve nas áreas altas, forma-se uma cintura com congelação-fusão, que desce em altitude; por outro lado, nos episódios mais quentes e sem neve, essa cintura de actividade criogénica intensa desloca-se para as partes altas da montanha. O comportamento dos regimes térmicos do solo, além da sazonalidade, reflecte em larga medida a variabilidade da temperatura do ar, as condições de humidade do solo e a insolação, factores que foram sintetizados num **modelo que ilustra o comportamento dos regimes térmicos do solo segundo cinturas**, que se deslocam em altitude.

Procedeu-se também ao **estudo das temperaturas da rocha**, monitorizadas a diferentes profundidades, em vertentes escarpadas de exposição norte e sul, a cerca de 1840 m de altitude. Tratou-se de uma abordagem essencialmente térmica, não tendo sido possível aprofundar as consequências dos regimes térmicos da rocha na morfogénese actual. Contudo, foi possível caracterizar os regimes térmicos que ocorrem nas duas vertentes, mostrando-se que nas **vertentes expostas a norte, e à sombra, durante o Inverno, há condições de rocha gelada sazonal**. As diferenças entre as duas vertentes são especialmente importantes entre Dezembro e Março, pois nesses meses a vertente norte não recebe radiação solar directa. Isso possibilita uma **maior penetração do frio invernal em profundidade na vertente norte**, que à medida que a estação fria vai avançando, torna essa vertente mais sensível aos mínimos térmicos, e menos sensível aos máximos. Já a **vertente sul**, é nesses meses dominada pelo regime da insolação, sendo marcada por fortes amplitudes térmicas, e **muitos ciclos em torno de 0°C**. Contudo, verificou-se que a **microgelifracção é mais activa nas vertentes expostas a norte**, facto que parece mais associado à maior humidade das vertentes rochosas umbrias, do que ao número de ciclos em torno de 0°C.

Para melhor compreender a repartição espacial dos processos geomorfológicos referidos, é importante mencionar o **controlo exercido pelo coberto vegetal que, além de aumentar a coesão do solo, protege-o também da acção directa dos agentes erosivos**. Na Serra da Estrela o coberto vegetal natural original sofreu grandes modificações induzidas pelo Homem,

através da desflorestação, agricultura, queimadas e pelo pastoreio intensivo. Isso fez com que a floresta apenas exista em alguns troços dos vales, dominando normalmente os matos, e nas áreas mais elevadas, as superfícies de rocha nua e os prados de altitude. Particularmente importante para a morfogénese actual, é a **cintura localizada entre 1600 e 1800 m de altitude, onde a morfodinâmica é mais activa**, pois a cobertura vegetal do solo é frequentemente descontínua, e dominada por indivíduos de porte arbustivo de distribuição esparsa. Neste trabalho, apresentamos a hipótese de isso se dever à **degradação do coberto vegetal no período histórico**, essencialmente devido ao sobrepastoreio, actividade que proporcionou a descida altitudinal dos processos criogénicos, aproveitando a deficiente protecção exercida pela vegetação. A partir desse momento, a vegetação, cujo desenvolvimento já estava condicionado pelo deficit hídrico na estação quente, viu aumentado o stresse na estação fria devido aos fenómenos ligados à segregação de gelo no solo, e à sua acção a nível radicular.

A partir das observações efectuadas no âmbito da dinâmica geomorfológica actual, **distinguimos 3 andares geomorfológicos principais**: o **andar superior (>1800 m)**, que se poderá designar por andar crionival, ou andar periglaciário atenuado; o **andar intermédio (1500-1800 m)**, marcado por uma importante herança antrópica que danificou o coberto vegetal, e onde ocorre actualmente uma dinâmica poligénica muito activa, com a actividade de processos crionivais, pluvio-eólicos, hídricos e nivo-eólicos; e o **andar inferior (700-1500 m)**, dominado por condições de vertente, e que é essencialmente caracterizado por uma morfogénese dita temperada, resultante da precipitação concentrada e da fusão das neves dos andares superiores, e consequentemente por uma elevada erosão hídrica, bem como por movimentos de vertente de tipo deslizamento de rocha e escoada de detritos.

Em jeito de conclusão, também ao nível do estudo da morfogénese actual, o **carácter marginal da Serra da Estrela ficou bem saliente**, aspecto que se vai reflectir na **ocorrência quase simultânea de processos típicos de diferentes domínios morfoclimáticos**. A actividade geomorfológica é por isso complexa, mas especialmente interessante. A este facto, acresce a **forte influência antrópica na vegetação**, mais intensa até meados do século XX, e que funcionou como um factor importante na activação de intensos processos erosivos, **podendo mesmo ter sido responsável pela expansão dos processos criogénicos**. Actualmente, a acção do Homem sobre a vegetação nos Planaltos e Altos Vales, para além dos incêndios estivais, está mais limitada aos locais de maior actividade turística e às infraestruturas viárias e hidroeléctricas, e a vegetação nas áreas altas e mesmo nos vales, tem conhecido alguma expansão, com a progressão altitudinal das formações pré-florestais. Quais

as consequências desta nova mudança na dinâmica da vegetação, e quanto tempo levará a recolonização do andar intermédio, em especial se considerarmos os cenários previstos de aquecimento global? Esse é um tema de manifesto interesse ambiental, e cujo estudo contribuirá certamente, para um aprofundar significativo do conhecimento da resposta da paisagem das áreas de montanha às alterações climáticas. É portanto uma área, para a qual, pensamos ter contribuído com o estudo e a monitorização da dinâmica geomorfológica actual.

Cabe notar que, apesar de o presente trabalho ter contribuído para melhor conhecer a dinâmica actual dos planaltos e altos vales da Serra da Estrela, há vários aspectos cuja necessidade de estudo futuro é evidente, dos quais salientamos:

- o aprofundamento do estudo dos regimes térmicos do solo e da rocha, através da instalação de uma estação meteorológica completa no Alto da Torre, que permitisse modelizar o balanço energético em ambiente SIG. Isso possibilitaria compreender melhor a distribuição espacial dos fenómenos criogénicos e compreender a sua influência na dinâmica geomorfológica e na vegetação;
- aprofundar o estudo da influência do Homem na dinâmica geomorfológica recente, através da integração das análises polínicas, sedimentológicas e geomorfológicas no estudo das colmatações holocénicas dos vales;
- aprofundar o estudo da corrosão nivo-eólica, ligando-o à análise da sua influência sobre as infraestruturas instaladas nas áreas altas dos planaltos;
- estudar a influência do uso de neve artificial nos regimes térmicos do solo e na erosão na área das pistas de esqui do Alto da Torre;
- o aprofundamento do estudo da dinâmica de vertentes, em especial no que respeita à ocorrência de escoadas de detritos;
- no mesmo âmbito do ponto anterior, é importante tentar datar os cones de detritos, de modo a enquadrá-los num quadro de mudanças climáticas globais, perspectivando cenários de dinâmica geomorfológica futura;
- estudar a influência sobre a vegetação e a dinâmica geomorfológica do aumento de temperatura sentido nos últimos 100 anos, estudando a velocidade de reacção da paisagem, em especial no que respeita à interacção entre a expansão da vegetação e às mudanças nos processos geomorfológicos;
- no que respeita aos processos geomorfológicos que se traduzem numa elevada perigosidade, foram lançadas as bases para um futuro zonamento de perigosidade e risco, que se poderia aplicar às áreas altas da Estrela, e que seriam especialmente úteis como ferramenta para o planeamento.

BIBLIOGRAFIA

- Abe, M.; Matsuoka, N. (2000) - Controls on sorted patterned-ground geometry in the Swiss Alps. *Annual Report Institute of Geoscience, Univ. Tsukuba*, 26, p. 15-19.
- Ahnert, F. (1994) - Modelling the development of non-periglacial sorted nets. *Catena*, 23, p. 43-63.
- Akagawa, S.; Fukuda, M. (1991) - Frost heave mechanism in welded tuff. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2, p. 301-309.
- Åkerman, J. (1980) - Studies on periglacial geomorphology in West Spitsbergen. *Medd. från Lunds Univ. Geografiska Ins. Avhandlingar*, LXXXIX, 297p.
- Åkerman, J. (1987) - Periglacial forms of Svalbard: a review. In Boardman, J. (ed.), *Periglacial processes and landforms in Britain and Ireland*, p. 9-25.
- Andrade, E.; Mora, C.; Neves, M.; Vieira, G. (1992) - Desportos de Inverno na Serra da Estrela. Contribuição para o estudo da sua viabilidade. *Finisterra*, 53-54, p. 187-193.
- André, M.-F. (1995) - Postglacial microweathering of granite roches moutonnées in Northern Scandinavia (Riksgränsen area, 68°N). in Slaymaker, O. (ed.), *Steepland Geomorphology*, John Wiley & Sons, p.103-127.
- André, M.-F. (2004) - The geomorphic impact of glaciers as indicated by tors in North Sweden (Aurivaara, 68°N). *Geomorphology*, 57 (3-4), p. 403-421.
- André, M.-F.; Joly, D. (1986) - Estimation du gel estival d'altitude en domaine arctique océanique. *Recherches Françaises au Svalbard*, 2, p. 59-82.
- Andrieu-Ponel, V.; Guiter, F.; Ponel, P.; Beaulieu, J.-L.; Reille, M. (2001) - La glaciation würmienne des Pyrénées françaises: dynamique et chronologie. *Séminaire AQUALP II*, Evian, p. 16-18.
- Arnaez Vadillo, J. (1983) - Factores condicionantes de la formación de pipkrakes en una montaña oceánica (S. Demanda, Sistema Ibérico, España), *VIII Col. de Geógrafos Españoles, Comunicaciones*, p.73-83.
- Azevedo, T.M. (1982) - *O sinclinal da Lagoa de Albufeira*, Dissertação de doutoramento apresentada à Faculdade de Ciências de Lisboa, 302 p.
- Bagnold, A. A. (1941) - *The physics of wind blown sand and desert dunes*. Methuen, Londres.
- Ballantyne, C.K. (1996) - Formation of miniature sorted patterns by shallow ground freezing: a field experiment. *Permafrost and Periglacial Processes*, 7, p. 409-424.
- Ballantyne, C.K. (1998) - Age and significance of mountain-top detritus. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9, p. 327-345.
- Ballantyne, C.K. (2002) - Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21 (18-19), p. 1935-2018.
- Ballantyne, C.; Harris, C. (1994) - *The periglaciation of Great Britain*. CUP, Cambridge.
- Barry, R.G. (1992) - *Mountain weather & climate*. Routledge, Londres.
- Barsch, D. (1988) - Rockglaciers. In Clark, M. J. (ed), *Advances in periglacial geomorphology*, John Wiley & Sons, p. 69-90.
- Batista, J.D.L. (1996) - Toponímia do concelho de Manteigas. *Câmara Municipal de Manteigas, Parque Natural da Serra da Estrela*. Manteigas.
- Beaty, C. B. (1974) - Needle ice and wind in the White Mountains of California, *Geology*, 2 (11), p. 565-567.
- Benn, D.I.; Gemmell, A.M.D. (1997) - Calculating equilibrium-line altitudes of former glaciers by the balance ratio method: a new computer spreadsheet, *Glacial Geology and Geomorphology*, tn01, <http://ggg.qub.ac.uk/ggg/papers/full/1997/tn011997/tn01.html>
- Benn, D.I.; Evans, D.J.A. (1998) - *Glaciers & Glaciation*. Arnold, London.
- Bennett, M.R.; Glasser, N.F. (1996) - *Glacial geology. Ice sheets and landforms*. John Wiley & Sons, Chichester.
- Bertran, P.; Coutard, J.P.; Ozouf, J.C.; Texier, J.P. (1995a) - Dépôts de pente calcaires du nord de l'Aquitaine. Répartition stratigraphique et géographique des faciès. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, Berlin-Stuttgart, 39, p. 29-54.

- Bertran, P.; Francou, B.; Texier, J.P. (1995b) - Stratified slope deposits: the stone-banked sheets and lobes model. In: Slaymaker, O. (ed.), *Steepland geomorphology*, p. 147-169.
- Bertran, P.; Texier, J.P. (1999) - Facies and microfacies of slope deposits. *Catena*, 35, p. 99-121.
- Bezembinder, L.; Niessen, A. (1989) - *Palynologisch en geomorfologisch onderzoek langs de bovenloop van de Rio Zêzere, Serra da Estrela, Portugal*. Laboratory of Palaeobotany and Palynology, Utrecht, The Netherlands, Relatório não publicado.
- Blijenberg, H. (1998) - Rolling Stones? Triggering and frequency of hillslope debris flows in the Bachelard Valley, Southern French Alps. *Neederlandse Geografische Studies*, 246. Utrecht
- Blikra, L.H.; Nemec, W. (1998) - Postglacial colluvium in Western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology*, 45, p. 909-959.
- Boelhouwers, J. (1991) - Present-day periglacial activity in the Natal Drakensberg, Southern Africa: a short review. *Permafrost and Periglacial Processes* 2, p. 5-12.
- Boelhouwers, J. (1994) - Periglacial landforms at Giant's Castle, Natal Drakensberg, South Africa. *Permafrost and Periglacial Processes* 5, p. 129-136.
- Boelhouwers, J. (1995) - Present day soil frost activity at the Hexriver Mountains, Western Cape, South Africa. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 39 (2), p. 237-248.
- Boelhouwers, J. (1998) - The present-day frost action environment and its geomorphological significance in the Western Cape Mountains, South Africa. Occasional Publication Series, 2, School of Environmental Studies, University of Western Cape, 179pp.
- Bradley, R.S. (1999) - *Paleoclimatology. Reconstructing climates of the Quaternary*. International Geophysics Series, volume 64. Hardcourt Academic Press.
- Branson, J.; Lawler, D. M.; Glen, J. W. (1992) - The laboratory simulation of needle ice, in Maeno e Hondoh, *Physics and chemistry of ice*, Hokkaido Univ. Press, Sapporo, p.357-363.
- Brochu, M. (1969) - Essai de définition des grandes zones périglaciaires du globe. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 8 (1).
- Brodzikowski, K.; Van Loon, A.J. (1991) - *Glacigenic sediments*. Elsevier, Amesterdão.
- Brosche, K.-U. (1978) - Formas actuales y limites inferiores periglaciares en la Peninsula Iberica. *Estudios Geograficos* 151, p. 131-161.
- Brosche, K-U. (1982) - Formas periglaciales antiguas en la Peninsula Iberica. Posibilidades de una consideracion climatica, *Estudios Geograficos*, 166, p. 5-16.
- Cailleux, A. (1942) - Les actions eoliennes periglaciaires en Europe. *Memoires Société Geologique de France*, 41, p. 1-176.
- Cailleux, A. (1961) - *Application a la geomorphologie des methodes d'étude des sables et des galets*, Universidade do Brasil, Curso de Altos Estudos Geográficos, Rio de Janeiro.
- Chaolu, Y. (1997) - Subglacial comminution in till – evidence from microfabric studies and grain-size distributions. *Journal of Glaciology*, 43 (145), p. 473-479.
- Chen, J.; Blume, H.-P.; Beyer, L. (2000) – Weathering of rocks induced by lichen colonization – a review. *Catena*, 39, p. 121-146.
- Christiansen, H.H (1996) - Effects of nivation on periglacial landscape Evolution in Western Jutland, Denmark. *Permafrost and Periglacial Processes*, 7, p. 111-138.
- Christiansen, H.H (1998) - Nivation forms and processes in unconsolidated sediments, NE Greenland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, p. 751-760.
- Christiansen, H.H.; Svensson, H. (1998) - Windpolished boulders as indicators of a late Weichselian wind regime in Denmark in relation to neighbouring areas. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9, p. 1-21.
- Clark, D.H.; Clark, M.M.; Gillespie, A.R. (1994) - Debris-covered glaciers in the Sierra Nevada, California, and their implications for snowline reconstructions. *Quaternary Research*, 41, p. 139-153.
- Cooks, J.; Otto, E. (1990) - The weathering effects of the lichen *Lecidea* Aff. *Sarcogynoides* (Koerb.) on Magaliesberg Quartzite', *Earth Surface Processes and Landforms*, 15, 491-500.

- Coudé-Gaussen, G. (1979) - *Les Serras da Peneda et do Gerês (Minho - Portugal), formes et formations d'origine froide en milieu granitique*. Thèse 3 Cycle Univ. Paris – I.
- Coudé-Gaussen, G. (1981) - *Les Serras da Peneda et do Gerês. Étude géomorphologique*. Memórias do C.E.G., Lisboa.
- Cronin, T. M. (1999) - *Principles of paleoclimatology*. Columbia University Press. Nova Iorque.
- Darrel, A.S.; Nienow, P.W.; Sanderson, D.C.W.; Cochrane, I.C. (2004) - Luminescence investigation of sediments from an Alpine glacier. *Geophysical Research Abstracts*, 6, 05833.
- Daveau, S. (1969) - Structure et relief de la Serra da Estrela. *Finisterra*, 4 (7-8), p. 33-197.
- Daveau, S. (1971) - La glaciation de la Serra da Estrela. *Finisterra*, 6 (11), p. 5-40.
- Daveau, S. (1972) - Répartition géographique des pluies exceptionnellement fortes au Portugal. *Finisterra*, 7 (13), p. 5-28.
- Daveau, S. (1973) - Quelques exemples d'évolution quaternaire des versants au Portugal. *Finisterra*, 8, 15, p.5-47.
- Daveau, S. (1978) - Le périglaciaire d'altitude au Portugal. *Colloque sur le périglaciaire d'altitude du domaine méditerranéen et ses abords*, Estrasburgo, p. 63-78.
- Daveau, S. (1985) - *A glaciação da Serra da Estrela. Aspectos do Quaternário da orla atlântica*. Livro Guia da Pré-Reunião, I Reunião do Quaternário Ibérico, GTPEQ-GETC, Lisboa.
- Daveau, S.; Coelho, C.; Costa, V.G.; Carvalho, L. (1977) - *Répartition et rythme des précipitations au Portugal*. CEG, Lisboa.
- Daveau, S.; Ferreira, A. B.; Ferreira, N.; Vieira, G. (1997) - Novas observações sobre a glaciação da Serra da Estrela. *Estudos do Quaternário*, 1, p. 41-51.
- Davis, P.T. (1999) - Cirques of the Presidential Range, New Hampshire, and surrounding alpine areas in the Northeastern United States. *Géographie Physique et Quaternaire*, 53(1), p. 25-45.
- De Blasio, F.V. (2002) - Note on simulating the size distribution of glacial cirques. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, p. 109-114.
- De Marcos, J. G.-B. (2000) - Procesos actuales en el alto Gredos: Garganta del Pinar. in Peña, J.L.; Sánchez-Fabre, M.; Lozano, M.V. (eds.), *Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea*, p. 213-232.
- Derbyshire, E. (1968) – Cirque. In R. Fairbridge (ed.), *The Encyclopedia of Geomorphology*, Reinhold Book Corp., p. 119-125.
- Disly, M. (1986) – Le gel et son action sur les sols et les fondations. In Walther, R. (ed.), *Le climat et les Échanges thermiques*, Diffusion, p. 23-92.
- Disrud, L.A.; Krauss, R.K. (1971) - Examining the process of soil detachment from clods exposed to wind-driven rainfall. *Transactions ASAE* 14, p. 90-92.
- Duller, G.A.T. (1996) - Recent developments in luminescence dating of Quaternary sediments. *Progress in Physical Geography*, 20 (2), p. 127-145.
- Dreimanis, A. (1988) - *Tills: their genetic terminology and classification*. In Goldthwait e Matsch (eds.), Genetic classification of glacial deposits, p. 17-83.
- Drewry, D. (1986) - *Glacial geologic processes*. Edward Arnold, Londres.
- Ehlers, J. (1996) - *Quaternary and glacial geology*. Wiley, Chichester.
- Embleton, C.; King, C.A.M. (1968) - *Glacial and periglacial geomorphology*. Edward Arnold, Londres.
- Etienne, S. (2002) – The role of biological weathering in periglacial areas: a study of weathering rinds in South Iceland. *Geomorphology*, 47, p. 75-76.
- Evans, D.J.A.; Rea, B.R.; Hansom, J.D.; Whalley, W.B. (2002) - Geomorphology and style of plateau icefield deglaciation in fjord terrains: the example of Troms-Finnmark, north Norway, *Journal of Quaternary Science*, 17 (3), p. 221-239.
- Evans, I.S. (1977) - World-wide variations in the direction and concentration of cirque and glacier aspects. *Geografiska Annaler*, 59A (3-4), p. 151-175.

- Evans, I.S.; Cox, N.J. (1974) - Geomorphometry and the operational definition of cirques. *Area*, 6, p. 150-153.
- Evans, I.S.; Cox, N.J. (1995) - The form of glacial cirques in the English Lake District, Cumbria. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 39(2), p.175-202.
- Ferreira, A.B. (1981) - Manifestações periglaciárias de altitude na ilha da Madeira, *Finisterra*, 16 (32), Lisboa, p. 213-229.
- Ferreira, A.B. (1985) - Influência de climas frios na morfogénese quaternária da região a norte de Lisboa. In *Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico*, Lisboa, I, p. 85-103.
- Ferreira, A.B. (1993) - Manifestações geomorfológicas glaciárias e periglaciárias em Portugal, in Carvalho, G. S., Ferreira, A. B. e Senna-Martínez, J.C. (eds.), *O Quaternário em Portugal: Balanço e perspectivas*, A.P.E.Q., Ed. Colibri, p. 75-84.
- Ferreira, A.B. (1998) - Short note on the morphology of the Serra da Estrela. In Vieira, G.T.(ed.), *Glacial and Periglacial Geomorphology of the Serra da Estrela, Portugal. Guidebook for the field-trip*, Lisboa, p. 19-23.
- Ferreira, A.B.; Vidal Romani, J.R.; Rodrigues, M.L.; Zêzere, J.L.; Monge, C. (1992) - Formas e depósitos glaciários e periglaciários da Serra do Gerês-Xurés (Portugal; Galiza). Levantamento cartográfico. *Cuadernos do Laboratório Xeolóxico de Laxe*, 17, p. 121-135.
- Ferreira, A.B.; Vidal Romani, J.R.; Zêzere, J.L.; Rodrigues, M.L. (1999) - *A glaciação plistocénica da Serra do Gerês. Vestígios geomorfológicos e sedimentológicos*. CEG, AGFA Rel. nº 37, Lisboa.
- Ferreira, A.B.; Rodrigues, M.L.; Vieira, G.T. (2000) - Manifestações herdadas e actuais de climas frios em Portugal. In Peña Monné, J. L.; Sánchez Fabre, M.; Lozano Tena, M.V. (Eds.), *Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea*, Teruel, p. 161-190.
- 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*, 72, p. 157-178.
- 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, N. ; Vieira, G. (1999) - *Guia geológico e geomorfológico do Parque Natural da Serra da Estrela*, ICN e IGM, Lisboa.
- Fleury, E. (1919) - Formes de désagregation et d'usure en Portugal. *Mémoires publiés par la Société Portugaise des Sciences Naturelles. Série Géologique*, 1, Lisboa.
- Flint, R. F. (1949) - *Glacial geology and the Pleistocene Epoch*. John Wiley and Sons, Nova Iorque.
- Florineth, D.; Schlüchter, C. (2000) - Alpine evidence for atmospheric circulation patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Research*, 54, p. 295-308.
- Folk, R. L.; Ward, W. C. (1957) - Brazos river bar: a study of the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, p. 3-26.
- Francou B.; Le Méhauté, N.; Jomelli, V. (2001) - Factors controlling spacing distances of sorted stripes in a low-latitude, Alpine environment (Cordillera Real, 16°S, Bolivia). *Permafrost and Periglacial Processes* 12 (4), p. 367-377.
- French, H. (1996) - *The periglacial environment*. Longman, Harlow.
- Fu, P.; Rich, P. (2000) - *The solar analyst 1.0. User manual*. Helios Environmental Modeling Institute.
- Gale, S.J.; Hoare, P.G. (1991) - *Quaternary sediments. Petrographic methods for the study of unlithified rocks*. Belhaven Press, Londres.
- Gallard, F.; Puigdefábregas; Barrio, G. D.(1993) - Computer simulation of high mountain terracettes as interaction between vegetation growth and sediment movement. *Catena*, 20, p. 529-542.
- Garcia, R.A.C. (2002) - Avaliação do risco de movimentos de vertente na depressão da Abadia (Torres Vedras). Dissertação de Mestrado em Geografia Física e Ambiente apresentada à FLUL, Lisboa.
- García Ruiz, J.M; Martí Bono, C.; Valero Garcés, B. ; González Sampériz, P. (2001) - La evolución de los glaciares del Pleistoceno Superior en el Pirineo Central español. El ejemplo de los glaciares de Escarra y Lana Mayor, Alto Valle del Gállego. *Cuaternario y Geomorfología*, 15 (1-2), p. 103-119.

- Garcís Ruiz, J.M; Valero Garcés, B.; Martí Bono, C. ; González Sampériz, P. (2003) - Asynchronicity of maximum glacial advances in the central Spanish Pyrenees. *Journal of Quaternary Science*, 18 (1), p. 61-72.
- Geiger, R. (1980) - *Manual de microclimatologia. O clima da camada de ar junto ao solo*, F.C.G., Lisboa.
- Gemmel, A.M.D. (1997) - Fluctuations in the thermoluminescence signal of suspended sediment in the Alpine glacial meltwater stream. *Quaternary Science Reviews (Quaternary Geochronology)*, 16, p. 281-290.
- Gemmell, A.M.D. (1999) - IRSI from fine-grained glacial sediment. *Quaternary Science Reviews (Quaternary Geochronology)*, 18, p.207-215.
- Gengnian, L.; Zhijiu, C.; Daokai, G.; Yongqiu, W. (1999) - The stratified slope deposits at Kunlunshan Pass, Tibet Plateau, China. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10, p. 369-375.
- Gerrard, A. J. (1990) - *Mountain environments*, Belhaven Press, London.
- Girão, A. (1940) - *Montemuro. A mais desconhecida serra de Portugal*. Coimbra.
- Gómez Ortiz, A.; Salvador Franch, F. (1998) - Procesos periglaciares actuales en montaña mediterránea. Ideas clave, trabajos de campo y resultados en Sierra Nevada. 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. 217-234.
- Gómez, A.V. (1996) - Conos aluviales en pequeñas cuencas torrenciales de montaña. *Geoforma ediciones*, 6, Logroño.
- Gordon, J.E. (1977) - Morphometry of cirques in the Kintail-Affric-Cannich area of Northwest Scotland. *Geografiska Annaler*, 59A (3-4), p. 177-194.
- Grab, S. (1997) - Annually re-forming miniature sorted patterned ground in the High Drakensberg, Southern Africa. *Earth Surface Processes and Landforms* 22, p. 733-745.
- Grab, S. (2001) - Needle ice observations from the High Drakensberg, Lesotho. *Permafrost and Periglacial Processes* 12 (2), p. 227-231.
- Gruber, S.; Hoelzle, M.P.; Woodhatch, I.; Haeberli, W. (2003) - Surface temperatures in steep alpine rock faces - A strategy for regional-scale measurement and modelling. In Phillips, M.; Springman, S.M.; Arenson, L.U., *Permafrost*, p. 337-341.
- Graf, W. L. (1976) - Cirques as glacier locations. *Arctic and Alpine Research*, 8(1), p.79-90.
- Hagedorn, J. (1974) - Note on the occurrence of needle ice phenomena in the Southern Sinai Mountains, *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. Bd. 21, p. 35-38.
- Hall, K. (1979) - Sorted stripes orientated by wind action: some observations from sub-Antarctic Marion Island, *Earth Surface Processes*, 4, p. 281-289.
- Hall, K. (1983) - Sorted stripes on Sub-antarctic Kerguelen Island. *Earth Surface Processes and Landforms* 8, p. 115-124.
- Hall, K. (1993) - Enhanced bedrock weathering in association with late-lying snowpatches: evidence from Livingston Island, Antarctica. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18, p. 121-129.
- Hall, K. (1997a) - Rock temperatures and implications for cold region weathering. I: new data from Viking Valley, Alexander Island, Antarctica. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8, p. 69-90.
- Hall, K. (1997b) - Observations on "cryoplanation" benches in Antarctica. *Antarctic Science*, 9(2), p. 181-187.
- Hall, K. (1998a) - Rock temperatures and implications for cold region weathering. II: new data from Rothera, Adelaide Island, Antarctica. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9, p.47-55.
- Hall, K. (1998b) - Nivation or cryoplanation: different terms, same features? *Polar Geography*, 22, 1, p. 1-16.
- Hall, K. (1999) - The role of thermal stress fatigue in breakdown of rock in cold regions. *Geomorphology*, 31, p. 47-63.
- Hall, K.; André, M.-F. (2001) - New insights into rock weathering from high-frequency rock temperature data: an Antarctic study of weathering by thermal stress. *Geomorphology*, 4, p. 23-35.
- Hall, K.; Thorn, C.E.; Matsuoaka, N.; Prick, A. (2002) - Weathering in cold regions: some thoughts and perspectives. *Progress in Physical Geography* 26, 4, p. 577-603.

- Hallet, B.; Walder, J.S.; Stubbs, C.W. (1991) - Weathering by segregation ice growth in microcracks at sustained subzero temperatures: verification from an experimental study using acoustic emissions, *Permafrost and Periglacial Processes*, 2, p. 283-300.
- Hambrey, M. (1994) - *Glacial environments*. UCL Press, Londres.
- Hansom, J.D.; Gordon, J.E. (1998) - *Antarctic environments and resources. A geographical perspective*. Longman, Essex.
- Harris, C. (1985) - Geomorphological applications of soil micromorphology with particular reference to periglacial sediments and processes, in Richards, Arnett e Ellis (eds), *Geomorphology and soils*.
- Harris, C. (1987) - Mechanisms of mass movement in periglacial environments, in Anderson e Richards, *Slope Stability*, p. 531-559.
- Harris, C.; Gallop, M.; Coutard, J-P. (1993) - Physical modelling of gelifluction and frost creep: some results of a large-scale laboratory experiment, *Earth Surface Processes and Landforms*, 18, p. 383-398.
- Harris, C.; Davies, M.C.R.; Coutard, J.P. (1995) - Laboratory simulation of periglacial solifluction: significance of porewater pressures, moisture contents and undrained shear strengths during soil thawing. *Permafrost and Periglacial Processes*, 6, p. 293-311.
- Harris, C.; Davies, M.C.R.; Coutard, J-P. (1997) - Rates and processes of periglacial solifluction: an experimental approach. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, p. 849-868.
- Hastenrath, S. (1977) - Observations on the periglacial morphology of Mts. Kenya and Kilimanjaro, East Africa. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. Bd. 16, p. 161-179.
- Henriques, J. A. (1883) - *Expedição científica à Serra da Estrela*. Imprensa Nacional, Lisboa.
- Hernández, A.L. (2003) - Geosol: una herramienta computacional para el cálculo de coordenadas solares y la estimación de irradiación solar horaria. *Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente*, 7 (2), p. 19-24.
- Hiemstra, J. F.; Van der Meer, J. J. M. (1997) - Pore-water controlled grain fracturing as an indicator for subglacial shearing in tills. *Journal of Glaciology*, 43, 145, p. 446-454.
- Hiemstra, J.F.; Rijdsdijk, K.F. (2003) - Observing artificially induced strain: implications for subglacial deformation. *Journal of Quaternary Science*, 18 (5), p. 373-383.
- Höllermann, P. (1978) - Soil movements in the subtropical mountain environment of high Tenerife (Canary Islands), *Coll. Perigl. Alt. Dom. Medit. et abords*, Strasbourg, p.91-111.
- Holness, S.D. (2001) - The Orientation of sorted stripes in the Maritime Subantarctic, Marion Island. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, p. 77-89.
- Hooke, R. Le B. (1998) - *Principles of glacier mechanics*, Prentice Hall, New Jersey.
- Hughes, T. J. (1995) - Ice sheet modelling and the reconstruction of former ice-sheets from glacial geo(morpho)logical field data. In J. Menzies (ed.), *Modern glacial environments. Processes, dynamics and sediments*, Vol. 1, Butterworth-Heinemann, Oxford, p. 77-100.
- Humlum, O. (1998) - Rock glacier appearance level and rock glacier initiation line altitude: a methodological approach to the study of rock glaciers. *Arctic and Alpine Research*, 20 (2), p. 160-178.
- Humlum, O.; Christiansen, H.H. (1998) - *Geomorphological field guide NABO/QRA discussion meeting Tórshavn, Faroe Islands*.
- Ishikawa, M. (2003) - Thermal regimes at the snow-ground interface and their implications for permafrost investigation, *Geomorphology*, 52, p. 105-120.
- Iverson, N.R. (1995) - Processes of erosion. In: J. Menzies (ed.), *Modern glacial environments. Processes, dynamics and sediments*, 1, Butterworth-Heinemann, Oxford, p. 241-260.
- Jansen, J. (2002) - *Guia Geobotânica da Serra da Estrela*. ICN - Parque Natural da Serra da Estrela. Manteigas.
- 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.
- Janssen, C.R.; Woldringh, R.E. (1981) - A preliminary radiocarbon dated pollen sequence from the Serra da Estrela, Portugal. *Finisterra*, 16 (32), p. 299-309.

- Jennings, J.N. (1983) - Needle ice raked ground, *Australian Geographer*, 15(5), p.328-330.
- Jiménez Sánchez, M.; Farias Arquer, P. (2002) - New radiometric and geomorphologic evidences of a last glacial maximum older than 18 ka in SW European mountains: The example of Redes Natural Park (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Geodinamica Acta*, 15, p. 93-101.
- Johnson, W.D. (1904) - The profile of maturity in alpine glacial erosion. *Journal of Geology*, 12, p. 569-578.
- Karyia, Y. (2002) - Geomorphic processes at a snowpatch hollow on Gassan Volcano, Northern Japan. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13, p. 107-116.
- Kessler, M.A.; Werner, B.T. (2003) - Self-organization of sorted patterned ground. *Science*, 299, p.380-383.
- King, R. B. (1971) - Vegetation destruction in the sub-alpine and alpine zones of the Cairngorm Mountains. *Scottish Geographical Magazine*, 87, p. 103-115.
- King, L. (2000) - Mountain permafrost in Europe: occurrence, characteristics, prospecting, mapping and monitoring. In J.L. Peña, M. Sánchez-Fabre & M.V. Lozano (eds.), *Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea*. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, p. 3-24.
- Krumbein, W.C. (1941) - Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 11, p. 64-72.
- LaChapelle, E.R. (1992) - *Field guide to snow crystals*. International Glaciological Society. Cambridge.
- Lamothe, M.; Dreimanis, A.; Morency, M.; Raukas, A. (1984) - Thermoluminescence dating of quaternary sediments. In Mahaney, W.C. (ed.), *Quaternary dating methods*, Elsevier, p.153-170.
- Lamothe, M. (1988) - Dating till using thermoluminescence. *Quaternary Science Reviews*, 7 (3-4), p. 273-276.
- Lang, A.; Rieser, U.; Habermann, J.; Wagner, G.A. (1998) - Luminescence dating of sediments. *Naturwissenschaften*, 85, p. 515-523.
- Lautensach, H. (1929) - Eiszeitstudien in der Serra da Estrela (Portugal). *Zeitschrift für Gletscherkunde*, 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).
- Lautridou, J. P. (1978) - La cryoclastie, *Centre de Géomorphologie*, CNRS, Caen, Bull. n°23, p.47-56.
- Lautridou, J. P. (1988) - Recent advances in cryogenic weathering. In Clark, M.J. (ed), *Advances in periglacial geomorphology*, John Wiley & Sons, p. 33-48.
- Lawler, D.M. (1986) - River bank erosion and the influence of frost: a statistical examination, *Transactions Institute of British Geographers*, N.S., 11, p. 227-242.
- Lawler, D.M. (1987) - Bank erosion and frost action: an example from South Wales, in Gardiner (ed.), *International Geomorphology*, Part I, p. 575-590.
- Lawler, D.M. (1989) - Some observations on needle ice, *Weather*, 44, p. 406-409.
- Lawler, D.M. (1993) - Needle ice processes and sediment mobilization on river banks: the river Ilston, West Glamorgan, U.K., *Journal of Hydrology*, 150, p.81-114.
- Leeder, M. (1999) - *Sedimentology and sedimentary basins. From turbulence to tectonics*. Blackwell Science, Oxford.
- Lehmkuhl, F.; Lang, A. (2001) - Geomorphological investigations and luminescence dating in the southern part of the Khangay and the Valley of the Gobi Lakes (Central Mongolia). *Journal of Quaternary Science*, 16 (1), p. 69-87.
- Lewis, C. et al. (2003) - Maximum extent of glaciers and chronology of glacial outwash events in the Spanish Pyrenees from regionally correlated fluvial terraces. XVI INQUA congress, Reno.
- Lewkowicz, A.G. (1988) - Slope processes. In Clark, M.J. (ed), *Advances in periglacial geomorphology*, John Wiley & Sons, p. 325-339.
- Linacre, E. (1992) - *Climate data and resources*. Routledge.
- Lindholm, R. (1987) - *A practical approach to sedimentology*. Allen & Unwin. Londres.
- Linton, D.L. (1955) - The problem of tors. *Geographical Journal*, 121, p.470-487.

- Linton, D.L. (1963) - The forms of glacial erosion. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 33, p.1-28.
- Locke, W. (1995) - Modelling of icecap glaciation of the northern Rocky Mountains of Montana, *Geomorphology*, 14, p. 123-130.
- Lourenço, L. (1995) - A enxurrada do ribeiro da Albagueira. *Estrela Informação*, 12, p. 21-22.
- Lowe, J.J.; Walker, M.J.C. (1997) - *Reconstructing Quaternary Environments*. Longman.
- Lyles, L.; Disrud, L.A.; Woodruff, N.P. (1969) - Effects of soil physical properties, rainfall characteristics and wind velocity on clod disintegration by simulated rainfall. *Soil Science Society of America Proceedings* 33, p. 302-306.
- Mahaney, W.C. (1995) - Glacial crushing, weathering and diagenetic histories of quartz grains inferred from scanning electron microscopy. In J. Menzies (ed.), *Modern glacial environments. Processes, dynamics and sediments*, Vol. 1, Butterworth-Heinemann, Oxford, p. 487-506.
- Maizels, J. (1995) - Sediments and landforms of modern proglacial terrestrial environments. In J. Menzies (ed.), *Modern glacial environments. Processes, dynamics and sediments*, Vol. 1, Butterworth-Heinemann, Oxford, p. 365-416.
- Marques, M.A.; Sole, A.; Mora, E.; Llasat, C. (1990) - Frost action features as a consequence of fire devegetations in a montane mediterranean environment, *Catena*, 17 (2), p. 163-174.
- Martínez de Pisón, E.; Palacios, D. (1998) - Significado del episodio glaciar en la evolución morfológica y en el paisaje de la Sierra de Gredos. Sistema Central. In Gómez Ortiz, A. e Pérez Alberti (eds.), *Las Huellas Glaciares de las Montañas Españolas*, p. 163-195.
- Martin, H.E.; Whalley, W.B. (1987) - Rock glaciers, Part I: Rock glacier morphology: classification and distribution, *Progress in Physical Geography*, 11(2), p. 260-282.
- Matsuoka, N. (1990) - The rate of bedrock weathering by frost action: field measurements and a predictive model, *Earth Surface Processes and Landforms*, 15 (1), p.73-90.
- Matsuoka, N. (1994) - Diurnal freeze-thaw depth in rockwalls: field measurements and theoretical considerations. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19, p. 423-435.
- Matsuoka, N. (1996) - Soil moisture variability in relation to diurnal frost heaving on Japanese high mountain slopes. *Permafrost and Periglacial Processes*, 7, p. 139-151.
- Matsuoka, N. (1998a) - Modelling frost creep rates in an Alpine environment. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9, p. 397-409.
- Matsuoka, N. (1998b) - The relationship between frost heave and downslope soil movement: field measurements in the Japanese Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9, p. 121-133.
- Matsuoka, N. (2001a) - Microgelivation versus Macrogelivation: towards bridging the gap between laboratory and field frost weathering. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, p. 299-313.
- Matsuoka, N. (2001b) - Solifluction rates, processes and landforms: a global review. *Earth-Science Reviews*, 55, p. 107-134.
- Matsuoka, N.; Moriwaki, K.; Hirakawa, K. (1996) - Field experiments on physical weathering and wind erosion in an Antarctic cold desert. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21, p. 687-699.
- Matsuoka, N.; Hirakawa, K.; Watanabe, T.; Moriwaki, K. (1997) - Monitoring of periglacial slope processes in the Swiss Alps: the first two years of frost shattering, heave and creep. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8, p. 155-177.
- Matsuoka, N.; Hirakawa, K.; Watanabe, T.; Haeberli, W.; Keller, F. (1998) - The role of diurnal, annual and millennial freeze-thaw cycles in controlling alpine slope instability. In Lewkowicz, A.G. e Allard, M. (eds.), *Proceedings of the Seventh International Conference on Permafrost* (June 23-27, Yellowknife, Canada). Centre d'études nordiques, Université Laval, Sainte-Foy.
- Matsuoka, N.; Sakai, H. (1999) - Rockfall activity from an alpine cliff during thawing periods. *Geomorphology*, 2, p. 309-328.
- McDougall, D.A. (1995) - The identification of plateau glaciers in the geomorphological record: a case study from the Lake District, northwest England. In S.J. McLelland, A.R. Skellern & Porter, P.R. (eds.),

- Postgraduate research in geomorphology: selected papers from the 17th BGRG Postgraduate Symposium*, BGRG, Leeds, p. 1-8.
- McDougall, D.A. (2001) - The geomorphological impact of Loch Lomond (Younger Dryas) Stadial plateau icefields in the central Lake District, northwest England, *Journal of Quaternary Science*, 16(6), p. 531-543.
- Meentemeyer, V.; Zippin, J. (1981) - Soil moisture and texture controls of selected parameters of needle ice growth, *Earth Surface Processes and Landforms*, 6 (2), p. 113-125.
- Menzies, J. (1995) - The dynamics of ice flow. In: J. Menzies (ed.), *Modern glacial environments. Processes, dynamics and sediments*, 1, Butterworth-Heinemann, Oxford, p. 139-196.
- Menzies, J. (2000) - Micromorphological analyses of microfabrics and microstructures indicative of deformation processes in glacial sediments. In A.J. Maltman, B. Hubbard e M.J. Hambrey (eds.), *Deformation of glacial materials*, Geological Society Special Publication no. 176, Londres, p. 245-258.
- Miall, A.D. (1983) - Glaciofluvial transport and deposition. In N. Eyles (ed.), *Glacial geology: an introduction for engineers and earth scientists*, Pergamon Press, Oxford, p. 168-183.
- Miall, A.D. (1990) - *Principles of sedimentary basin analysis*. Springer-Verlag, Nova Iorque.
- Migoñ, P. (1999) - The role of 'preglacial' relief in the development of mountain glaciation in the Sudetes, with special reference to the Karkonosze Mountains, *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl-Bd. 113, p. 33-44.
- Moeyersons, J. (1983) - Measurements of splash-saltation fluxes under oblique rain. *Catena Supplement* 4, p. 19-31.
- Mora, C.; Vieira, G. (2001) - O significado espacial dos dados da estação meteorológica das Penhas Douradas. Apontamentos de Geografia, Série Investigação, CEG, Lisbon (em preparação).
- 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 (no prelo).
- Munroe, J.S.; Mickelson, D.M. (2002) - Last Glacial Maximum equilibrium line altitudes and paleoclimate, northern Uinta Mountains, Utah, U.S.A., *Journal of Glaciology*, 48 (161), p. 257-266.
- Muñoz Sobrino, C.; Ramil-Rego, P.; Rodríguez Guitián, M.A. (2001) - Vegetation in the mountains of northwest Iberia during the last glacial-interglacial transition. *Veget Hist Archaeobot*, 10, p. 7-21.
- Muñoz Sobrino, C.; Ramil-Rego, P.; Gómez-Orellana, L. (2004) - Vegetation of the Lago de Sanabria area (NW Iberia) since the end of the Pleistocene: a palaeoecological reconstruction on the basis of two new pollen sequences. *Veget. Hist. Archaeobot.*, 13, p. 1-22.
- Mycielska-Dowgiałło, E. (1993) - Estimates of Late Glacial and Holocene aeolian activity in Belgium, Poland and Sweden. *Boreas*, 22, p. 165-170.
- Mycielska-Dowgiałło, E. (1995) - Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna. In: E. Mycielska-Dowgiałło & J. Rutkowski (Eds.) *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*, Uniwersytet Warszawski, Warsaw.
- Mycielska-Dowgiałło, E.; Woronko, B. (1998) - Analiza obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej i ich wartość interpretacyjna. *Przegląd Geologiczny*, 46 (12), p. 1275-1281.
- Neiva, A.M.R.; Neiva, J.M.C.; Parry, S.J. (1987) - Geochemistry of the granitic rocks and their minerals from Serra da Estrela, Central Portugal. *Geochimica e Cosmochimica Acta*, 51, p. 439-454.
- Nemec, W.; Kazanci, N. (1999) - Quaternary colluvium in west-central Anatolia: sedimentary facies and palaeoclimatic significance. *Sedimentology*, 46, p. 139-170.
- Nesje, A. (1992) - Topographical effects on the equilibrium-line altitude on glaciers, *Geojournal*, 27 (4), p. 383-391.
- Nesje, A.; Dahl, O. (1990) - Autochthonous block fields in southern Norway: implications for the geometry, thickness, and isostatic loading of the late Weichselian Scandinavian ice sheet. *Journal of Quaternary Science*, 5(3), p. 225-234.
- Nesje, A.; Dahl, O. (1992) - Equilibrium-line altitude depressions of reconstructed Younger Dryas and Holocene glaciers in Fosdalen, inner Nordfjord, western Norway, *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 72, p. 209-216.
- Nesje, A.; Dahl, O. (2000) - *Glaciers and environmental change*. Arnold, Londres.

- Oerlemans, J. (sem data) – *Simple analytical models of glacier-climate interactions. Lecture notes*. Não publicado.
- Oke, T.R. (1987) - Boundary layer climates. Routledge, London and New York.
- Olyphant, G.A. (1977) - Topoclimate and the depth of cirque erosion. *Geografiska Annaler*, 59A (3-4), p. 209-213.
- Ono, Y. (1990) - Alluvial Fans in Japan and South Korea. In: Rachocki, A.H. e Church, M. (eds.), *Alluvial Fans: a field approach*, John Wiley & Sons Ltd., p. 91-107.
- Outcalt, S. I (1971) - An algorithm for needle ice growth, *Water Resources Research*, 7 (2), p. 394-400.
- Ovchinnikov, G. I. (1998)- Some regularities in distribution of deposits in shallows and shores of Bratsk reservoir under the influence of both wind and wave factors. *Współczesne procesy eoliczne*. Uniwersytet Śląski. Sosnowiec (Russian, English sum.).
- Owen, L.A. (1994) - Glacial and non-glacial diamictos in the Karakorum mountains and Western Himalayas. In: W.P. Warren e D.G. Croot (eds.), *Formation and deformation of glacial deposits*, Balkema, Roterdão, p.9-28.
- Palacios, D.; Sánchez-Colomer, M.G. (1997a) - The distribution of high mountain vegetation in relation to snow cover: Peñalara, Spain. *Catena*, 30, p. 1-40.
- Palacios, D.; Sánchez-Colomer, M.G. (1997b) - The influence of geomorphologic heritage on present nival erosion: Peñalara, Spain. *Geografiska Annaler*, 79A (1-2), p. 25-40.
- Palacios, D.; Parrilla, G.; Zamorano, J.J. (1999) - Paraglacial and postglacial debris flows on a Little Ice Age terminal moraine: Jamapa Glacier, Pico de Orizaba (Mexico). *Geomorphology*, 28, p. 95-118.
- Palacios, D; Andrés, P.N. (2000) - Morfodinámica supraforestal actual en la Sierra de Guadarrama y su relación con la cubierta nival: el caso de dos Hermanas-Peñalara. In Peña, J.L.; Sánchez-Fabre, M; Lozano, M.V. (eds), *Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea*, p. 235-264.
- Paterson, W.S.B. (1994) - *The physics of glaciers*, Butterworth-Heinemann, Oxford.
- Pedersen, H.S.; Hasholt B. (1995) - Influence of wind speed on rainsplash erosion. *Catena*, 24, p. 39-54.
- Pedrosa, A.S. (1992) - *A Serra do Marão: evolução no Quaternário e dinâmica actual*, Livro guia da visita de estudo, VI Col. Ibérico de Geografia, Porto.
- Pedrosa, A.S. (1993) - *A Serra do Marão. Estudo de Geomorfologia*, Dissertação de doutoramento apresentada à Faculdade de Letras da Universidade do Porto.
- Pereira, A.R. (1990) - *A plataforma litoral do Alentejo e Algarve ocidental. Estudo de geomorfologia*, Dissertação de doutoramento em Geografia Física apres. à Univ. Lisboa, 450p. + 1 vol. de anexos.
- Pérez, F.L. (1986) - The effect of compaction on soil disturbance by needle ice growth, *Acta Geocriogenica*, 4, p. 111-119.
- Pérez, F. L. (1987a) - Le transport des cailloux par la glace d'exsudation dans les Hautes Andes (Venezuela), *Revue de Géomorphologie Dynamique*, XXXVI (2), p. 33-51.
- Pérez, F. L. (1987b) - Soil surface roughness and needle ice-induced particle movement in a Venezuelan Páramo, *Carib. J. Sci.*, 23 (3-4), p. 454-460.
- Pérez, F. L. (1987c) - Needle-ice activity and the distribution of Stem-rosette species in the Venezuelan Páramo, *Arctic and Alpine Research*, 19 (1), p. 135-153.
- Pérez, F.L. (1988) - The movement of debris in a high Andean talus. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 32(1), p. 77-99.
- Pérez, F. L. (1992a) - Processes of turf exfoliation (Rasenabschabung) in the high Venezuelan Andes, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 36 (1), p. 81-106.
- Pérez, F.L. (1992b) - Miniature sorted stripes in the Páramo de Piedras Blancas (Venezuelan Andes). In Dixon e Abrahams (eds), *Periglacial Geomorphology*, John Wiley & Sons, p. 125-157.
- Pérez, F.L. (1996) - Cryptogamic soil buds in the equatorial Andes of Venezuela. *Permafrost and Periglacial Processes*, 7, p. 229-255.

- Petterson, G. (2002) - Weichselian glaciations in the middle Noteć River region, northwest Poland, LUNDQUA Thesis 47, Summary.
- Peyron, O.; Guiot, J.; Cheddadi, R.; Tarasov, P.; Reille, M.; Beaulieu, J.L.; Bottema, S.; Andrieu, V. (1998) - Climatic reconstruction in Europe for 18 000 YR B.P. from Pollen Data. *Quaternary Research*, 49, p. 183-196.
- Pinto da Silva, A.R.; Teles, A.N (1980) - *A flora e a vegetação da Serra da Estrela*. Parque Natural da Serra da Estrela.
- Pissart, A. (1964a) - Vitesses des mouvements du sol au Chambeyron (Basses Alpes). *Biuletyn Peryglacjalny* 14, p. 303-309.
- Pissart, A. (1964b) - Contribution expérimentale a la connaissance de la genèse des sols polygonaux. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 7, p. 213-223.
- Pissart, A. (1970) - Les phénomènes physiques essentiels liés au gel, les structures périglaciaires qui en résultent et leur signification climatique. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 93, p. 7-49.
- Pissart, A. (1972) - Vitesse des mouvements de pierres dans des sols et sur des versants périglaciaires au Chambeyron (Basses Alpes). *Les Congrès et Colloques de l'Université de Liège*, 67, p. 251-268.
- Pissart, A. (1973) - L'origine des sols polygonaux et striés du Chambeyron (Basses-Alpes). Résultats d'expériences de terrain, *Bulletin de la Société Géographique de Liège* 9, p. 33-53.
- Pissart, A. (1982) - Experiences de terrain et de laboratoire pour expliquer la genèse de sols polygonaux decimetriques triés. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, vol. 15 , p.40-47.
- Pissart, A. (1987) - *Geomorphologie periglaciaire*. Textes des leçons de la Chaire Francqui-belge. Faculteit van de Wetenschappen. Laboratoire de Géomorphologie et de Géologie du Quaternaire. Université Liege.
- Pissart, A.; Francou, B. (1992) - Vertical movements of boulders in a subnival boulder pavement at 2800 m a.s.l. in the Alps (France). *Permafrost and Periglacial Processes*, Vol. 3, p. 203-208.
- Prescott, J.R.; Robertson, G.B. (1997) – Sediment dating by luminescence: a review. *Radiation Measurements*, 27 (5/6), p. 893-922.
- Poesen, J. (1985) - An improved splash-transport model. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 29(2), p. 193-212.
- Poesen, J. (1986) - Field measurements of splash erosion to validate a splash transport model. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* Suppl.-Bd. 58, p. 81-91.
- Porter, S. C. (2001) - Snowline depression in the tropics during the Last Glaciation, *Quaternary Science Reviews*, 20, p. 1067-1091.
- Preusser, F. (1999) - Luminescence dating of fluvial sediments and overbank deposits from Gossau, Switzerland: fine grain dating. *Quaternary Geochronology*, 18, p. 217-222.
- Priesnitz, K. (1988) - Cryoplanation. In Clark, M.J. (ed.), *Advances in periglacial geomorphology*, John Wiley & Sons, p. 49-68.
- Ramos, C. (1987) - A influência das situações anticiclónicas no regime da precipitação em Portugal, *Finisterra*, 22,(43), 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, pp.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.), *Periglaciario 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 resúmenes de las comunicaciones, VI Reunión IPA-España, El periglaciario en relación con otros procesos, San Ildefonso – La Granja (Segovia - Espanha), 25 a 27 de Junho: 18-20, p. 36-39.
- Rapp, A. (1961) - Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia. *Geografiska Annaler*, 62, (2-3), p. 73-199.
- Rastas, J.; Seppälä, M. (1981) - Rock jointing and abrasion forms on roches moutonnées, SW Finland. *Annals of Glaciology*, 2, p. 159-163.
- Rea, B. (1996) - A note on the experimental production of a mechanically polished surface within striations. *Glacial Geology and Geomorphology*, 10, 1996. [<http://ggg.qub.ac.uk/ggg/>]
- Rea, B.R.; Whalley, W.B.; Rainey, M.M.; Gordon, J.E. (1996a) - Blockfields, old or new? Evidence and implications from some plateaus in northern Norway. *Geomorphology*, 15, p. 109-121.
- Rea, B.R.; Whalley, W.B.; Porter, E.M. (1996b) - Rock weathering and the formation of summit blockfield slopes in Norway: examples and implications. In: Anderson, M.G. e Brooks, S.M. (eds.), *Advances in Hillslope Processes*, 2: 1258-1275.
- Rea, B.R.; Whalley, W.B.; Evans, D.J.A.; Gordon, J.E.; McDougall, D.A. (1998) - Plateau icefields: geomorphology and dynamics, *Quaternary Proceedings*, 6, p. 35-54.
- Rebelo, F. (1975) - *Os processos erosivos actuais no Norte e Centro de Portugal (Projecto de investigação)*, Coimbra, 64 p.
- Ribeiro, A. (1988) - A tectónica Alpina em Portugal. *Geonovas*, 10, p. 9-11.
- Ribeiro, A.; Kullberg, M.C.; Kullberg, J.C.; Manuppella, G. (1990) - A review of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, 184, p. 357-366.
- 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. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural* (Tomo homenaje a E. Hernández-Pacheco), p. 549-566.
- Reille, M.; Beaulieu, J.L.; Svobodova, H.; Andrieu-Ponel, V.; Goeury, C. (2000) - Pollen analytical biostratigraphy of the last five climatic cycles from a long continental sequence from the Velay region (Massif Central, France). *Journal of Quaternary Science*, 15 (7), p. 665-685.
- Rivera, A.; Casassa, G. (1999) - Volume changes on Pio XI glacier, Patagonia: 1975-1995, *Global and Planetary Change*, 22, p. 233-244.
- Rudberg, S. (1968) - Wind erosion - preparation of maps showing the direction of eroding winds, *Biuletyn Peryglacjalny* 17, p. 181-193.
- Ruszczyńska-Szenajch, H. (1998) - Structure of tills: a significant indicator of their genesis. In E. Mycielska-Dowgiałło (ed.), *Sedimentological and postsedimentological structures in Quaternary sediments and their value for interpretation*, Warsaw, p. 13-40. (em polaco com resumo desenvolvido em inglês).
- Sánchez, M.J.; Arquer, P.F. (2002) - New radiometric and geomorphologic evidences of a last glacial maximum older than 18ka in SW European mountains: the example of Redes Natural Park (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Geodinamica Acta*, 15, p. 93-101.
- Sancho, L.G.; Palacios, D.; Marcos, J.; Valladares, F. (2001) - Geomorphological significance of lichen colonization in a present snow hollow: Hoya del Cuchillar de las Navajas, Sierra de Gredos (Spain). *Catena*, 43, p. 323-340.
- Santacana, Q.N. (2001) - *Análisis de la susceptibilidad del terreno a la formación de deslizamientos superficiales y grandes deslizamientos mediante el uso de sistemas de información geográfica. Aplicación a la Cuenca Alta del río Llobregat*. Tesis doctoral, Universitat Politècnica de Catalunya.
- Sato, T.; Kurashige, Y.; Hirakawa, K. (1997) - Slow mass movement in the Taisetsu mountains, Hokkaido, Japan. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8 (3), p. 347-357.
- Schilling, D.H.; Hollin, J. (1981) - Numerical reconstructions of valley glaciers and small ice caps. In: G. H. Denton & Hughes (eds.), *The last great ice sheets*. New York, John Wiley & Sons, p. 207-220.
- Schroeder-lanz, H. (1981) - The oldest Portuguese living being: a lichen in the Serra da Estrela, *Finisterra*, 16 (32), p. 311-313.

- Selby, M.J. (1993) - *Hillslope materials and processes*. Oxford University Press. Oxford.
- Seppälä, M. (2004) - *Wind as a geomorphic agent in cold climates*. Studies in polar research. Cambridge University Press.
- Serrano, E.; López-Martínez, J. (1998) - Caracterización y distribución de las formas y los procesos periglaciares en las Islas Shetland del Sur (Antártida). In: Gómez Ortiz, A.; Salvador Franch, F.; Schulte, L. & García Navarro, A. (eds.), *Procesos biofísicos actuales en medios fríos*. Estudios recientes, Publ. Universitat de Barcelona, Barcelona, p. 181-204.
- Serrano, E.; Agudo, C.; González Trueba, J.J. (2002) - La deglaciación de la alta montaña. Morfología, evolución y fases morfogénicas glaciares en el Macizo del Posets (Pirineo Aragonés). *Cuaternario & Geomorfología*, 16 (1-4), p. 11-126.
- Siegert, M.J. (2001) - *Ice sheets and Late Quaternary environmental change*. John Wiley & Sons, Chichester.
- Shakesby, R.A. (1997) - Pronival (protales) ramparts: a review of forms, processes, diagnostic criteria and palaeoenvironmental implications. *Progress in Physical Geography*, 21 (3), p. 394-418.
- Schrott, L.; Dikau, R.; Brunsden, D. (1996) - Soil flow (mudflow). In: Dikau, R.; Brunsden, D.; Schrott, L.; Ibsen, M.-L. (eds), *Landslide Recognition. Identification, Movement and causes*. John Wiley & Sons, Chichester, p.181-187.
- Sirovich, L. (1998) - First evidence of an interglacial lake of Eemian age in northeast Italy, *Journal of Quaternary Science*, 13 (1), p. 65-71.
- Smith, M.W. (1993) - Climatic change and permafrost. In French, H. M., Slaymaker, O. (Eds.), *Canada's cold environments*, McGill-Queen's University Press, Montreal & Kingston, pp. 291-312.
- Soons, J.M.; Greenland, D.E. (1970) - Observations on the growth of needle ice, *Water Resources Research*, 6 (2), p.579-593.
- StatSoft, Inc. (2004) - *Electronic Statistics Textbook*. Tulsa, OK: StatSoft. WEB: <http://www.statsoft.com/textbook/stathome.html>.
- Stull, R.B. (2000) - *Meteorology for scientists and engineers*. Brooks/Cole Thomson Learning, Pacific Grove.
- Sugden, D.E.; John, B.S. (1976) - *Glaciers and landscape. A geomorphological approach*. Edward Arnold, London.
- Swift, D.A.; Nienow, P.W.; Sanderson, D.C.W.; Cochrane, I.C. (2004) - Luminescence investigation of sediments from an alpine glacier. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 6, 05833, 2004. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU04-A-05833
- Teixeira, C.; Santos, J.P.; Carvalho, H.F.; Fernandes, A. P. E Vairinho (1974) - *Notícia explicativa da folha 20-B, Covilhã. Carta Geológica de Portugal*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa. 52 p.
- Teixeira, C.; Cardoso, J.L. (1979) - A não confirmação de fenómenos glaciares nas montanhas do Norte de Portugal (Peneda-Gerês). *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, 21, p. 163-184.
- Texier, J.P.; Meireles, J. (2003) - Relict mountain slope deposits of northern Portugal: facies, sedimentogenesis and environmental implications. *Journal of Quaternary Science*, 18 (2), p. 133-150.
- Thomas, M.F. (1974) - *Tropical geomorphology*. The Macmillan Press.
- Thorn, C. E. (1978) - A preliminary assessment of the geomorphic role of pocket gophers in the alpine zone of the Colorado Front Range, *Geografiska Annaler*, 60A (3-4), p.181-187
- Thorn, C. E. (1979a) - Ground temperatures and surficial transport in colluvium during snowpack meltout: Colorado Front Range, *Arctic and Alpine Research*, Vol. 2 (1), p. 41-52.
- Thorn, C. E. (1979b) - Bedrock freeze-thaw weathering regime in an alpine environment, Colorado Front Range, *Earth Surface Processes*, 4, p. 211-228.
- Thorn, C.; Hall, K. (1980) - Nivation: an arctic-alpine comparison and reappraisal. *Journal of Glaciology*, 25(91), p. 109-124.
- Thorn, C.E.; Darmody, R.G. (1980) - Contemporary eolian sediments in the Alpine Zone, Colorado Front Range, *Physical Geography*, 1, 2, p. 162- 171.

- Thorn, C.E. (1982) - Bedrock microclimatology and the freeze-thaw cycle: a brief illustration, *Annals Assoc. American Geographers*, 72 (1), p.131-137.
- Thorn, C.E.; Darmody, R.G. (1985) - Grain-size distribution of the insoluble component of contemporary eolian deposits in the alpine zone, Front Range, Colorado, U.S.A., *Arctic and Alpine Research*, 17 (4), p. 433-442.
- Thorn, C.E. (1988) - *Introduction to theoretical geomorphology*. Unwyn Hyman, Londres.
- Thorn, C.E.; Schlyter, J.P.L.; Darmody, R.G.; Dixon, J.C. (1999) - Statistical relationships between daily and monthly air and shallow-ground temperatures in Kärkavagge, Swedish Lapland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10, p. 317-330.
- Thorn, C.; Hall, K. (2002) - Nivation and cryoplanation: the case for scrutiny and integration. *Progress in Physical Geography*, 26, 4, p.533-550.
- Tucker, M.E. (1996) - *Sedimentary rocks in the field*. The Geological field Guide Series. Wiley.
- Turner, J.; Pendlebury, S. (2001) - *The international Antarctic weather forecasting handbook*, version 1.1.
- Tsukamoto, S.; Asahi, K.; Watanabe, T.; Rink, W.J. (2002) - Timing of past glaciations in Kanchenjunga Himal, Nepal by optically stimulated luminescence dating of tills. *Quaternary International*, 97-98, p. 57-67.
- Twidale, C.R. (1982) - *Granite landforms*. Elsevier, Amesterdão.
- Van den Boom, P.P.G.; Jansen, J. (2002) - Lichens in the upper belt of the Serra da Estrela (Portugal). *Österr. Z.Pilzk*, 11, p. 1-28.
- Van den Brink, L.M.; Janssen, C.R. (1985) - The effect of human activities during cultural phases on the development of mountain vegetation in the Serra da Estrela, Portugal. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 44, p. 193-215.
- Van der Knaap, W.O.; Van Leeuwen, J.F.N. (1994) - Holocene vegetation, human impact, and climatic change. In Festschrift Gerhard Lang. A.F. Lotter & Ammann (eds.), *The Serra da Estrela, Portugal. Dissertationes Botanica*, 234, 234-535.
- Van der Knaap, W.O.; Van Leeuwen, J.F.N. (1997) - Late glacial and early Holocene vegetation succession, altitudinal vegetation zonation, and climate change in the Serra da Estrela, Portugal. *Review of Paleobotany and Palynology*, 97, p. 239-285.
- Van der Meer, J.J.M. (1987) - Micromorphology of glacial sediments as a tool in distinguishing genetic varieties of till. In: R. Kujansuu e M. Saarnisto, INQUA Till symposium, Finland 1985, *Geological Survey of Finland, Special Paper*, 3, p. 77-89.
- Van der Meer, J.J.M. (1993) - Microscopic evidence of subglacial information. *Quaternary Science Reviews*, 12, p. 553-587.
- Van der Meer, J.J.M. (1996) - Micromorphology. In: J. Menzies (ed.), *Modern glacial environments. Sediments, forms and techniques*, Vol. 2, Butterworth-Heinemann, Oxford, 335-356.
- Van der Meer, J.J.M. (1997) - Particle aggregate mobility in till: microscopic evidence of subglacial processes. *Quaternary Science Reviews*, 16, p. 827-831.
- Van der Meer, J.J.M.; Menzies, J.; Rose, J. (2003) - Subglacial till: the deforming glacier bed. *Quaternary Science Reviews*, 22 (15-17), p. 1659-1685.
- Van Everdingen, R. (ed.) (1998) - *Multi-language Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms*. In International Permafrost Association Standing Committee on Data Information and Communication (comp.). 2003. Circumpolar Active-Layer Permafrost System, Version 2.0. Edited by M. Parsons and T. Zhang. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology. CD-ROM.
- Van Steijn, H.; Bertran, P.; Francou, B.; Hétu, B.; Texier, J.-P. (1995) - Models for the genetic and environmental interpretation of stratified slope deposits – a review. *Permafrost and Periglacial Processes*, 6 (2), p. 125-146.
- Van Steijn, H.V.; Boelhouwers, J.; Harris, S.; Hétu, B. (2002) - Recent research on the nature, origin and climatic relations of blocky and stratified slope deposits. *Progress in Physical Geography*, 24 (4), p. 551-575.
- Van Vliet-lanoë, B. (1985) - Frost effects in soils, in Boardman (ed.), *Soils and Quaternary landscape evolution*, p.117-158.

- Van Vliet-Lanoë, B. (1998) - Frost and soils: implications for paleosols, paleoclimates and stratigraphy. *Catena*, 34, p. 157-183.
- Vegas, R.; Vázquez, J.T.; Suriñach, E.; Marcos, A. (1990) - Model of distributed deformation, block rotations and crustal thickening for the formation of Spanish Central System. *Tectonophysics*, 184, p. 367-378.
- Ventura, J.E. (1988) - *Temperaturas máximas e mínimas em Portugal Continental*, L.A.G.F., Rel. n° 28, C.E.G.
- Verleyen, E.; Hodgson, D.A.; Sabbe, K.; Vyverman, W. (2004) - Late Quaternary deglaciation and climate history of the Larsemann Hills (East Antarctica). *Journal of Quaternary Science*, 19 (4), p. 361-375.
- Veyret, Y. (1979) - Essai sur la terminologie glaciaire. *Géographie Physique et Quaternaire*, 33(2), p. 205-222.
- Vidal-Romaní, J.R.; Vilaplana, J.M.; Brum Ferreira, A.; Zêzere, J.L.; Rodrigues, M.L.; Monge, C. (1990) - Los tills de la Serra de Gerês-Xurés y la glaciación pleistocena (Minho, Portugal – Ourense, Galicia). *Cuaternario y geomorfología*, 4, p. 13-25.
- Vidal-Romaní, J.R.; Twidale, C.R. (1998) - *Formas y paisajes graníticos*. Univ. Coruña, Monografías, 55, 411pp.
- Vieira, G. (1995) - *Processos morfogenéticos recentes e actuais na Serra do Gerês*, Diss. de Mestrado em Geografia Física e Ambiente apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa.
- Vieira, G.T. (1996) - A acção dos pipkrakes na morfogénese actual na Serra do Gerês. *Finisterra*, 61, p. 3-28.
- Vieira, G.T. (1997) - Hydro-aeolian processes in the Serra do Gerês, NW Portugal. *Estudos do Quaternario*, 1, p. 97-109.
- Vieira, G.T. (1998) - Periglacial research in the Serra da Estrela: an overview. In Vieira, G. T. (ed.), *Glacial and Periglacial Geomorphology of the Serra da Estrela. Guidebook for the field-trip*, IGU Commission on Climate Change and Periglacial Environments, 26-28 August 1998, CEG and Department of Geography, University of Lisbon, p. 49-65.
- Vieira, G.T.; Mora, C. (1998) - General characteristics of the climate of the Serra da Estrela. In Vieira GT (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. (1999) - Coarse sand accumulations in granite mountains: the case-studies of the Serra do Gerês and Serra da Estrela (Portugal). *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl.-Bd., 119, p. 105-118.
- Vieira, G.T.; Cordeiro, A.M.R. (1998) - Geomorfologia periglaciária em Portugal: Estado do conhecimento, in Gómez Ortiz, A.; Salvador Franch, F.; Schulte, L. & García Navarro, A. (eds.), *Procesos biofísicos actuales en medios fríos*. Estudios recientes, Publ. Universitat de Barcelona, Barcelona, p. 347-371.
- Vieira, G.T.; Ferreira, A.B. (1998) - General characteristics of the glacial geomorphology of the Serra da Estrela. In Vieira, G. T. (ed.), *Glacial and Periglacial Geomorphology of the Serra da Estrela. Guidebook for the field-trip*, IGU Commission on Climate Change and Periglacial Environments, 26-28 August 1998, CEG and Department of Geography, University of Lisbon, p. 37-48.
- 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*, 69: 139-148.
- Vieira, G. T. ; Ramos, M. (2001) - Monitoring of shallow soil temperatures in the Cântaro Raso (Serra da Estrela, Portugal). Data from the winter of 1997/98, *Homenagem (in honorium) Professor Doutor Gaspar Soares de Carvalho*, Braga, p. 129-136.
- Vieira, G.; Ferreira, A.B.; Mycielska-dowgiallo, E.; Woronko, B. ; Olszak, I. (2001) - Thermoluminescence dating of fluvio-glacial sediments (Serra da Estrela, Portugal), *Actas VREQUI / I REQUI*, Lisboa, p. 85-88.
- Vieira, G.; Ramos, M. (2003) - Geographic factors and geocryological activity in Livingston Island, Antarctic. Preliminary results. In M. Phillips, S.M. Springman e L.U. Arenson (Eds.), *Permafrost*. Proceedings of the Eight International Conference on Permafrost, 21-25 July 2003, Zurich, Switzerland, Balkema – Swets & Zeitlinger, Lisse, p. 1183-1188.
- Vieira, G.; Mora, C.; Ramos, M. (2003a) - Ground temperature regimes and geomorphological implications in a Mediterranean mountain (Serra da Estrela, Portugal), *Geomorphology*, 52, p. 57-72.
- Vieira, G.; Mycielska-Dowgiallo, E.; Woronko, B. (2003b) - Sedimentological analysis of sandy-gravel accumulations, Serra da Estrela Plateaux (Portugal), *Landform Analysis*, 4, p. 99-107.

- Vieira, G.; Mora, C.; Gouveia, M.M. (2004) - Oblique rainfall and contemporary geomorphological dynamics (Serra da Estrela, Portugal), *Hydrological Processes*, 18, p. 807-824.
- Washburn, A. L. (1979) - *Geocryology. A survey of periglacial processes and environments*, Edward Arnold.
- Whalley, W.B. (1996) - Scanning electron microscopy. In J. Menzies (ed.), *Past glacial environments*, Glacial environments, vol. 2, Butterworth-Heinemann, Oxford, p. 357-376.
- Whalley, W.B.; Rea, B.R.; Rainey, M.M.; McAlister, J.J. (1997) - Rock weathering in blockfields: some preliminary data from mountain plateaus in North Norway. In Widdowson, M. (ed.), *Paleosurfaces: recognition, reconstruction and palaeoenvironmental interpretation*. Geological Society Special Publication, 120, p. 133-145.
- Whiteman, C.D. (2000) - *Mountain meteorology*. Oxford University Press.
- Williams, M.; Dunkerle, D.; Deckker, P.D.; Kershaw, P.; Chappell, J. (1998) - *Quaternary Environments*. Arnold.
- Williams, P.J.; Smith, M.W. (1989) - The Frozen Earth. Fundamentals of Geocryology. Cambridge University Press, Cambridge.
- Wilks, D.S. (1995) - *Statistical methods in the atmospheric sciences*. Academic Press, San Diego.
- Wilson, P.; Clark, R. (1991) - Development of miniature sorted patterned ground following soil erosion in East Falkland, South Atlantic, *Earth Surface Processes and Landforms*, 16, p.369-376
- Young, A. (1972) - *Slopes*, Longman.
- Zêzere, J.L. (1997) - Movimentos de vertente e perigosidade geomorfológica na Região a Norte de Lisboa. Dissertação de Doutoramento em Geografia Física, Universidade de Lisboa.
- Zêzere, J.L. (2000) - A classificação dos movimentos de vertente: tipologia, actividade e morfologia. *Apontamentos de Geografia*, Série Investigação, 6, C.E.G., Lisboa.
- Zêzere, J.L. (2001) - *Distribuição e ritmo dos movimentos de vertente na Região a Norte de Lisboa*. CEG-AGFA, Rel. Nº 38, Lisboa.
- Zimmermann, S. G.; Evenson, E. B.; Gosse, J. C.; Erskine, C. P. (1994) - Extensive boulder erosion resulting from a range fire on the type-Pynedale moraines, Fremont lake, Wyoming, *Quaternary Research*, 42, p.255-265.

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 .

ANEXO

NOTA EXPLICATIVA DO MAPA GEOMORFOLÓGICO DOS PLANALTOS E ALTOS VALES DA SERRA DA ESTRELA NA ESCALA 1:50.000

1. OBJECTIVOS

O mapa geomorfológico representa os principais aspectos da geomorfologia da Serra da Estrela, dando especial destaque às heranças glaciárias e periglaciárias, e aos elementos geomorfológicos com mais significado na paisagem. Através dele pretende-se ilustrar os padrões gerais de distribuição das principais formas e depósitos.

É de notar que, antes de montados na versão final, os vários níveis de informação do mapa se encontravam integrados de modo temático num Sistema de Informação Geográfica. Essa base de dados georeferenciada foi usada ao longo de todo o trabalho para a visualização dos fenómenos no espaço, e em alguns casos, para análises quantitativas e para modelação. Por isso, a informação contida no mapa é mais do que um mapa impresso, mas antes, uma base de dados georeferenciada, de fácil actualização, e com diferentes possibilidades analíticas para trabalhos futuros; aspectos que, em nosso entender, ultrapassam significativamente a utilidade do mapa geomorfológico tradicional.

2. METODOLOGIA

O processo de construção do mapa geomorfológico foi moroso, e desenvolveu-se num período em que a evolução das ferramentas de cartografia automática e Sistemas de Informação Geográfica conheceu uma evolução muito rápida. Isso afectou decisivamente a metodologia de trabalho, pois muitas técnicas foram sendo tentadas a nível experimental à medida que as ferramentas de *hardware* e *software* foram surgindo. A evolução dessas ferramentas foi de tal forma rápida, que a metodologia usada no início dos trabalhos, é actualmente totalmente obsoleta. A este propósito, merecem referência dois exemplos:

- a simples importação de curvas de nível, que devido às limitações do *software* usado no início dos trabalhos, demorou várias semanas a concretizar, é actualmente efectuada em poucos minutos;

- a fotointerpretação, inicialmente feita com estereoscópio de espelhos, e sem possibilidade das correcções das deformações geométricas, conheceu um primeiro desenvolvimento importante, com o *software* ILWIS 2.1, que foi a possibilidade de digitalizar as fotografias aéreas e a respectiva interpretação, corrigindo depois as deformações, processo que permitia a sua sobreposição directa sobre as curvas de nível; mas essa tarefa é já obsoleta, pois usando a versão mais recente desse *software*, já foi possível fazer fotointerpretação directamente no ecrã, com um estereoscópio adaptado para o efeito, ficando a interpretação directamente georeferenciada e pronta a ser integrada sobre o mapa topográfico.

Os aumentos na velocidade de processamento e os desenvolvimentos no *software*, foram sempre acompanhados de possibilidades de aumentar o rigor cartográfico, especialmente devido ao aparecimento de novas ferramentas e bases de trabalho, como é o caso das ortofotografias digitais georeferenciadas com uma resolução espacial de 1 m. Para acompanhar esta evolução tecnológica, foi naturalmente necessária a contínua adaptação às novas ferramentas, processo que é também muito moroso.

Considerando o acima exposto, facilmente se depreende que a construção do mapa geomorfológico foi marcada por diferentes técnicas, e por avanços e recuos associados às necessidades de adaptação ao *software*, bem como por inúmeros acertos conceptuais no que respeita ao tipo e qualidade da informação a ser cartografada. Por isso, a metodologia seguida não foi a ideal, em particular, porque a evolução tecnológica dificultou muito a abordagem sistemática necessária na cartografia geomorfológica. Em termos gerais, a construção do

mapa geomorfológico baseou-se em:

- Estudo bibliográfico e de mapas geomorfológicos pré-existent;
- Reconhecimento sistemático do terreno;
- Levantamento geomorfológico de terreno em várias escalas, dependendo do interesse geomorfológico das áreas (1:5.000, 1:10.000 e 1:25.000);
- Interpretação de fotografias aéreas a preto e branco, na escala aproximada 1:15.000 (IGP, 1989 e 1992);
- Interpretação de ortofotografias digitais georeferenciadas em falsa cor, com resolução espacial de 1 m;
- Construção de um Sistema de Informação Geográfica para a Geomorfologia da Serra da Estrela;
- Desenho do mapa geomorfológico em *software* específico.

3. OS ELEMENTOS CARTOGRAFADOS E O SEU SIGNIFICADO

3.1. Topografia

As curvas de nível, pontos cotados e vértices geodésicos correspondem a parte das folhas 212, 213, 223, 224, 234 e 235 da Cartas Militar de Portugal na escala de 1:25.000 em formato digital, cedida para o presente trabalho pelo Instituto Geográfico do Exército ao abrigo do protocolo com o Centro de Estudos Geográficos.

3.2. Hidrografia

A rede hidrográfica foi digitalizada a partir das folhas 212, 213, 223, 224, 234 e 235 das Cartas Militar de Portugal na escala de 1:25.000, edição impressa.

3.3. Bacias e vales colmatados

As bacias e vales colmatados foram cartografados através da interpretação das fotografias aéreas a preto e branco na escala 1:15.000 e integram as áreas deprimidas dos planaltos e dos vales, com fundos planos, e por vezes mal drenadas, que estão actualmente colonizadas, predominantemente, por prados. Nos planaltos as bacias identificadas são na maior parte dos casos sectores de sobreexcavação glaciária, mal drenados e com colmatação, frequentemente turfosa. Englobaram-se nesta classe as planícies aluviais actuais, bem como sectores de fundo de vale aplanados.

3.4. Cones de detritos e canais de alimentação

Os cones de detritos e canais de alimentação foram identificados por interpretação das fotografias aéreas a preto e branco na escala 1:15.000 e posterior confirmação no terreno. Os cones são essencialmente formas de acumulação que estiveram activas na fase paraglaciária, e hoje estão essencialmente sujeitos a erosão linear. Os canais de alimentação correspondem aos sectores das cabeceiras onde as cicatrizes erosivas são visíveis, denotando actividade recente. Incluiu-se nesta classe o leque aluvial da Avesseira (Manteigas).

Os cones de detritos são abordados com maior detalhe nos capítulos 6.2 e 9.11.2.

3.5. Taludes de detritos

Os taludes de detritos foram a forma de acumulação mais difícil de cartografar, por duas razões principais: por um lado, a dificuldade de distinção entre os sectores que são depósitos de gravidade simples, e os que são taludes de material morénico deslocado; e a complexidade

das vertente graníticas, que apresentam diferentes graus de cobertura de detritos, dificultando a definição clara dos taludes de detritos propriamente ditos. No que respeita ao primeiro problema, identificaram-se como taludes de detritos as regularizações das vertentes por sedimentos, em troços sob cornijas, e sem acumulações morénicas claras (principalmente cristas morénicas) na parte alta da vertente. Haverá casos onde esta distinção é mais difícil, e onde a cartografia é mais subjectiva. No que respeita às vertentes graníticas, tentaram-se marcar apenas os sectores onde os taludes são mais evidentes, deixando-se de fora as coberturas de detritos peliculares. Efectivamente, as vertentes graníticas poligénicas são um tema complexo, que não abordámos no presente trabalho.

Os taludes de detritos são analisados nos capítulos 6.2 e 9.11.

3.6. Cristas areno-cascalhentas

As cristas areno-cascalhentas foram delimitadas a partir das ortofotografias digitais com resolução de 1 m do IGP-CNIG (Voo de 1995), e verificadas directamente no terreno.

3.7. Acumulações grosseiras nos vales

Sob a designação de acumulações grosseiras nos vales, agrupámos os depósitos de origem diversa, compostos por blocos e calhaus, localizados ao longo dos talvegues dos grandes vales. Trata-se essencialmente de material fluvioglaciário ou desabado (moreias, etc.) já muito lavado pelo escoamento fluvial. As acumulações foram definidas a partir da interpretação das fotografias aéreas a preto e branco na escala 1:15.000 e das ortofotografias digitais com resolução de 1 m do IGP-CNIG (Voo de 1995).

3.8. Terraços fluvioglaciários

Correspondem às acumulações grosseiras e heterométricas situadas em terraços alcandorados alguns metros acima do talvegue. Os depósitos foram identificados no campo e depois cartografados com o recurso às fotografias aéreas a preto e branco na escala 1:15.000.

Os terraços fluvioglaciários são estudados no capítulo 3.4.

3.9. Circos glaciários

Representam-se os altos da parede dos circos glaciários, os quais foram definidos a partir das curvas de nível do mapa topográfico na escala 1:25.000. Todos os circos foram visitados nos trabalhos de campo.

Os circos glaciários são analisados em pormenor no capítulo 2.4.

3.10. Umbrais glaciários

Os umbrais glaciários são rupturas de declive identificadas a partir das fotografias aéreas a preto e branco na escala 1:15.000 e interpretadas geneticamente a partir de outras informações de natureza geomorfológica que permitiram estabelecer a posição da margem glaciária (principalmente moreias).

3.11. Cristas e acumulações morénicas

As acumulações morénicas foram identificadas a partir da análise das fotografias aéreas a preto e branco na escala 1:15.000, e depois verificadas no terreno. Identificaram-se as cristas morénicas, os alinhamentos de blocos que constituem provavelmente antigas cristas morénicas, bem como acumulações com expressão areolar. Nestas últimas, distinguimos as acumulações morénicas e as acumulações morénicas prováveis. Estas últimas, foram essencialmente cartografadas no terreno.

As moreias são analisadas em detalhe no capítulo 3.2.

3.12. Terraços de obturação lateral

Os terraços de obturação lateral foram delimitados com base nas fotografias aéreas a preto e branco na escala 1:15.000, e confirmados no terreno. Trata-se de uma interpretação de carácter morfológico, não tendo sido possível observar em corte nenhum dos terraços delimitados.

Os terraços de obturação lateral são analisados no capítulo 3.5.

3.13. Vertentes de blocos

No caso das vertentes de blocos, identificaram-se a partir das ortofotografias digitais com resolução de 1 m (IGP/CNIG), os sectores com blocos em *open-work* e sem vegetação. Contudo as acumulações são, em geral, mais amplas do que o que foi cartografado, mas estão colonizadas por vegetação. Não foram marcadas as pequenas e esparsas vertentes de blocos do Planalto da Torre.

As vertentes de blocos são apresentadas no capítulo 6.4.3.

3.14. Lóbulos de pedras

Foram cartografados os lóbulos de pedras de grande dimensão presentes no Planalto do Alto da Pedrice, mas não se incluíram os lóbulos demasiado pequenos do Planalto da Torre. As manchas marcadas correspondem aos sectores sem vegetação arbustiva formados por

blocos em *open-work*, correspondendo predominantemente aos patamares dos lóbulos. A delimitação cartográfica foi efectuada a partir das ortofotografias digitais com resolução de 1 m do IGP/CNIG.

Os lóbulos de pedras são apresentados no capítulo 6.4.

3.15. Campos de blocos

Delimita-se apenas o campo de blocos do Alto da Pedrice, que é o mais extenso. Tratam-se dos limites aproximados levantados no terreno.

Os campos de blocos são apresentados no capítulo 6.4.2.

3.16. Glaciares rochosos

Os glaciares rochosos e os glaciares rochosos de frente de talude foram agrupados na mesma classe, tendo sido identificados no campo e delimitados a partir das fotografias aéreas a preto e branco na escala 1:15.000.

Os glaciares rochosos são discutidos no capítulo 6.4.3.

3.17. Afloramentos de rocha nua

Os afloramentos de rocha nua foram delimitados por interpretação das ortofotografias aéreas em falsa cor com resolução de 1 m (IGP/CNIG). Trata-se de uma cartografia de grande detalhe, cujos problemas abordámos no capítulo 2.3.3.

3.18. Superfícies com areias grosseiras nos planaltos

As superfícies com areias grosseiras representam os sectores onde a dinâmica actual é mais activa nos planaltos. São áreas sem, ou com escassa, cobertura vegetal e onde afloram rególitos graníticos ou coberturas de areias. É nessas áreas que os processos pluvio-eólicos, bem como os processos criogénicos ligados à ordenação dos solos são mais activos. As manchas foram definidas a partir da interpretação das ortofotografias aéreas em falsa cor com resolução de 1 m (IGP/CNIG).

3.19. Formas de tipo *tor*

Sob a designação de formas de tipo *tor* incluímos os afloramentos rochosos convexos que sobressaem em relação à superfície envolvente, questão que é discutida no capítulo 2.3.2. A cartografia foi efectuada a partir da interpretação das fotografias aéreas a preto e branco na escala 1:15.000.

ÍNDICE GERAL

RESUMO.....	V
ABSTRACT	VII
ÍNDICE SINTÉTICO	IX
AGRADECIMENTOS	XII
 INTRODUÇÃO.....	 1
 CAPÍTULO 1 - QUADRO FÍSICO DA SERRA DA ESTRELA	
1.1. Enquadramento morfoestrutural	9
1.2. O substrato geológico.....	13
1.3. O relevo do sector meridional	17
1.4. Características gerais do clima	23
1.4.1. A precipitação	23
1.4.2. As temperaturas do ar.....	27
1.4.3. O vento	29
1.4.4. A neve	29
1.5. A vegetação.....	32
1.6. Principais estudos sobre os paleoambientes da Serra da Estrela.....	34
1.6.1. Os estudos sobre a glaciação da Serra da Estrela	34
1.6.2. O contributo dos estudos de palinologia	38
 1ª PARTE - AS HERANÇAS GLACIÁRIAS E PERIGLACIÁRIAS	
 CAPÍTULO 2 - O MODELADO DE EROSÃO GLACIÁRIA.....	 45
2.1. Introdução	45
2.2. Introdução aos processos de erosão glaciária.....	48
2.2.1. Os principais modelos de erosão glaciária	48
2.2.2. Os processos de erosão glaciária	51
2.3. A distribuição das áreas de erosão glaciária na Serra da Estrela.....	55
2.3.1. Introdução	55
2.3.2. Distribuição espacial das formas de tipo <i>tor</i>	56
2.3.3. Distribuição espacial das superfícies de rocha nua	59
2.4. Os circos glaciários	66
2.4.1. O conceito de circo glaciário	66
2.4.2. Nota acerca da génese dos circos glaciários.....	68
2.4.3. Os circos glaciários como indicadores paleoclimáticos	73
2.4.4. A morfometria dos circos glaciários.....	75
a) Parâmetros de localização	78
b) Parâmetros de altitude.....	79
c) Parâmetros de exposição	79
d) Parâmetros de dimensão	80
e) Parâmetros de declive	80
f) Parâmetros de grau de fecho e de forma.....	80
g) Factores condicionantes e tipologia das formas	82

2.4.5. Os circos glaciários da Serra da Estrela.....	83
a) O grau de desenvolvimento e a classificação dos circos.....	84
b) A tipologia dos circos glaciários.....	85
c) Análise dos parâmetros morfométricos dos circos glaciários.....	87
2.5. As convexidades rochosas de escala média.....	101
2.5.1. As rochas aborregadas.....	101
2.5.2 Os dorsos de baleia e <i>drumlins</i> rochosos.....	103
2.6. As microformas de erosão e o seu significado morfogenético.....	105
2.6.1. Introdução.....	105
2.6.2. As microformas de erosão e a sua distribuição na Serra da Estrela.....	105
a) Estrias e caneluras.....	105
b) Superfícies polidas.....	107
c) As microformas de choque.....	110
d) Formas de tipo-p.....	113

CAPÍTULO 3 - AS FORMAS DE ACUMULAÇÃO E OS DEPÓSITOS GLACIÁRIOS

3.1 Introdução.....	117
3.2. As moreias.....	119
3.2.1. Nota acerca da génese das moreias.....	119
3.2.2. A identificação das moreias da Serra da Estrela.....	120
3.2.3. Tipologia das moreias da Serra da Estrela.....	121
a) Moreias laterais.....	121
b) Moreias latero-frontais.....	123
c) Conjuntos de arcos morénicos de recessão.....	124
d) Complexos morénicos marginais.....	125
e) Coberturas morénicas.....	126
3.2.4. Distribuição espacial das moreias e seu significado.....	127
3.3. Os till.....	129
3.3.1. A classificação dos till.....	129
3.3.2. Os principais afloramentos de till. Caracterização e significado geomorfológico.....	133
a) Estradão inferior da Lagoa Seca (Vale do Zêzere).....	133
b) Vale de Beijames (Vidoeiro).....	144
c) Cerro Rebolado.....	144
d) Afloramentos de till da vertente ocidental do Vale do Zêzere.....	149
e) Cortes na moreia superior do Vale de Alforfa.....	150
f) Cortes na moreia inferior do Vale de Alforfa.....	155
g) Complexo sedimentar do Espinheiro de Cão.....	156
h) Cerro do Poio.....	158
i) Corte da Moeria do Teleférico.....	159
j) Penhas da Saúde.....	160
3.4. Os depósitos fluvioglaciários.....	164
3.4.1. Introdução.....	164
3.4.2. Os cortes em depósitos fluvioglaciários. Caracterização e significado geomorfológico.....	169
a) Corte da Ponte de Santo António.....	169
b) Cortes da Várzea do Crasto.....	174
c) Corte do INATEL.....	177
d) Depósito fluvioglaciário próximo de Covais.....	180
e) Corte na mini-hídrica do Alto Vale do Zêzere.....	181
f) Lagoa Seca.....	182
g) Corte da Central Hidroeléctrica da Senhora do Desterro (Alva).....	187
3.5. O significado dos terraços de obturação lateral.....	189

3.6. As acumulações areno-cascalhentas do Vale do Zêzere.....	192
3.7. Lagoa Seca. Arcos morénicos de recessão e difluência glaciária.....	199
3.7.1. Características gerais.....	199
3.7.2. Moreias.....	200
3.8. As acumulações de blocos da Nave de Santo António.....	203
3.8.1. Características geomorfológicas da Nave de Santo António.....	203
3.8.2. Discussão.....	206
CAPÍTULO 4 – PROBLEMAS DA GLACIAÇÃO DA MARGEM ORIENTAL DOS PLANALTOS	
4.1. Introdução.....	209
4.2. Cântaro Raso e Covão do Boi. Glaciação versus modelado granítico de alteração.....	210
4.2.1. Características geomorfológicas.....	210
4.2.2. Discussão.....	212
4.3. O circo glaciário do Covão das Vacas. Taludes e cristas de blocos num pequeno circo de altitude.....	216
4.3.1. Características geomorfológicas.....	216
4.3.2. Discussão.....	218
4.4. Associações de formas e depósitos num vale glaciário. O caso do vale da Candeeira.....	219
4.4.1. Características geomorfológicas gerais.....	219
4.4.2. A área da Lagoa do Pachão.....	221
4.4.3. Vale do Forno.....	224
4.4.4. Vertente sul do Vale da Candeeira.....	228
4.4.5. Circo glaciário da Lagoa do Cântaro.....	233
4.4.6. Circo do Cântaro Gordo.....	234
4.4.7. Vertente norte.....	234
4.4.8. Fundo de vale.....	237
4.4.9. Discussão.....	239
4.5. A glaciação a nordeste do Piornal: bacia-vertente do Ribeiro da Porta (Covões).....	243
4.5.1. Enquadramento geral.....	243
4.5.2. A área alta (Nave do Gamão e Nave da Mestra).....	244
4.5.3. Vale dos Covões.....	247
4.5.4. Discussão.....	248
4.6. O problema da glaciação da margem nordeste do Planalto Ocidental.....	250
4.6.1. Introdução.....	250
4.6.2. Alta Barroca de Porto Novo.....	251
a) Alta Barroca de Porto Novo.....	251
b) Valeiro do Ribeiro do Torna Água.....	253
4.6.3. Alta Barroca das Lameiras.....	255
4.6.4. Discussão.....	257
4.7. A Barroca de Covais. Testemunho de um glaciar de circo de baixa altitude.....	259
4.8. A Baixa Barroca das Lameiras. Terraço de obturação lateral ou moreia lateral?.....	261
4.9. O problema da glaciação da bacia de Manteigas.....	263
4.9.1. Introdução.....	263
4.9.2. Características geomorfológicas gerais.....	263
4.9.3. Os depósitos morénicos.....	265
4.10 Vestígios de uma glaciação mais antiga nas Penhas da Saúde?.....	268

CAPÍTULO 5 - EXTENSÃO E DINÂMICA DA GLACIAÇÃO

5.1. Modelação da extensão da calote de planalto e dos glaciares de vale no Último Máximo da Glaciação	273
5.1.1. Noções elementares acerca do movimento glaciário	273
5.1.2. Metodologia	275
a) O modelo de Schilling e Hollin	275
b) Escolha dos perfis longitudinais	278
c) Cálculo dos coeficientes de forma	280
d) A escolha dos valores de tensão tangencial basal	281
5.1.3. Os perfis longitudinais dos principais glaciares de vale	283
a) Glaciar de Alforfa	283
b) Glaciar da Estrela	284
c) Glaciar de Alvoco	285
d) Glaciar de Loriga	286
e) Glaciar do Covão Grande	287
f) Glaciar do Covão do Urso	288
g) Glaciar do Zêzere	291
5.1.4. Modelação dos glaciares de vale e da calote de planalto	295
a) Tentativas anteriores de reconstituição da topografia da superfície glaciária	295
b) Metodologia para reconstituição da topografia da superfície glaciária	296
c) A construção do modelo para o Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela. Problemas e soluções	297
d) Características gerais dos glaciares da Serra da Estrela no Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela	302
5.2. Altitudes da Linha de Equilíbrio	311
5.2.1. O balanço de massa glaciário, a altitude da linha de equilíbrio e a sensibilidade climática dos glaciares	311
5.2.2. Métodos de cálculo da altitude da linha de equilíbrio	315
a) Altitude Máxima das Moreias Laterais (AMML)	316
b) Razão da Área de Acumulação (RAA)	317
c) Razão de Balanços (RB)	319
5.2.3. As linhas de equilíbrio do Último Máximo da Glaciação na Serra da Estrela	320
5.2.4. Considerações paleoclimáticas baseadas nas altitudes das linhas de equilíbrio	324
CAPÍTULO 6 - FORMAS E DEPÓSITOS PERIGLACIÁRIOS E CRIONIVAIS	
6.1. Introdução	329
6.2. Taludes e cones de detritos	331
6.3. Estudo de cortes em Depósitos de vertente	338
6.3.1. Depósitos das Pessoltas (Vale do Zêzere)	338
6.3.2. Corte da Capela de São Sebastião (Manteigas)	342
6.3.3. Corte de Pracota (Manteigas)	346
6.3.4. Depósitos da vertente de São Lourenço e do Souto do Concelho (Manteigas)	347
6.3.5. Corte da Vila Belo Horizonte (Vale de Alforfa)	351
6.3.6. Depósito do campo de futebol (Manteigas)	353
6.3.7. Corte de São Gabriel (Manteigas)	358
6.3.8. Corte da Avesseira (Manteigas)	361
6.3.9. Corte do Cascalvo (Vale de Alforfa)	364
6.3.10. Outros cortes na bacia de Manteigas	366
6.3.11. Nota acerca da presença de estruturas ligadas à segregação de gelo no solo	367
6.4. Associações de formas e depósitos periglaciários	370
6.4.1. Introdução	370

6.4.2. Campos de blocos e fenómenos associados	371
a) Alto da Pedrice	372
b) Planalto da Torre	377
c) Cântaro Gordo	378
6.4.3. Vertentes de blocos e fenómenos associados	378
a) Vertente de blocos da Pedrice (Vale de Alforfa)	378
b) Salgadeiras	383
c) Outros locais	385
6.4.4. Possíveis testemunhos de crioplanção	385

CAPÍTULO 7 – O CONTRIBUTO DA GEOMORFOLOGIA PARA O CONHECIMENTO DOS PALEOAMBIENTES NA SERRA DA ESTRELA NO PLISTOCÉNICO SUPERIOR (CONCLUSÃO DA 1ª PARTE)

7.1. Advertência	397
7.2. O contributo dos testemunhos geomorfológicos de origem glaciária	399
7.3. O contributo dos testemunhos geomorfológicos de origem periglaciária	402
7.4. Uma síntese preliminar da evolução das condições ambientais no Plistocénico Superior	409
7.4.1. O contributo da integração dos dados geomorfológicos e das análises polínicas de Van der Knaap e Van Leeuwen	409
7.4.2. O possível contributo das datações por termoluminescência para a cronologia da deglaciação	412
a) As limitações das datações por termoluminescência	412
b) Tentativa de cronologia à luz das datações por termoluminescência	415
7.5. Conclusão	421

2ª PARTE - O MODELADO E OS PROCESSOS GEOMORFOLÓGICOS ACTUAIS

CAPÍTULO 8 - A DINÂMICA PLUVIO-EÓLICA E AS ACUMULAÇÕES DE AREIA GROSSEIRA

8.1. Introdução	425
8.2. Os ensinamentos da Serra do Gerês	427
8.3. Outros estudos sobre acumulações arenosas	432
8.4. Características morfológicas das acumulações arenosas da Serra da Estrela	434
8.4.1. Introdução	434
8.4.2. Acumulações de areia grosseira de encontro ao obstáculo	434
8.4.3. Línguas de areia grosseira	435
8.4.4. Taludes com cobertura de areia grosseira	436
8.4.5. Ondulações de areia grosseira	436
8.4.6. Coberturas descontínuas de areia grosseira	438
8.4.7. Outras características das acumulações arenosas	439
8.4.8. Distribuição das acumulações arenosas	440
8.5. Comparação entre as acumulações da Serra da Estrela e da Serra do Gerês	442
8.5.1. Introdução	442
8.5.2. A camada de sedimento superficial	442
8.5.3. A camada de sedimento subsuperficial	445
8.5.4. Classificação hierárquica ascendente das amostras	446
8.6. Estudo sedimentológico detalhado de duas acumulações arenosas da Serra da Estrela	448

8.6.1. Introdução	448
8.6.2. Análise granulométrica	450
8.6.3. Estudo dos minerais pesados	452
8.6.4. Estudo dos grãos de quartzo com o microscópio óptico	455
8.6.5. Estudo dos grãos de quartzo com o microscópio electrónico de varrimento	456
8.7. Resultados obtidos através de monitorização das formas	460
8.7.1. Introdução	460
8.7.2. Linhas pintadas no solo	461
a) Análise do movimento geral das acumulações entre 1997 e 2000	463
b) Análise detalhada do movimento das acumulações da Fraga das Penas e Cântaro Raso entre 1998 e 1999	465
c) Comparação fotográfica das linhas pintadas	469
8.7.3. Influência da granulometria no movimento	472
8.7.4. Comparação fotográfica de pontos	475
a) Monitorização de obstáculos artificiais na Fraga das Penas	475
b) Monitorização de uma acumulação arenosa na Fraga das Penas	478
c) Monitorização de um talude com cobertura de areia grosseira no Cântaro Raso	479
d) Monitorização de uma superfície limpa da camada superficial de grânulos	481
8.7.5. Factores climáticos e a dinâmica da superfície das acumulações arenosas	482
a) Introdução	482
b) Metodologia	483
c) O clima e a orientação geral das acumulações	484
d) Condições meteorológicas e a dinâmica superficial em Dezembro de 1997	486
8.8. Os processos envolvidos na génese das acumulações arenosas	488
8.8.1. Introdução	488
8.8.2. <i>Rainsplash</i> -Saltação	488
8.8.3. Lavagem superficial	490
8.8.4. <i>Downwash</i>	490
8.8.5. Deflação e transporte eólico	490
8.8.6. Crioexpulsão	491
8.8.7. Microgelifracção, igniclastia e termoclastia	491
8.9. Conclusão	493

CAPÍTULO 9. PROCESSOS E MODELADO CRIONIVAL DAS ÁREAS ALTAS

9.1. Processos geomorfológicos de natureza criogénica. Conceitos gerais	497
9.1.1. Introdução	497
9.1.2. Principais factores que controlam a actividade criogénica no solo	499
a) Efeito das condições climáticas nos regimes térmicos do substrato	499
b) Efeito das propriedades físico-químicas nos regimes térmicos do substrato	499
c) Efeito da textura e porosidade na segregação de gelo no solo	501
9.1.3. A segregação de gelo no solo	502
9.1.4. Os principais processos geomorfológicos criogénicos	504
a) Crioexpulsão	504
b) Criorreptação	506
c) Gelifluxão	508
d) Gelifracção	511
9.2. A acção geomorfológica do frio em Portugal	514
9.2.1. Características gerais do frio em Portugal	514
9.2.2. A acção geomorfológica do gelo no solo em Portugal	516
a) A Serra do Gerês	516
b) Trabalhos de outros autores na Serra da Estrela	518
c) Outras montanhas de Portugal Continental	518
d) As ilhas da Madeira e dos Açores	519

9.3. Experiências para monitorização da acção da crioexpulsão	521
9.3.1. Estacas de madeira	521
9.3.2. Grânulos pintados	521
9.4. O micromodelado originado pela acção dos <i>pipkrakes</i>	525
9.4.1. <i>Nubbins</i>	525
9.4.2. Buracos em volta de pedras	526
9.4.3. Obstáculos rochosos e bandeiras de terra fina	527
9.4.4. Microtaludes em cortes antrópicos	528
9.4.5. Degraus de decapagem	530
9.5. Solos ordenados em miniatura	532
9.5.1. Solos em rede calibrados	533
a) Solos em rede calibrados criogénicos	533
b) Solos em rede calibrados não-criogénicos (redes poligonais)	539
9.5.2. Solos estriados não-calibrados (solos lavrados por <i>pipkrakes</i>)	541
9.5.3. Solos estriados calibrados	543
9.5.4. Montículos em miniatura	547
9.6. As formas lobadas associadas à solifluxão	550
9.7. Crescentes e degraus de vegetação	554
9.8. Desagregação das superfícies rochosas	557
9.8.1. A acção morfogenética da gelifracção	559
9.8.2. A acção dos incêndios na desagregação	563
9.8.3. A acção dos líquenes	565
9.9. O efeito morfogenético da corrasão nivo-eólica	566
9.10. Observações preliminares acerca dos nichos de nivação	573
9.11. Dinâmica actual dos taludes e cones de detritos	578
9.11.1. Desabamentos	578
9.11.2. Escoadas de detritos	581
9.11.3. Escoamento superficial	584

CAPÍTULO 10 - ESTUDO DAS TEMPERATURAS DO AR, DO SOLO E DA ROCHA COM RECURSO A REGISTADORES AUTOMÁTICOS

10.1. Introdução	589
10.2. A instrumentação para monitorização de temperaturas	593
10.2.1. Especificações técnicas do sistema de aquisição de dados	593
10.2.2. Adaptação do sistema de aquisição de dados com extracção do termistor	593
10.2.3. Os postos de medição da temperatura do ar	594
10.2.4. Instrumentação para a monitorização da temperatura do solo e da rocha	596
10.3. Características meteorológicas gerais do período de Dezembro de 1999 a Março de 2001	600
10.3.1. A representatividade espacial das temperaturas do das Penhas Douradas	600
10.3.2. O período de Dezembro de 1999 a Março de 2001 e sua comparação com a série de 1954-88	603
10.4. As temperaturas do solo na Serra da Estrela	607
10.4.1. Introdução	607
10.4.2. Os locais de monitorização da temperatura do solo	609
10.4.3. As temperaturas médias mensais do solo e os extremos térmicos	611
10.4.4. A congelação do solo por períodos superiores a 1 dia	614
10.4.5. Os ciclos de gelo-degelo	615
10.4.6. Os regimes térmicos diários e o seu significado geomorfológico	619

a) Regime isotérmico sem congelação (U1)	621
b) Regime não iso-térmico sem congelação (U2)	621
c) Regime com gelo-degelo superficial (FT1)	624
d) Regime com gelo-degelo superficial e congelação subsuperficial (FT2)	625
e) Regime com gelo-degelo superficial e subsuperficial (FT3)	626
f) Regime com gelo subsuperficial (F1)	627
g) Regime com gelo superficial e subsuperficial (F2)	627
h) Regime com gelo superficial mas sem ritmo térmico pronunciado (F3)	628
10.5. As temperaturas da rocha na Serra da Estrela	630
10.5.1. Introdução	630
10.5.2. Análise dos dados mensais das temperaturas da rocha	631
10.5.3. Os regimes térmicos diários da rocha	644
a) Rocha não-congelada sem ritmo diurno (U1)	644
b) Rocha não-congelada co ritmo diurno (U2)	646
c) Rocha com gelo-degelo superficial (FT1)	648
d) Rocha com gelo-degelo a todas as profundidades (FT3)	648
e) Rocha com gelo-degelo à superfície, mas congelada em profundidade (FT2)	649
f) Rocha congelada com ritmo diurno (F1)	649
g) Rocha congelada sem ritmo diurno (F2)	650
10.5.4. Conclusão	650

CAPÍTULO 11 – A DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA ACTUAL NA SERRA DA ESTRELA (CONCLUSÃO DA 2ª PARTE)

11.1. Significado geomorfológico dos regimes térmicos do solo	653
11.2. A dinâmica geomorfológica actual nos Planaltos e Altos Vales da Serra da Estrela	657

CONCLUSÃO GERAL	663
------------------------------	------------

BIBLIOGRAFIA	677
---------------------------	------------

DOCUMENTOS CARTOGRÁFICOS	693
---------------------------------------	------------

ANEXO – NOTA EXPLICATIVA DO MAPA GEOMORFOLÓGICO DOS PLANALTOS E ALTOS VALES DA SERRA DA ESTRELA	695
--	------------

ÍNDICE GERAL	703
---------------------------	------------

ÍNDICE DE FIGURAS	710
--------------------------------	------------

ÍNDICE DE QUADROS	723
--------------------------------	------------

ÍNDICE DE FIGURAS

1.1 – Localização da Serra da Estrela na Península Ibérica	9
1.2 – Perfis projectados da Serra da Estrela (Daveau, 1969, p. 41).	10
1.3 – Deformações associadas à formação da Cordilheira Central (Vegas <i>et al.</i> , 1990, p. 376).	11
1.4 – Modelo geodinâmico da Cordilheira Central apresentado por Vegas <i>et al.</i> , 1990, p. 377.	12
1.5 – Descolamento ao longo da descontinuidade de Moho e estrutura de tipo <i>pop-up</i> originando o levantamento da Cordilheira Central (segundo Ribeiro <i>et al.</i> , 1990).	12
1.6 – Geologia simplificada da área de glaciação da Serra da Estrela (Daveau <i>et al.</i> , 1997).	15
1.7 – Localização dos diversos sectores dos planaltos da Serra da Estrela.	18
1.8 – Relevo da Serra da Estrela.	20
1.9 – Localização das estações meteorológicas da parte alta da Serra da Estrela.	23
1.10 – Perfil transversal na Serra da Estrela, ilustrando a precipitação média anual (linha contínua) e o número de dias com precipitação (linha tracejada) para o período de 1931-60 (Daveau <i>et al.</i> , 1985).	24
1.11 – Precipitação anual no período de 1931-60 na região da Serra da Estrela (Daveau <i>et al.</i> , 1977).	25
1.12 – Número anual de dias de precipitação no período de 1931-60 na região da Serra da Estrela (Daveau <i>et al.</i> , 1977).	25
1.13 – Regime mensal médio dos elementos do clima na estação das Penhas Douradas (Vieira e Mora, 1998).	26
1.14 – Valores mensais de precipitação nas Penhas da Saúde ocorridos no período de 1942 a 1968 (Daveau, 1972).	27
1.15 – Temperaturas médias mensais no Alto da Torre (Vieira e Mora, 1998).	29
1.16 – Número médio mensal de dias de chuva e neve nas estações meteorológicas de altitude da Serra da Estrela (Vieira e Mora, 1998).	30
1.17 – Andares bioclimáticos da Serra da Estrela num transecto de oeste (Seia) para leste (Covilhã), segundo Jansen (2002, p. 21).	32
1.18 – A glaciação da Serra da Estrela segundo Lautensach (1929, 1932 em Ribeiro, 1949, p. 43)	35
1.19 – Glaciação da Serra da Estrela (Daveau, 1971).	37
1.20 – Correlação da curva polínica de <i>Quercus</i> do Charco da Candeeira com a curva de $\delta^{18}\text{O}$ da carote GISP2 da Gronelândia, conforme Stuiver <i>et al.</i> (1995).	41
2.1 – Classificação das principais formas de erosão glaciária (modificado de Sugden e John, 1976, p. 169).	47
2.2 – Esquema simplificado das forças que actuam sobre uma partícula no contacto com o leito glaciário, (Benn e Evans, 1998, p. 179).	48
2.3 – Contactos entre uma partícula e o leito do glaciar segundo Boulton (1974, 1975 em Benn e Evans, 1998, p. 180).	49
2.4 – Efeitos da disponibilidade de detritos e do fluxo do gelo na abrasão.	54
2.5 – Exemplos de formas do modelado granítico englobadas sob a designação de formas de tipo <i>tor</i> na cartografia geomorfológica da Serra da Estrela.	57
2.6 – Distribuição das formas de tipo <i>tor</i> na Serra da Estrela e limites da área glaciada no Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela.	58
2.7 – Afloramentos de rocha nua e paisagem de tipo <i>knob-and-lochan</i> na área da Lagoa Comprida.	59
2.8 – Extracto da ortofotografia digital em falsa cor, com pixel de 1 m (CNIG, 1995) e mapa das superfícies de rocha nua elaborado a partir dela.	61
2.9 – Densidade de rocha nua na área glaciada no Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela.	63
2.10 – Percentagem de área coberta por rocha nua e espessura de gelo no Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela.	65
2.11 – Principais elementos morfológicos de um circo glaciário (perfil longitudinal do Circo do Covão Cimeiro).	67
2.12 – Sequência evolutiva de um circo glaciário segundo Gordon (Gordon, 1977, p. 192).	71
2.13 – Modelo de Bennett (1990) para a evolução de circos glaciários em áreas com um forte controle estrutural.	72
2.14 – Factores climáticos e exposição dos glaciares (Evans, 1977, p. 154).	74
2.15 – Factores geográficos que condicionam a exposição dos circos glaciários (Evans, 1977, p. 155).	75
2.16 – Principais variáveis usadas para o cálculo dos parâmetros morfométricos dos circos glaciários (adaptado de Evans e Cox, 1995, p. 184).	77
2.17 – Circos glaciários da Serra da Estrela.	78
2.18 – Curvas-k para valores de k entre 0,1 e 2,0.	81

2.19 – Perfis longitudinais dos circos glaciários da Serra da Estrela, e respectivas curvas-k.	82
2.20 – <i>Scores</i> canónicos das funções 1 e 2, evidenciando a posição dos circos de acordo com o grau de desenvolvimento.	94
2.21 – <i>Scores</i> canónicos das funções 1 e 2, evidenciando a posição dos circos de acordo com a tipologia.	97
2.22 – Diagramas vectoriais da orientação dos eixos médios e das paredes dos circos glaciários da Serra da Estrela.	99
2.23 – Rocha aborregada ilustrando um fluxo da direita para esquerda.	102
2.24 – Exemplos da influência da estrutura geológica nas formas das convexidades rochosas, incluindo as rochas aborregadas.	103
2.25 – Dorso de baleia próximo da Lagoa da Candeeira.	104
2.26 – Estrias sobre rocha aborregada (A) e caneluras (B) na área da Lagoa do Pachão (Vale da Candeeira).	106
2.27 – Exemplos de superfícies com polimento de origem glaciária (cabeceira do Vale da Candeeira).	108
2.28 – Superfície polida residual conservada em fenocristais de feldspato e quartzo (cabeceira do Vale da Candeeira).	108
2.29 – Veios de quartzo sobrelevados em relação à rocha encaixante.	110
2.30 – Principais tipos de microformas de choque (adaptado de Embleton e King, 1968).	111
2.31 – Microformas de choque.	112
2.32 – Caneluras em crescente com orientação relativamente ao fluxo inversa à descrita na definição clássica.	113
2.33 – Formas de tipo-p (adaptado de Iverson, 1995).	114
2.34 – Formas de tipo meia-cana (<i>cavetto</i>), incluídas na classe de formas de tipo-p.	115
2.35 – Resíduo de marmita subglaciária (Vale da Candeeira).	115
3.1 – Moreias da Serra da Estrela.	122
3.2 – Moreia Lateral do Poio do Judeu localizada no rebordo setentrional da Nave de Santo António.	123
3.3 – Moreia lateral do Covão do Urso vista da área não glaciada, a norte.	123
3.4 – Moreias latero-frontais com os troços jusante muito degradados (Vale de Alforfa).	124
3.5 – Arco morénico frontal do conjunto de arcos do Vale da Caniça (Covão Grande).	124
3.6 – Conjunto de arcos morénicos de recessão do Vale da Caniça (Covão Grande) a partir de ortofotografia digital (CNIG).	125
3.7 – Principais conjuntos de arcos morénicos de recessão da Serra da Estrela.	126
3.8 – Aspecto do complexo morénico marginal do Vale do Conde.	126
3.9 – Cobertura morénica descontínua no Planalto ocidental, próximo da portela de Azimbres.	127
3.10 – Localização dos principais cortes em <i>till</i> da Serra da Estrela.	133
3.11 – Aspecto geral do corte do estradão inferior da Lagoa Seca.	134
3.12 – Aspecto da unidade sedimentar inferior do afloramento do estradão inferior da Lagoa Seca.	134
3.13 – Bloco sub-redondo e polido de granito da Estrela no seio do material silto-arenoso compacto.	135
3.14 – Micrografias ao microscópio electrónico de varrimento de lâminas delgadas da unidade basal do corte do estradão inferior da Lagoa Seca.	136
3.15 – Micrografia de uma lâmina delgada da unidade basal do corte do estradão inferior da Lagoa Seca ao microscópio electrónico de varrimento, e respectiva análise mineralógica.	137
3.16 – Micrografias ao microscópio electrónico de varrimento da superfície de um grão de quartzo da unidade basal do corte do estradão inferior da Lagoa Seca.	138
3.17 – Micrografias ao microscópio electrónico de varrimento da superfície de um grão de quartzo da unidade basal do corte do estradão inferior da Lagoa Seca.	138
3.18 – Contacto entre as unidades superior e inferior (a meio da espátula) do corte do estradão inferior da Lagoa Seca.	139
3.19 – Unidade superior do corte do estradão inferior da Lagoa Seca.	140
3.20 – Micrografias ao microscópio electrónico de varrimento de lâminas delgadas da unidade superior do corte do estradão inferior da Lagoa Seca.	141
3.21 – Micrografia de uma lâmina delgada da unidade superior do corte do estradão inferior da Lagoa Seca ao microscópio electrónico de varrimento, e respectiva análise mineralógica.	141
3.22 – Micrografias ao microscópio electrónico de varrimento da superfície de grãos de quartzo da unidade basal do corte do estradão inferior da Lagoa Seca.	142
3.23 – <i>Till</i> no sítio do Vidoeiro (Vale de Beijames, próximo da Lagoa Seca).	144
3.24 – Estratigrafia generalizada do corte do Cerro Rebolado.	145
3.25 – Aspectos da unidade inferior (CR1) do corte do Cerro Rebolado.	146

3.26 – Aspecto geral da unidade CR2 do corte do Cerro Rebolado.	146
3.27 – Aspectos da estratificação presente em alguns sectores da unidade CR2 do corte do Cerro Rebolado.	147
3.28 – Sector meridional do corte do Cerro Rebolado, com sobreposição de três unidades sedimentares. Notar o alinhamento de blocos entre as unidades 2 e 4.	148
3.29 – <i>Till</i> na vertente esquerda do Vale do Zêzere a cerca de 1065 m de altitude, entre a Barroca de Água e a Barroca de Porto Novo.	150
3.30 – Localização dos principais cortes do sector montante do Vale de Alforfa (vista para leste).	151
3.31 – Aspecto do corte superior do Vale de Alforfa.	152
3.32 – Estruturas sedimentares de deformação do corte superior do Vale de Alforfa.	153
3.33 – Sector ocidental do corte superior do Vale de Alforfa evidenciando estruturas típicas de um <i>till</i> subglaciário.	154
3.34 – Corte do estradão Nave de Santo António – Unhais da Serra entre 1450 e 1460 m de altitude.	155
3.35 – <i>Diamicton</i> próximo do Espinhaço de Cão (Vale do Zêzere).	156
3.36 – Aspectos da unidade superior do afloramento situado próximo do Espinhaço de Cão (Vale do Zêzere).	157
3.37 – Afloramento do Cerro do Poio.	158
3.38 – <i>Diamicton</i> com foliação paralela à vertente, localizado na vertente leste da Nave de Santo António.	159
3.39 – Detalhe do corte das Penhas da Saúde. Os calhaus têm cerca 5-10 cm de eixo maior.	160
3.40 – Micrografia de lâmina delgada revelando microestruturas de tipo turbado no depósito das Penhas da Saúde.	162
3.41 – Micrografia de lâmina delgada revelando microestruturas lineares, cisalhamentos, alinhamentos de grãos e prováveis grão fracturados no depósito das Penhas da Saúde.	162
3.42 – Micrografia de lâmina delgada revelando uma estrutura de cisalhamento no depósito das Penhas da Saúde.	163
3.43 – Micrografias de lâminas delgadas revelando estruturas plásmicas lineares e deformadas no depósito das Penhas da Saúde.	163
3.44 – Localização dos depósitos fluvioglaciários referidos neste trabalho.	164
3.45 – Níveis de terraço e afloramentos em material fluvioglaciário na área de Manteigas (Vale do Zêzere).	165
3.46 – Níveis de terraços fluvioglaciários do Vale da Alforfa na área de Unhais da Serra, segundo Daveau (1971, p. 28).	166
3.47 – Aspectos das acumulações fluvioglaciárias dos vales de Alforfa e da Estrela.	167
3.48 – Localização do corte da Ponte de Santo António na bacia de Manteigas.	169
3.49 – Aspecto geral do corte no terraço fluvioglaciário da Ponte de Santo António (Manteigas) em 1995.	170
3.50 – Depósito fluvioglaciário da Ponte de Santo António (Manteigas).	171
3.51 – Terraço fluvioglaciário em Manteigas a jusante da Ponte de Santo António.	173
3.52 – Estratigrafia generalizada dos cortes da área da Várzea do Crasto.	174
3.53 – Depósito fluvioglaciário grosseiro, maciço, mas com ligeira imbricação, na parte ocidental do grupo de cortes da Várzea do Crasto (VC1).	175
3.54 – Afloramento central do grupo da Várzea do Crasto (VC2).	175
3.55 – Corte da Várzea do Crasto 3 (VC3).	176
3.56 – Corte do INATEL (Caldas de Manteigas).	178
3.57 – Esquema das relações entre as unidades sedimentares do corte do INATEL.	179
3.58 – Corte em material associado à fusão do glaciar do Vale do Zêzere, próximo de Covais.	180
3.59 – Interpretação das relações entre as unidades sedimentares visíveis no corte da mini-hídrica do Covão da Caldeira (Vale do Zêzere).	181
3.60 – Lagoa Seca (Cabeceira do Vale de Beijames).	182
3.61 – Localização das sondagens efectuadas na Lagoa Seca e exemplo de sequência de sedimentação até 1,5 m de profundidade na sondagem nº 4.	183
3.62 – Aspectos da litoestratigrafia da Lagoa Seca efectuada com base em sondagens manuais.	184
3.63 – Interpretação da evolução da depressão da Lagoa Seca desde o Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela.	185
3.64 – Corte da Senhora do Desterro (Vale do Alva).	188
3.65 – Localização dos principais terraços de obturação lateral da Serra da Estrela.	189
3.66 – Esquema interpretativo das unidades sedimentares de um terraço de obturação lateral.	190
3.67 – Vale do Zêzere na área de Manteigas visto para sudeste.	191
3.68 – Localização das cristas areno-cascalhentas do Vale do Zêzere.	192

3.69 – Acumulações areno-cascalhentas da vertente esquerda do vale do Zêzere, entre a Barroca de Água e o Lameiro do Grilo, vistas do sítio do Fojo.....	193
3.70 – Corte principal da Barroca de Água e esquema da estrutura sedimentar.....	193
3.71 – Estratigrafia e litofácies do depósito principal da Barroca de Água.....	194
3.72 – Inclinação dos leitos das acumulações de areia e cascalho da área da Barroca de Água.....	195
3.73 – Topografia e moreias da área da Lagoa Seca.....	199
3.74 – Aspectos da acumulação de blocos morénicos antigos da Lagoa Seca.....	201
3.75 – Panorama geral da Nave de Santo António desde SW.....	203
3.76 – Topografia da área da Nave de Santo António.....	204
3.77 – Aspecto geral da Nave de Santo António e da cabeceira do vale do Zêzere, vistos de WNW.....	204
3.78 – Vertente este da Nave de Santo António.....	205
3.79 – Evolução hipotética do glaciar na Nave de Santo António e formação de alinhamentos morénicos.....	207
4.1 – Áreas de estudo no presente capítulo.....	210
4.2 – Topo do Cântaro Raso visto de sudoeste.....	211
4.3 – Acumulação de blocos no topo da vertente oeste do Cântaro Raso.....	212
4.4 – Covão do Boi.....	212
4.5 – Perfis topográficos e da superfície do glaciar, e evolução geral provável da área do Cântaro Raso e Covão do Boi.....	215
4.6 – Circo glaciário do Covão das Vacas visto de norte.....	216
4.7 – Aspecto do circo glaciário do Covão das Vacas visto do Cântaro Raso.....	217
4.8 – Topografia do vale da Candeeira e topónimos referidos no texto.....	219
4.9 – Hipsometria da área da Lagoa do Pachão (acima de 1590 m de altitude).....	222
4.10 – Principais níveis de patamares da área da Lagoa do Pachão.....	222
4.11 – Aspecto da superfície estrutural do Fragão do Poio dos Cães (1812 m).....	223
4.12 – Principais afloramentos de rocha nua do Vale da Candeeira.....	224
4.13 – Cristas morénicas muito degradadas no Vale do Forno.....	225
4.14 – Alinhamentos morénicos prováveis e hipótese de interpretação para as principais fases da glaciação dos vales da Candeeira.....	226
4.15 – Blocos morénicos na Portela dos Azimbres.....	226
4.16 – Portela dos Azimbres.....	227
4.17 – Cântaro Gordo visto da Nave de Baixo (Vale da Candeeira).....	228
4.18 – Sector superior da vertente sul do Vale da Candeeira, acima de 1600 m.....	229
4.19 – Sector oriental da vertente sul do Vale da Candeeira e cristas morénicas residuais.....	230
4.20 – Rechã localizada na vertente sul do Vale da Candeeira a 1530-1560 m de altitude.....	232
4.21 – Afloramentos graníticos em forma de “bossas” no rebordo da rechã A.....	232
4.22 – Topografia da vertente sul do Vale da Candeeira e localização dos circos glaciários do Cântaro Gordo e da Lagoa do Cântaro.....	233
4.23 – Vale da Candeeira visto desde a vertente sul.....	235
4.24 – Cones e taludes de detritos na vertente norte da Candeeira.....	236
4.25 – Acumulação de blocos morénicos sobre convexidade rochosa que separa as Naves de Baixo e de Cima.....	238
4.26 – Duas perspectivas do ferrolho glaciário do Vale da Candeeira.....	239
4.27 – Perfil transversal ao longo dos vales da Candeeira, Candeeirinha e Zêzere, e posições da superfície do glaciar no Vale da Candeeira.....	240
4.28 – Topografia e toponímia da bacia-vertente do Ribeiro da Porta.....	243
4.29 – Nave da Mestra vista de nordeste, com a bacia inferior (setentrional) em primeiro plano.....	244
4.30 – Bacia superior (meridional) da Nave da Mestra vista para oeste.....	245
4.31 – Vertente do Piornal no contacto com a bacia meridional da Nave da Mestra.....	246
4.32 – Afloramentos dissimétricos testemunhando o fluxo de gelo da direita para a esquerda.....	246
4.33 – Marcas de erosão glaciária a sul do v.g. do Curral do Martins (1720 m).....	246
4.34 – Circo glaciário dos Covões.....	247
4.35 – Topografia e toponímia da margem oriental do Planalto do Curral do Martins.....	250
4.36 – Cabeceira da Barroca do Porto Novo acima de cerca de 1570 m de altitude.....	252
4.37 – Acumulação morénica na cabeceira da Barroca de Água.....	252
4.38 – Bloco errático (à direita) e laje <i>in situ</i> (à esquerda) na cabeceira da Barroca do Porto Novo.....	253
4.39 – A. Bloco errático de aplito depositado sobre um afloramento de Granito de Seia na área da Barroca do Porto Novo.....	254
4.40 – Blocos provavelmente de origem morénica no interflúvio leste da Alta Barroca das Lameiras. Vista de norte para sul.....	255

4.41 – Aspecto dos blocos presentes no interflúvio oriental da Alta Barroca das Lameiras visto de leste.....	256
4.42 – Vertente leste da Alta Barroca das Lameiras.....	257
4.43 – Modelado granítico de alteração na Barroca das Lameiras.....	257
4.44 – Topografia e toponímia da área da Barroca de Covais e Barroca das Lameiras.....	259
4.45 – Panorama para a vertente sul da Baixa Barroca das Lameiras.....	260
4.45 – Aspecto da moreia lateral e terraço de <i>kame</i> do Zêzere na Barroca das Lameiras.....	261
4.46 – Topografia e limites geológicos da bacia de Manteigas.....	264
4.47 – Crista morénica da Fonte Santa.....	266
4.48 – Moreia latero-frontal da Fonte Santa (setas) e terraço de <i>kame</i> do Vale do Buraco (k).....	266
4.49 – Aspecto do modelado granítico na área das Penhas da Saúde.....	268
4.50 – Panorama da acumulação de blocos do Covão do Teixo vista de leste.....	269
4.51 – Aspecto da superfície da acumulação do Covão do Teixo.....	270
5.1 – Mecanismos de movimento de um glaciar (Bennett e Glasser, 1996, p. 43).....	274
5.2 – Parâmetros usados na aplicação iterativa da equação (3) (Schilling e Hollin, 1981, p. 202).....	276
5.3 – Parâmetros usados no cálculo do coeficiente de forma do vale (equação 5).....	278
5.4 – Localização dos perfis longitudinais usados na elaboração do modelo da superfície glaciária.....	279
5.5 – Perfis transversais dos principais vales da Serra da Estrela usados para calcular coeficientes de forma.....	279
5.6 – Perfis transversais típicos de secções glaciadas de vales da Serra da Estrela, e respectivos coeficientes de forma.....	281
5.7 – Modelo da superfície glaciária e espessura de gelo do Glaciar de Alforfa.....	283
5.8 – Modelo da superfície glaciária e espessura de gelo do Glaciar da Estrela.....	284
5.9 – Modelo da superfície glaciária e espessura de gelo do Glaciar de Alvoco.....	285
5.10 – Modelo da superfície glaciária e espessura de gelo do Glaciar de Loriga.....	286
5.11 – Modelo da superfície glaciária e espessura de gelo do Glaciar do Covão Grande.....	288
5.12 – Modelo da superfície glaciária e espessura de gelo do Glaciar do Covão Grande.....	288
5.13 – Modelo da superfície glaciária e espessura de gelo do Glaciar do Covão do Urso.....	289
5.14 – Modelo da superfície glaciária e espessura de gelo do Glaciar do Covão do Urso.....	290
5.15 – Modelo da superfície glaciária e espessura de gelo do Glaciar do Covão do Urso.....	291
5.16 – Modelo da superfície glaciária e espessura de gelo do Glaciar do Zêzere.....	292
5.17 – Modelo da superfície glaciária e espessura de gelo do Glaciar da Candeeira.....	293
5.18 – Modelo da superfície glaciária e espessura de gelo do Glaciar dos Covões.....	294
5.19 – Modelo esquemático da topografia dos glaciares no Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela (UMGSE) e locais cuja modelação é discutida no texto.....	298
5.20 – Curvas de nível da superfície glaciária modelada.....	303
5.21 – Bacias glaciárias e principais linhas de fluxo no Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela.....	303
5.22 – Modelo Numérico de Terreno (MNT) da superfície glaciária (altitudes em metros).....	304
5.23 – Reconstituição tridimensional em perspectiva dos glaciares da Serra da Estrela no Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela (vista de sul para norte).....	305
5.24 – Reconstituição tridimensional em perspectiva dos glaciares da Serra da Estrela no Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela (vista de norte para sul).....	306
5.25 – Área percentual das bacias glaciárias da Serra da Estrela no UMGSE.....	307
5.26 – Espessura de gelo estimada para o Último Máximo da Glaciação na Serra da Estrela.....	308
5.27 – Volumes de gelo em percentagem estimados por bacia glaciária no Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela.....	308
5.28 – Curvas hipsométricas da Serra da Estrela na actualidade e no Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela.....	309
5.29 – Variações de área por classe altitudinal entre o Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela e a actualidade.....	310
5.30 – Tipos de altitude da linha de equilíbrio (ALE) segundo Nesje e Dahl (2000, p.58).....	313
5.31 – Gradientes de acumulação e de ablação do South Cascade Glacier (EUA) para o período de 1957/58-1963/64 (in Benn e Evans, 1998 adaptado do original de Meier e Tangborn, 1965).....	316
5.32 – Formação de uma moreia lateral abaixo da altitude da linha de equilíbrio (Nesje e Dahl, 1992, p. 384).....	317
5.33 – Cálculo da altitude da linha de equilíbrio com base no método da razão da área de acumulação a partir da curva hipsométrica da superfície do glaciar e de uma RAA de 0,6.....	318
5.34 – Parâmetros usados no cálculo da altitude da linha de equilíbrio com base no método da razão de balanços (Benn e Evans, 1998, p. 85).....	320

5.35 – Curvas hipsométricas dos glaciares da Serra da Estrela no Último Máximo da Glaciação e posição da Altitude da Linha de Equilíbrio calculada segundo o método da razão de balanços.	323
5.36 – Relação entre a altitude mínima dos glaciares da Serra da Estrela e a altitude da linha de equilíbrio obtida com o método da razão de balanços.	325
5.37 – Efeito de uma subida idêntica da altitude da linha de equilíbrio numa calote (ou num campo de gelo), e num glaciar de vale (Sugden e John, 1976, p. 105).	326
5.38 – Efeito de uma subida idêntica da altitude da linha de equilíbrio em dois glaciares de vale com declives da superfície diferentes (Bennett e Glasser, 1996, p. 59).	327
5.39 – Área da zona de acumulação afectada por diferentes subidas da altitude da linha de equilíbrio.	328
6.1 – Taludes e cones de detritos a regularizar as vertentes do alto Vale do Zêzere (vista para norte).	331
6.2 – Características superficiais de taludes de detritos.	333
6.3 – Grandes blocos desabados na vertente norte do Cântaro Gordo.	333
6.4 – <i>Glacis</i> originado por processos de lavagem pluvio-nival (A) na base do talude detrítico (B) da parede norte do Covão Cimeiro.	334
6.5 – Cones de detritos no Vale do Zêzere.	336
6.6 – Localização dos depósitos de vertente e dos locais com estruturas lamelares descritos no texto.	339
6.7 – Corte em depósitos estratificados de vertente do Sítio das Pessoltas (Vale do Zêzere).	340
6.8 – Corte longitudinal num manto de pedras típico (Bertran <i>et al.</i> , 1995).	342
6.9 – Depósito estratificado de vertente de São Sebastião (1010 m).	343
6.10 – Pormenor do depósito estratificado de vertente de São Sebastião.	344
6.11 – Aspecto das bolsas de granito alterado localizadas na parte alta das vertentes da bacia de Manteigas.	345
6.12 – Depósito de Pracota (Manteigas).	346
6.13 – Aspecto geral da vertente de São Lourenço (1176 m) e das cascalheiras desenvolvidas a partir das corneanas.	347
6.14 – Aspecto geral da vertente do Cabeço do Moreira (1197 m) e das cascalheiras desenvolvidas a partir das corneanas.	348
6.15 – Corte do campo de tiro do Souto do Concelho.	349
6.16 – Influência da mudança nas características da área fonte de sedimento, nas características dos depósitos de vertente.	351
6.17 – Aspectos do corte da Vila Belo Horizonte (Vale de Alforfa).	352
6.18 – Localização do corte do campo de futebol de Manteigas.	354
6.19 – Aspecto da unidade principal do corte do campo de futebol.	355
6.20 – Aspectos do corte do campo de futebol.	355
6.21 – Topografia da bacia de Manteigas.	357
6.22 – Corte do cruzamento do campo de futebol.	357
6.23 – Esboço da disposição dos blocos nos sectores central e esquerdo do corte de São Gabriel.	359
6.24 – Sector do corte de São Gabriel à esquerda do barranco.	359
6.25 – Aspectos do fácies B do corte de São Gabriel.	360
6.26 – Limite ocidental do fácies C, onde se observa a deformação do substrato em forma de foice causada pela solifluxão.	361
6.27 – Sedimentação no corte do leque aluvial da Avesseira.	363
6.28 – Corte do depósito do Cascalvo (Vale de Alforfa).	365
6.29 – Corte num depósito com origem em escoadas de detritos próximo do Ribeiro da Vila (Manteigas – 840 m).	367
6.30 – Estruturas ligadas à segregação de gelo no solo.	368
6.31 – Localização das associações de formas e depósitos periglaciários referidos no texto.	372
6.32 – Campo de blocos do Alto da Pedrice (1750 m).	373
6.33 – Aspecto da estrutura em <i>open-work</i> no rebordo ocidental do campo de blocos do Alto da Pedrice (1730 m).	374
6.34 – Blocos levantados formando estruturas circulares (Alto da Pedrice, 1750 m).	374
6.35 – Contraste entre as pias presentes no substrato no rebordo do Planalto do Alto da Pedrice - Varanda (A), e as existentes no substrato no rebordo sul do planalto.	375
6.36 – Sector da vertente norte do Alto da Pedrice onde se encontram os lóbulos de pedras.	376
6.37 – Frente e patamar (à direita) de lóbulo de pedras na vertente norte do Alto da Pedrice.	376
6.38 – Blocos provavelmente fracturados por macrogelifracção no Planalto da Torre.	377
6.39 – Pequena corrente de blocos a sul do Alto da Torre (1950 m).	378
6.40 – Sector superior da vertente de blocos da Pedrice.	379
6.41 – Panorama para a vertente oeste do Alto da Pedrice.	380

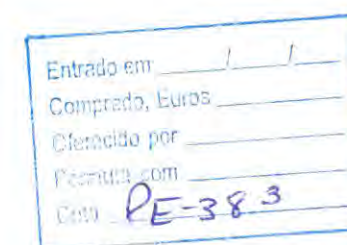
6.42 – Glaciares rochosos de frente de talude na base da vertente de blocos da Pedrice a 1320 m de altitude.	381
6.43 – Glaciar rochoso da Pedrice.	382
6.44 – Aspecto dos depósitos que cobrem as vertentes próximo do Fragão do Poio dos Cães.	384
6.45 – Desabamentos próximo das Salgadeiras (1850 m).	384
6.46 – Aspectos de acumulações de blocos da área da Lagoa do Pachão.	385
6.47 – Modelo de síntese dos processos associados com a nivação e a crioplaneação (Hall, 1998, p. 12).	387
6.48 – Panorama do Planalto do Curral do Vento visto desde próximo dos Poios Brancos (1650 m).	388
6.49 – Topografia do Planalto dos Poios Brancos - Curral do Vento.	388
6.50 – Diferenças na cobertura detrítica do Planalto dos Poios Brancos - Curral do Vento.	389
6.51 – Domo granítico do Curral do Vento fazendo lembrar um resíduo de um amplo terraço de crioplaneação (1656 m).	390
6.52 – Estádios no desenvolvimento de terraços de crioplaneação segundo J. Demek (1969) em French (1996, p. 179).	390
6.53 – <i>Tor</i> dos Poios Brancos talhado no granito de grão grosseiro porfiróide de duas micas.	391
6.54 – Bloco levantado pela acção de mecanismos de <i>frost thrusting</i> no Planalto do Curral do Vento.	392
6.55 – Rebordo sudeste do Planalto do Curral do Vento.	392
6.56 – Corte na vertente sul do Planalto do Curral do Vento a 1530 m de altitude (Penhas da Saúde).	393
6.57 – Aspecto de um corte cerca de 100 m ao lado do corte da anterior.	394
6.58 – Proposta de evolução do Planalto do Curral do Vento e processos morfogénéticos envolvidos.	395
7.1 – Evolução da extensão dos glaciares em diversas áreas da Europa desde o estádio isotópico 4 tendo em conta as variações das condições no Atlântico Norte (extraída de Florineth e Schlüchter, 2000).	418
8.1 – Acumulação arenosa de encontro à vegetação (Cume, 09/04/01).	425
8.2 – Organização geral do processo de estudo das acumulações de areia grosseira.	426
8.3 – Tipos de acumulações de areia grosseira identificadas na Serra do Gerês. (Vieira, 1997).	428
8.4 – Curva granulométrica vertical típica de uma acumulação de areia grosseira (Vieira, 1997).	428
8.5 – Modelo genético para as acumulações de areia grosseira de encontro ao obstáculo segundo Vieira (1995, 1997, 1999).	431
8.6 – Acumulação de areia grosseira de encontro a arbustos de urze (Fraga das Penas, 11/09/96).	434
8.7 – Acumulação de areia grosseira de encontro a um afloramento rochoso.	435
8.8 – Línguas de areia grosseira de encontro a tufo de vegetação herbácea no Planalto da Torre.	435
8.9 – Talude com cobertura de areia grosseira.	436
8.10 – Talude com cobertura de areia grosseira num episódio em que a cobertura na rampa é esparsa (Cântaro Raso, 14/12/00).	437
8.11 – Ondulações de areia grosseira na Fraga das Penas (10/04/01).	437
8.12 – Conjunto de pequenas ondulações de areia grosseira num colo próximo do Curral do Martins.	438
8.13 – Aspecto geral e detalhe de coberturas descontínuas de areia grosseira no Planalto da Torre.	439
8.14 – Acumulação arenosa de encontro à vegetação.	440
8.15 – Distribuição e orientação das acumulações arenosas na Serra da Estrela.	441
8.16 – Locais de recolha das amostras.	443
8.17 – Curvas granulométricas da camada superficial de acumulações arenosas das Serras da Estrela e do Gerês (Vieira, 1999).	443
8.18 – Curvas granulométricas da camada subsuperficial de acumulações arenosas das Serras da Estrela e do Gerês (Vieira, 1999).	445
8.19 – Dendrograma da Classificação Ascendente Hierárquica do sedimento (Vieira, 1999).	447
8.20 – Acumulação arenosa de encontro à vegetação estudada na área da Fraga das Penas.	449
8.21 – Acumulação arenosa de encontro à vegetação estudada na área do Cume.	449
8.22 – Curvas granulométricas das amostras recolhidas da acumulação arenosa da Fraga das Penas.	451
8.23 – Curvas granulométricas das amostras recolhidas da acumulação arenosa do Planalto da Torre.	451
8.24 – Micrografias de Microscópio Electrónico de Varrimento de grãos de quartzo da acumulação arenosa da Fraga das Penas.	457
8.25 – Micrografias de Microscópio Electrónico de Varrimento de grãos de quartzo da acumulação arenosa do Planalto da Torre.	458
8.26 – Linha pintada com <i>spray</i> numa acumulação arenosa de encontro à vegetação na Fraga das Penas (Fraga das Penas 1, 23/11/98).	462

8.27 – Localização dos pontos onde foram instaladas linhas pintadas na superfície de acumulações arenosas.	463
8.28 – Acumulação estudada (Fraga das Penas 2) com a linha pintada para efeitos de monitorização.	464
8.29 – Acumulação estudada (Cântaro Raso 1) com linha cor-de-laranja pintada para efeitos de monitorização.	464
8.30 – Acumulação de encontro a afloramento rochoso monitorizada no Cântaro Raso.	465
8.31 – Movimento dos grânulos pintados da acumulação arenosa do Cântaro Raso 1.	466
8.32 – Movimento registado nas acumulações arenosas monitorizadas no Cântaro Raso e na Fraga das Penas.	467
8.33 – Acumulação arenosa de encontro à vegetação estudada na área das Penhas Douradas.	470
8.34 – Acumulação arenosa de encontro à vegetação estudada na área da Malhada Alta.	471
8.35 – Movimento registado através de fotografias verticais nas acumulações da Malhada Alta e Penhas Douradas entre 30 de Novembro e 28 de Dezembro de 1997.	471
8.36 – Esquema do movimento registado através de uma fotografia vertical na acumulação do Cântaro Raso 1 entre 30 de Novembro de 1997 e 7 de Abril de 1998.	471
8.37 – Linha de grânulos pintados de acordo com a classe granulométrica instalada no Cântaro Raso no dia 13/12/00.	472
8.38 – Posição dos grânulos pintados segundo a dimensão no dia 15 de Abril de 2001 (Cântaro Raso).	473
8.39 – Movimento de cada classe granulométrica na experiência de monitorização do Cântaro Raso.	474
8.40 – Dimensão média do sedimento por cada classe de movimento na experiência de monitorização do Cântaro Raso.	474
8.41 – Movimento médio de cada classe granulométrica na experiência de monitorização do Cântaro Raso.	475
8.42 – Aspecto geral da localização dos calhaus instalados como obstáculo artificial ao movimento das areias e grânulos na área da Fraga das Penas.	476
8.43 – Evolução da acumulação de encontro aos obstáculos 3 e 4 instalados na Fraga das Penas.	477
8.44 – Evolução da superfície da acumulação arenosa de encontro a um afloramento rochoso.	479
8.45 – Talude com cobertura de areia grosseira monitorizado.	480
8.46 – Evolução do talude com cobertura de areia grosseira monitorizado no Cântaro Raso.	480
8.47 – Pormenor do talude com cobertura de areia grosseira monitorizado no Cântaro Raso.	481
8.48 – Sector com 30 x 30 cm limpo do material grosseiro superficial para efeitos de monitorização (Cântaro Raso, 22/11/98).	482
8.49 – Evolução do sector com 30 x 30 cm limpo do material grosseiro superficial.	482
8.50 – Velocidade e direcção do vento para quantitativos de precipitação medidos em intervalos de 6 horas nas Penhas Douradas (1989-99).	485
8.51 – Precipitação, velocidade e direcção do vento em intervalos de 6 horas na estação meteorológica das Penhas Douradas entre 30 de Novembro e 28 de Dezembro de 1997.	486
8.52 – Condições meteorológicas e processos envolvidos na génese das acumulações arenosas.	493
9.1 – Hipóteses do puxão e do empurrão pela congelação para o movimento de clastos no solo por crioexpulsão (Ballantyne e Harris, 1994, p. 87).	505
9.2 – Criorreptação máxima potencial, (Ballantyne e Harris, 1994, p. 114).	506
9.3 – Mecanismos de transporte de sedimentos por <i>pipkrakes</i> segundo Lawler (1993).	508
9.4 – Movimento de grânulos por <i>pipkrakes</i> associado ao aparecimento de microalvéolos de fusão, (Vieira, 1995).	509
9.5 – Movimentos do solo por gelifluxão e criorreptação, (Washburn, 1979, p. 201).	510
9.6 – Localização das montanhas referidas no texto.	516
9.7 – Aspectos da instalação da experiência de monitorização da crioexpulsão com grânulos pintados na Fraga das Penas em Dezembro de 1997.	522
9.8 – Percentagem de grãos recolhidos a diferentes profundidades em relação ao número total de grãos enterrados na profundidade de referência (coeficientes de crioexpulsão).	524
9.9 – <i>Nubbins</i> no solo em Malhada Alta (1400 m).	526
9.10 – Buracos em volta de pedras (Vale de Rossim, 1450 m).	527
9.11 – Bandeira de material fino a jusante de um obstáculo constituído por um calhau e uma raiz (Fraga das Penas, 1600 m).	528
9.12 – Corte antrópico levantado por <i>pipkrakes</i> com cerca de 10 cm de comprimento.	529
9.13 – <i>Pipkrakes</i> policíclicos com 17 cm de comprimento (Malhada Alta, 1400 m).	529
9.14 – Microtalude em corte no estradão da Malhada Alta (1400 m).	530
9.15 – Degrau de decapagem numa acumulação de material areno-siltoso no Covão do Boi.	531

9.16 – Solos em rede calibrados desenvolvidos num depósito de cheia na margem de um curso na Malhada Alta (1370 m).	533
9.17 – Rede calibrada incipiente delimitada por clastos centimétricos e um elemento decimétrico.	534
9.18 – Círculo calibrado na área da Fraga das Penas (1620 m).	535
9.19 – Formação dos solos calibrados em rede do Vale de Chambeyron de acordo com Pissart (1973, p. 42).	536
9.20 – Sequência observada por Ballantyne (1996, p. 421) no desenvolvimento de solos calibrados em rede.	538
9.21 – Solos calibrados em rede poligonal no Planalto da Torre (1920 m).	540
9.22 – Aspectos dos solos calibrados em rede poligonal do Planalto da Torre (aprox. 1900 m).	540
9.23 – Solo calibrado em rede poligonal visto em corte.	541
9.24 – Solo estriado não calibrado na área do Cume (1850 m).	542
9.25 – Alguns exemplos de solos estriados calibrados encontrados nos Planaltos da Serra da Estrela.	544
9.26 – Aspecto do carácter efêmero dos solos estriados calibrados criogénicos.	545
9.27 – Corte em solo estriado na Malhada Alta.	546
9.28 – Granulometria das estrias de material fino e grosseiro de um solo estriado calibrado da área da Fraga das Penas.	547
9.29 – Montículos em miniatura no Planalto da Fraga das Penas próximo de Perdigueiro (1650 m).	548
9.30 – Esquema conceptual para a evolução de montículos em miniatura com e sem vegetação (criptogâmicas), segundo Pérez (1996, p. 248).	549
9.31 – Mantos de solifluxão incipientes na área da Fonte dos Perus (1850 m).	550
9.32 – Lóbulos de solifluxão no Planalto da Torre.	551
9.33 – Microlóbulos de solifluxão na Fraga das Penas (1600 m).	551
9.34 – Crescentes de vegetação.	554
9.35 – Degraus de vegetação na área do Piornal (1700 m).	554
9.36 – Estádios na meteorização das rochas através de diferentes processos (Selby, 1993, p. 127).	558
9.37 – Desagregação superficial activa próximo do Cântaro Raso, num sector com muita humidade.	560
9.38 – Aspectos da desagregação criogénica de afloramentos graníticos alterados localizados fora da área glaciada.	560
9.39 – Aspectos da desagregação, provavelmente de origem crioclástica, em escarpas umbrias das áreas altas da Estrela.	561
9.40 – Desagregação actual provavelmente de origem crioclástica num afloramento na cabeceira do Covão do Ferro (1870 m).	562
9.41 – Aspectos da descamação de blocos graníticos por acção de incêndios (igniclastia) no Vale do Conde e na Alta Barroca das Lameiras.	564
9.42 – Detalhe de um líquen (grande mancha cinzenta) na superfície de um bloco granítico.	565
9.43 – Aspectos da corrasão nivo-eólica em blocos nos planaltos da Serra da Estrela.	567
9.44 – Aspectos do micromodelado causado pela corrasão nivo-eólica em blocos dos planaltos da Serra da Estrela.	568
9.45 – Tubo para monitorização da corrasão nivo-eólica instalado no Cântaro Raso.	569
9.46 – Marcas de corrasão nos tubos de PVC pintados e nos postos termométricos instalados na Serra da Estrela.	570
9.47 – Velocidade média mensal do vento (km/h) por rumo na estação meteorológica das Penhas Douradas no período de 1953-88.	570
9.48 – Localização dos tubos de corrasão e intensidade da corrasão.	571
9.49 – Pequeno nicho de nivação (Salgadeiras, 1850 m).	575
9.50 – Aspectos da influência dos neveiros na sedimentação.	575
9.51 – Nicho de nivação controlado pela estrutura e neveiro no Cântaro Raso (1890 m).	576
9.52 – Neveiro com fendas de tracção transversais denotando movimento da massa de neve (Alto da Torre, 1950 m).	576
9.53 – Cântaro Gordo visto de oeste ilustrando a dissimetria entre as vertentes norte e sul.	579
9.54 – Aspectos dos desabamentos da vertente norte do Cântaro Gordo.	579
9.55 – Aspectos do local do topo do Cântaro Gordo de onde são provavelmente originários os blocos desabados em 2000/01.	580
9.56 – Desabamento ocorrido em 2002 no Corredor das Roseiras (base da vertente noroeste do Cântaro Magro).	581
9.57 – Aspectos da escoada de detritos do Espinhaço de Cão.	583
9.58 – Precipitação em intervalos de 6 horas em Novembro e Dezembro de 2002 nas Penhas Douradas (Fonte: Boletim Meteorológico Diário, IM).	584
9.59 – Aspecto contrastado no escoamento no cone de detritos da Barroca das Lameiras.	585

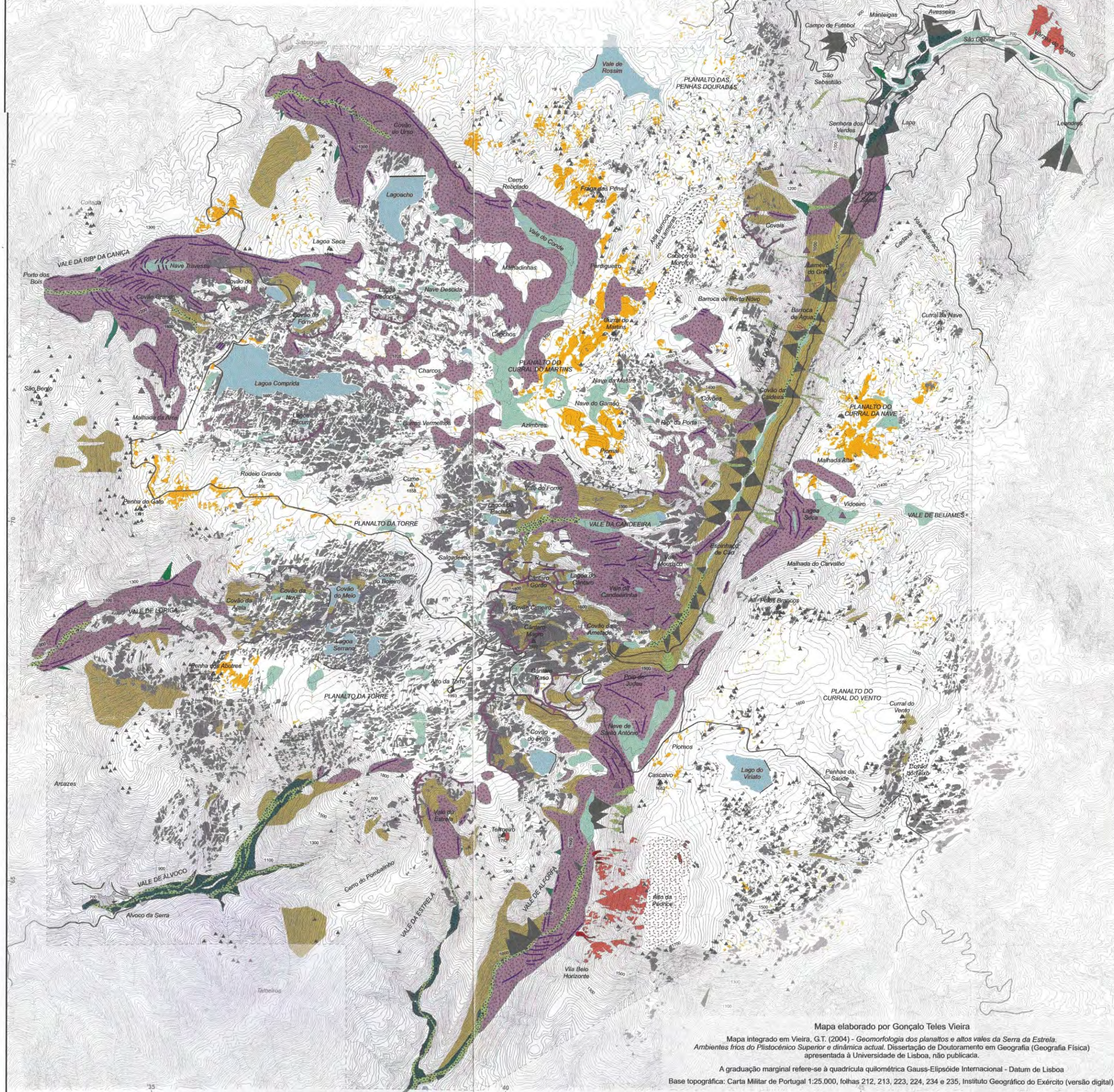
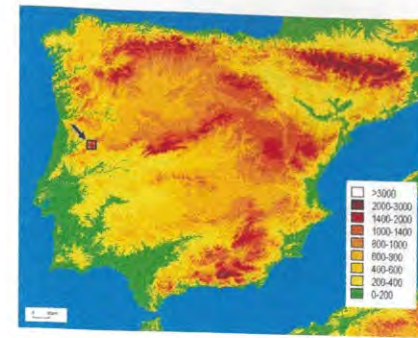
9.60 – Aspectos do escoamento em situações de chuva com fusão da neve em altitude na Ribeira da Candeeira e no cone de detritos dos Covões (Vale do Zêzere).....	585
10.1 – Localização dos locais de monitorização microclimática e das estações meteorológicas da área alta da Serra da Estrela.....	590
10.2 – Detalhe do sistema automático de aquisição de dados Tiny Talk II.	593
10.3 – Características do posto termométrico para a monitorização da temperatura do ar.	595
10.4 – Posto termométrico automático da Fraga das Penas.	596
10.5 – Sistema de monitorização das temperaturas do solo.	597
10.6 – Características do posto termométrico para a monitorização da temperatura do solo.	597
10.7 – Características do posto termométrico para a monitorização da temperatura da rocha.	598
10.8 – Instalação do sistema de monitorização das temperaturas da rocha na vertente norte do Cântaro Gordo.	599
10.9 – Relação entre a temperatura média diária do ar nos postos termométricos da Fraga das Penas e do Cântaro Gordo (Dezembro de 1999 a Março de 2001).....	601
10.10 – Regressão entre a temperatura média diária do ar no posto termométrico da Fraga das Penas e na estação meteorológica das Penhas Douradas (Dezembro de 1999 a Março de 2001).....	602
10.11 – Regressão entre a temperatura média diária do ar na estação meteorológica das Penhas Douradas e o posto termométrico do Cântaro Gordo.	602
10.12 – Regressão entre a temperatura média mensal do ar na estação meteorológica das Penhas Douradas e o posto termométrico do Cântaro Gordo.	603
10.13 – Temperaturas médias mensais, máximas absolutas e mínimas absolutas do ar entre Dezembro de 1999 e Março de 2001 no posto termométrico do Cântaro Gordo.	605
10.14 – Temperaturas médias mensais, máximas absolutas e mínimas absolutas do ar entre Dezembro de 1999 e Março de 2001 no posto termométrico da Fraga das Penas.....	605
10.15 – Aspecto geral da área de estudo da Fraga das Penas.....	609
10.16 – Cântaro Gordo visto de oeste.	610
10.17 – Temperaturas médias mensais do solo a 1 cm de profundidade nos postos termométricos do Cântaro Gordo e Fraga das Penas entre Dezembro de 1999 e Março de 2001.....	612
10.18 – Temperaturas máximas absolutas do solo a 1 cm de profundidade nos postos termométricos do Cântaro Gordo e Fraga das Penas entre Dezembro de 1999 e Março de 2001.....	613
10.19 – Temperaturas mínimas absolutas do solo a 1 cm de profundidade nos postos termométricos do Cântaro Gordo e Fraga das Penas entre Dezembro de 1999 e Março de 2001.....	614
10.20 – Número de dias com temperatura máxima do solo a 1 cm de profundidade inferior a 0°C nos postos termométricos do Cântaro Gordo e Fraga das Penas.	614
10.21 – Número de dias com temperatura máxima do solo a 15 cm de profundidade inferior a 0°C nos postos termométricos do Cântaro Gordo e Fraga das Penas.	615
10.22 – Número de dias com oscilações de temperatura em torno de 0°C no ar nos postos termométricos do Cântaro Gordo e Fraga das Penas.	616
10.23 – Número de dias com oscilações de temperatura em torno de 0°C no solo a 1 cm de profundidade nos postos termométricos do Cântaro Gordo e Fraga das Penas.	617
10.24 – Número de dias com oscilações de temperatura em torno de 0°C no solo a 15 cm de profundidade nos postos termométricos do Cântaro Gordo e Fraga das Penas.	617
10.25 – Relação entre o número de ciclos em torno de 0°C no ar e no solo no posto termométrico da Fraga das Penas.	618
10.26 – Relação entre o número de ciclos em torno de 0°C no ar e no solo no posto termométrico do Cântaro Gordo.	618
10.27 – Tipologia dos regimes térmicos diários do solo.....	620
10.28 – Regimes térmicos do solo no Cântaro Gordo e na Fraga das Penas e dados meteorológicos da estação das Penhas Douradas.....	622
10.29 – Frequência dos diferentes tipos de regime térmico do solo na Fraga das Penas e no Cântaro Gordo.....	623
10.30 – Temperatura média da rocha a 1 cm de profundidade nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo.....	632
10.31 – Temperatura média da rocha a 17 cm de profundidade nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo.....	632
10.32 – Diagramas solares para as vertentes norte e sul do Cântaro Gordo.	633
10.33 – Insolação potencial nas vertentes sul e norte do Cântaro Gordo ao longo do ano.	634
10.34 – Trajectória aparente do Sol no céu acima do horizonte no Alto da Torre nos solstícios.	635
10.35 – Radiação solar potencial (directa+difusa) nos locais de monitorização das temperaturas nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo, nos solstícios e equinócios.	636

10.36 – Radiação solar medida na estação meteorológica do Alto da Torre num dia de céu limpo e resultados da modelização da radiação solar potencial (programa Geosol).	636
10.37 – Temperaturas médias mensais do ar e da rocha a 17 cm de profundidade nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo.....	637
10.38 – Temperaturas mínimas absolutas mensais da rocha a 1 cm de profundidade nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo.....	638
10.39 – Temperaturas máximas absolutas mensais da rocha a 1 cm de profundidade nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo.....	638
10.40 – Número mensal de ciclos gelo-degelo na rocha a 1 cm de profundidade nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo.	639
10.41 – Número mensal de dias com temperatura máxima na rocha a 1 cm de profundidade inferior a 0°C nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo.	640
10.42 – Relação entre as temperaturas do ar no topo do Cântaro Gordo, e o número de ciclos gelo-degelo na rocha a 1 cm de profundidade nas vertentes norte e sul.	640
10.43 – Relação entre os ciclos gelo-degelo no ar no topo do Cântaro Gordo, e o número de ciclos gelo-degelo na rocha a 1 cm de profundidade nas vertentes norte e sul.	641
10.44 – Relação entre os ciclos gelo-degelo na rocha a 1 cm de profundidade nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo.	642
10.45 – Número mensal de dias com temperatura máxima na rocha a 17 cm de profundidade inferior a 0°C nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo.	642
10.46 – Relação entre a temperatura média mensal do ar e o número de dias com temperatura máxima inferior a 0°C a 17 cm de profundidade nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo.	643
10.47 – Tipos de regime térmico diário da rocha identificados nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo.	645
10.48 – Frequência de ocorrência dos diferentes tipos de regime térmico da rocha nas vertentes sul e norte do Cântaro Gordo.	645
10.49 – Tipos de regime térmico da rocha nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo entre Dezembro de 1999 e Março de 2001 e condições meteorológicas.	647
10.50 – Modelo conceptual do efeito da exposição nos regimes térmicos da rocha em sectores de vertente verticais, da parte alta da Serra da Estrela.	651
11.1 – Zonagem altitudinal e sazonal dos regimes térmicos diários do solo na Serra da Estrela.....	654
11.2 – Andares geomorfológicos e principais processos actuais na Serra da Estrela.	662



Mapa Geomorfológico dos Planaltos e Altos Vales da Serra da Estrela

Escala 1:50.000



- Curva de nível (altitude em metros)
- Vértice geodésico (altitude em metros)
- Área urbana
- Estrada alcatroada
- Curso de água
- Albufeira
- Lagoa
- Colmatações de bacias ou fundos de vale (incl. Planícies aluviais)
- Cone de detritos e canal de alimentação
- Talude de detritos
- Cristas areno-cascalhentas
- Acumulações grosseiras nos vales
- Terraço fluvio-glaciário
- Terraço de obstrução lateral
- Circo glaciário
- Umbral glaciário
- Crista morénica
- alinhamento morénico provável
- Acumulação morénica
- Acumulação morénica provável
- Principais cortes em till
- Vertente de blocos
- Lóbulos de pedras
- Campo de blocos
- Glaciar rochoso
- Afloramento de rocha nua
- Formas de tor
- Superfícies com areias grosseiras nos planaltos (sem vegetação)

Mapa elaborado por Gonçalo Teles Vieira

Mapa integrado em Vieira, G.T. (2004) - Geomorfologia dos planaltos e altos vales da Serra da Estrela. Ambientes frios do Pliocénico Superior e dinâmica actual. Dissertação de Doutoramento em Geografia (Geografia Física) apresentada à Universidade de Lisboa, não publicada.

A graduação marginal refere-se à quadrícula quilométrica Gauss-Elipsóide Internacional - Datum de Lisboa

Base topográfica: Carta Militar de Portugal 1:25.000, folhas 212, 213, 223, 224, 234 e 235, Instituto Geográfico do Exército (versão digital).

Escala 1:50.000

