

Contributo para o estudo da morfologia das Serras de Campelos e Maragotos*

haura Maria Soares

INTRODUÇÃO

O presente trabalho tem como objectivo principal o estudo da morfologia das Serras de Campelos e Maragotos e algumas das depressões que lhes estão associadas, pretendendo-se basicamente avaliar a importância que, na sua génese, poderão ter desempenhado os condicionamentos de ordem estrutural, nomeadamente a coexistência de diferentes tipos de granitóides.

Os motivos que nos levaram a seleccionar tal temática, não são alheios ao facto de grande parte dos estudos geomorfológicos sobrevalorizarem a geodinâmica externa, para explicar a diversidade de formas impressas em áreas graníticas. A componente interna é geralmente reduzida a factores ligados à actuação da tectónica, centrando-se geralmente nos efeitos que uma maior ou menor rede de fracturação poderá induzir. Deste modo, grande parte das questões associadas às características intrínsecas dos granitos têm sido por vezes relevadas para segundo plano, constituindo essencialmente objecto de estudo dos geólogos. No entanto, se factores como a composição química e mineralógica, dimensão do grão, textura e porosidade, podem conduzir ou facilitar o desenvolvimento de formas específicas, então entram no contexto geomorfológico, não podendo nunca restringir-se ao campo específico da Geologia. E podemos mesmo ir mais longe: se tais características derivam, em parte, do processo genético e tempo de instalação dos granitóides, estes elementos também devem ser contemplados.

Assim, podemos considerar que o nosso trabalho se insere na perspectiva de uma *Geomorfologia Litológica*, tal como foi definida por A. Reynaud (1971) e aplicada por vários autores ligados à escola francesa, embora integre igualmente uma acepção mais vasta: uma Geomorfologia que estuda as formas de relevo tendo em conta as particularidades de cada grande tipo de rocha, mas sem ignorar que a morfogénese resulta da acção

* Síntese da Tese de Mestrado em Geografia Física, apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra em 1992 e defendida em 1993.

conjugada dos vários factores que fazem parte do Sistema Geomorfológico.

De qualquer modo, partimos de uma ideia básica: se numa determinada área coexistem granitos de origem diferente, instalados em períodos também diferentes, tal fica provavelmente impresso nas características das rochas, cujo comportamento, face aos processos morfogenéticos, poderá influenciar a modelação de formas. Se esta hipótese pode ou não confirmar-se é o que pretendemos verificar na nossa área de estudo, seleccionada precisamente porque reúne alguns dos condicionamentos expressos.

Situadas próximo de Paços de Ferreira, a cerca de 35 Km do Porto, as Serras de Campelos e Maragotos desenvolvem-se a cotas pouco superiores a 500m (fig. nº1). No seu conjunto, formam um maciço alongado que pode ser subdividido em quatro blocos, individualizados pelo forte encaixe da rede hidrográfica, aproveitando falhas de direcção NW-SE. O primeiro, constituído pela Serra de Campelos (a SW), atinge, no ponto de máxima altitude, 577m. Apresenta o aspecto geral de um domo granítico com vertentes de forte declive, conservando no topo uma superfície relativamente plana, embora evidencie uma certa degradação face ao desenvolvimento de vales pouco profundos. Imediatamente a seguir encontra-se o bloco de Ermida, a cotas pouco superiores a 450m. Constitui como que um degrau que separa a Serra de Campelos do Alto da Senhora, que, formando a terceira unidade, se integra já no domínio das corneanas. Um importante vale de fractura estabelece a transição para o último compartimento considerado, ou seja, a Serra de Maragotos. Atingindo no ponto mais alto a cota de 505m, esta apresenta uma forma ligeiramente alongada, vertentes com declive acentuado de perfil mais ou menos rectilíneo e, no topo, é possível observar a presença de retalhos planos relativamente extensos e mais conservados do que os da Serra de Campelos.

Nas áreas periféricas ao conjunto deste maciço, desenvolvem-se uma série de pequenas depressões, que, pela configuração e dimensões variáveis, associadas ao tipo de material subjacente, poderão constituir alvéolos.

A definição precisa dos limites da área em estudo, de acordo com os objectivos definidos, seguiu critérios relacionados com a necessidade de abranger a maior variedade possível de granitóides e contemplar alguns aspectos morfológicos: a Norte prolonga-se até Formil, incluindo na sua totalidade a depressão de Barrosas (Sta. Eulália) - Caldas de Vizela; a Sul estende-se até à confluência do Rio Mezio com o Rio Sousa, que estabelece igualmente o limite a Sudeste e Este até Lordelo, ponto a partir do qual a "fronteira" passa a ser definida pela Ribeira da Longra; finalmente a Oeste, considerámos um limite que coincide, grosso modo, com o interflúvio que separa a drenagem do Rio Sousa da do Rio Ferreira.

Relativamente à estrutura do trabalho e considerando o tempo

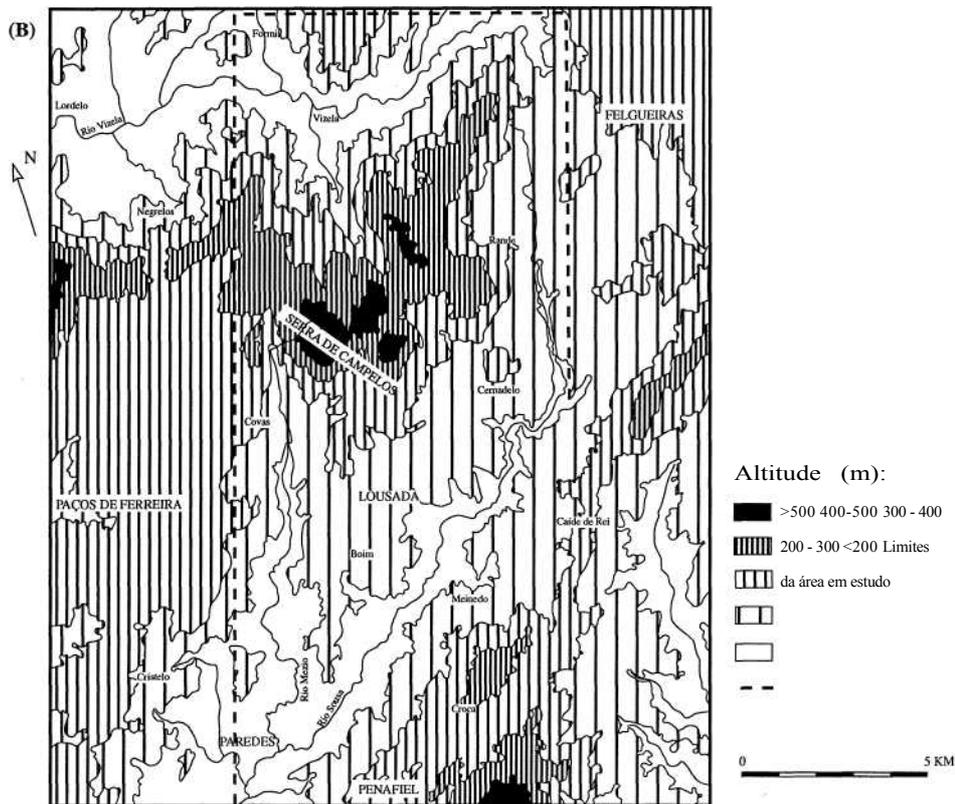


Fig. 1 — Localização da área em estudo

disponível para a sua elaboração, foi definido um plano que contempla uma subdivisão em quatro capítulos. O primeiro, desenvolve-se essencialmente em torno de questões estruturais. Parte de uma breve introdução teórica em que são apresentadas algumas considerações em torno das rochas granitóides e se tenta definir o modelo de evolução paleogeográfica da área, para uma caracterização mais objectiva centrada na litologia e tectónica¹. No segundo capítulo, abordam-se questões relacionadas com os factores que facilitam a alteração dos granitos, inserindo no seu contexto uma análise aplicada aos termos específicos da nossa área. Pretende-se basicamente estabelecer uma escala de resistência dos diferentes materiais, para que seja possível avaliar, face a prováveis diferenças de alterabilidade, se a erosão diferencial pode constituir um factor importante para justificar, pelo menos em parte, a morfologia actual. No terceiro, tentámos analisar a forma como se desenvolve a alteração, através do estudo de alguns perfis. Procurámos assim definir as modificações mais importantes que os materiais sofrem no decorrer deste processo e, com base nos resul-

¹ No presente texto, devido à exigência de síntese, foi suprimida a primeira parte do capítulo inicial, relativa à evolução das classificações das rochas granitóides.

tados obtidos, expressar a intensidade que a meteorização assume. Finalmente, no quarto capítulo, discutem-se os principais traços morfológicos da área, conjugando as informações anteriores para explicar a sua evolução.

I. CARACTERÍSTICAS ESTRUTURAIS DA ÁREA EM ESTUDO

1. Contexto estrutural. Reconstituição sumária do ciclo hercínico

A área em estudo, encontra-se inserida no Maciço Hespérico, constituindo este a mais vasta unidade morfoestrutural no conjunto do território português. Intimamente associado ao desenvolvimento da orogenia hercínica, este maciço pode ser subdividido em diferentes zonas (separadas por grandes acidentes de direcção NW-SE), que se caracterizam de forma diversa relativamente à paleogeografia, estilo tectónico, magmatismo e metamorfismo (A.Ribeiro *et al.* 1979).

Com efeito, apesar da pretensa homogeneidade que parece traduzir, a verdade é que a orogenia não actuou nem no tempo nem no espaço do mesmo modo, deslocando-se das zonas internas (Oeste-Asturiana-Leonesa, Centro Ibérica e Ossa-Morena) para as externas (Zona Cantábrica e Sul Portuguesa) e determinando efeitos bastante mais acentuados nas primeiras.

Inserida na Zona Centro Ibérica, a nossa área sofreu uma evolução condicionada pelas particularidades do orógeno neste sector do Maciço, particularidades essas que têm vindo a ser justificadas através de um modelo apresentado inicialmente por A.Ribeiro *et al.* (1983). Considerado ainda hoje bastante polémico, ele integra a orogenia hercínica no contexto global da Tectónica de Placas, teoria que veio impor ao mundo científico uma reformulação exaustiva de antigos conceitos, obrigando-nos a encarar a evolução do globo no seio de um quadro integrador.

1. 1. Fase de geossinclinal

A fase de geossinclinal do ciclo hercínico, desenvolve-se entre o Pré-Câmbrico Superior e o Devónico Médio. Durante aproximadamente os 200 milhões de anos que os separa, assistiu-se à deposição de espessas séries sedimentares em ambiente marinho. Com efeito, segundo E. Pereira (1988, p.21), "*(...) a vasta região compreendida pelos sectores sul da Província de Salamanca, Montes de Toledo, Alcudia e Estremadura, em Espanha, e Beiras, em Portugal, constituía no final do Cadomiano uma bacia subsidente (...)*", desenvolvida sobre o soco Pré-Câmbrico. A sua génese estaria associada a um processo de estiramento crustal que implicou uma forte subsidência, acompanhada pela formação de falhas normais à superfície que, em profundidade, se traduziam por cisalhamentos dúcteis (N.Ferreira *et al.* 1987). A medida que estes processos evoluíam, a bacia sedimentar inicial assumia maiores proporções, transformando-se no "Fosso Centro-Ibérico" e indiciando o começo provável de uma oceanização, considerando as fases

estabelecidas pelo ciclo de Wilson (J.P.Bard et al, 1973). Este fosso localizava-se provavelmente entre o continente Gondwana e a Armórica, englobando no seu sector mais interno a Z.C.I. (E. Pereira, 1988)¹.

No entanto, embora no final do Câmbrico assumisse já grandes proporções, não constituía ainda um verdadeiro oceano. Alimentado essencialmente pelo desmantelamento do continente Cadomiano, foram-se acumulando neste fosso sedimentos expressos por séries de tipo flysch, das quais faz parte, nomeadamente, o Complexo-Xisto-Grauváquico (A.Ribeiro et al.1979)².

A deposição destas séries foi perturbada no final do Câmbrico e também no final do Ordovícico. Segundo E. Pereira (1988, p.27), os movimentos sardos permitiram uma rápida colmatação do fosso, ao mesmo tempo que "(.>) em profundidade, por mecanismos análogos aos que geram granitos tipo S (...), pode produzir-se magmatismo e plutonismo ácido do tipo Olho de Sapo (...)" . No final do Ordovícico, que constitui um período de relativa estabilidade (traduzida pela deposição de materiais finos), verificam-se novos movimentos que vão implicar, para além de uma intensa fracturação, a ocorrência de episódios de metamorfismo e magmatismo básico. Segundo Oen (1970), datariam deste período alguns granitos alcalinos do Alto Alentejo e Galiza Ocidental.

A partir do Silúrico, a bacia centro-ibérica começa a sofrer grandes alterações, devidas ao facto da Armórica iniciar uma trajectória em direcção ao polo Norte, afastando-se cada vez mais da Gondwana. Tal implicou uma rápida expansão do fundo oceânico, uma aceleração da subsidência e deu origem à abertura do Paleo-Téthys (consumada no Devónico inferior), que passa a englobar o fosso centro-ibérico (fig.n^o2). Assim, e ainda segundo E. Pereira (1988, p.31), a bacia em distensão do final do Cadomiano, foi "(...) precursora do fosso centro-ibérico, inicialmente e do Paleo-Téthys posteriormente" .

No entanto, a sua "vida" foi relativamente curta: se os sedimentos do Devónico Médio são os últimos de fácies marinha na Z.C.I., conclui-se que, imersa até este período, sofreu posteriormente todos os condicionamentos ligados à tectogénese, que vão culminar com o seu soerguimento (A. Araújo, 1991). Com efeito, os terrenos do Devónico Médio ocupam uma extensão reduzida, conservando-se apenas no núcleo de sinclinais profundos (A.Ribeiro et al. 1979).

* A localização das diferentes zonas paleogeográficas no contexto temporal em questão, não é muito clara nas obras consultadas. No entanto, se considerarmos a subdivisão da cadeia hercínica em dois ramos (norte e sul), segundo caracterização proposta por A.Ribeiro et al. podemos assinalar que o ramo norte, englobando as zonas Centro Ibérica, Oeste-Asturiana-Leonesa e Cantábrica, localizar-se-ia na placa Armoricana e o ramo sul, do qual fariam parte as zonas de Ossa Morena e Sul Portuguesa, estaria integrado no Gondwana. Se associarmos os elementos definidos, podemos considerar que os dois ramos se encontravam separados pelo referido fosso, que seria então limitado pela Cantábria a NE e E e pela Ossa Morena a SW e S. Estas séries encontram-se representadas fora dos limites da nossa área, para SW, próximo de S. Pedro da Cova e no núcleo do anticlinal de Valongo.

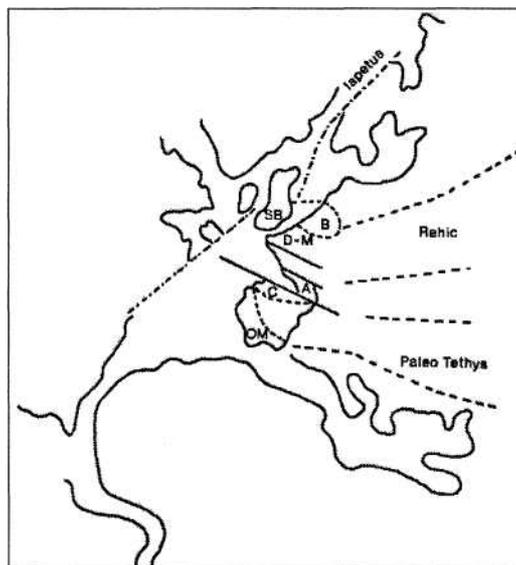


Fig. 2 — Situação no início do Devónico. Fragmentos de soco: SB-B - Sul Britânico-Brabant (Eburneano - Cadomiano-Caledoniano); D-M - Domnomeo-Manceliano (Cadomiano); C-Cantábria (Cadomiano; A-Aquitânia (Eburneano - Cadomiano); OM-Ossa Morena (Eburneano-Cadomiano). (Extraído de E. Pereira, 1988).

Convém referir que na nossa área não existem praticamente vestígios dos materiais acumulados durante esta fase. Verifica-se apenas a presença de pequenos retalhos de xistos e metagrauvaques do Landoveriano, já bastante deformados, bem como uma faixa de metassedimentos recristalizados, inseridos na orla de metamorfismo de contacto que envolve alguns granitos.

1. 2. Fase de Tectogénese.

A fase de tectogénese, que se situa entre o Devónico Médio e o Vestefaliano Superior, está intimamente ligada ao encerramento do Paleotétys, formalizado por um processo que conduziu à colisão entre os continentes que o limitavam. Deste modo, assistiu-se à "fusão" dos dois ramos da cadeia hercínica que, até então, teriam sofrido uma evolução separada (A.Ribeiro *et al.* 1983).

O modelo que referimos de início e que explica este processo, considera que o fecho do oceano está associado a um complexo mecanismo designado "*flake tectonics*", que envolve, "(...)simultaneamente, subducção e obducção da placa oceânica no sentido Este (...)", culminando com a colisão dos continentes e com a emersão da cadeia hercínica (E. Pereira, 1988, p. 29)¹.

Durante este período, vamos assistir a uma abundante produção de

¹

Esta colisão ter-se-ia processado ao longo da linha de sutura que estabelece o contacto entre a Zona Centro Ibérica e a Zona de Ossa Morena.

granitóides, cuja gênese está associada aos diferentes momentos e processos envolvidos nas três principais fases da tectogênese. Na sequência de F1, assiste-se ao encerramento do Paleo-Téthys, protagonizado pelo processo de evolução do floco tectónico, que termina com a colisão das massas continentais envolvidas. Tal foi responsável pela deformação de todos os terrenos e pelo desenvolvimento de mantos de carreamento, que sofrem um transporte "(•• >) de cerca de 200Km entre a zona de raízes a W e NW do Porto, até às posições hoje ocupadas nos maciços de Morais e Bragança". (E. Pereira, 1988, p.30)¹. Segundo o mesmo autor, nesta altura ter-se-ia verificado a produção de granitos nessa zona de raízes, dos quais fazem parte, nomeadamente, os da Foz e Leça da Palmeira. Estes apresentam-se bastante deformados não só pelas fases posteriores mas ainda por F1, integrando-se no contexto dos granitóides da série alcalina definida por A.Ribeiro *et al* (1979), correspondendo a granitos gneissicos cuja instalação data sensivelmente de 350±10 M.A.

A partir do Turnaciano, com F2, assiste-se à instalação de granitos mesocrustais de duas micas e essencialmente alcalinos. A sua gênese parece estar associada a processos de anatexia húmida da parte média da crosta, induzida provavelmente pelo metamorfismo regional. Facilitada pelo jogo de cisalhamentos que caracterizam esta fase de deformação, a instalação destes granitos processa-se durante F2 mas prossegue na fase seguinte. Com efeito, na área encontramos granitos deste tipo, sin F3.

No final do Namuriano verifica-se a instalação do grupo de granitóides calcoalcalinos biotíticos. Segundo A. Ribeiro *et al* (1983), eles "(.) resultam da fusão da crosta inferior (e do manto?) desencadeada por subducção para leste do ramo inferior da "flake" (citado por E. Pereira, 1988 p.30). Subdividem-se em três séries, cuja distribuição espacial, em faixas alinhadas paralelamente a cisalhamentos importantes, reflecte igualmente uma instalação por eles condicionada. Alguns dos granitos da nossa área incluem-se neste grupo dos calcoalcalinos biotíticos, sendo possível identificar tipos pertencentes às seguintes séries atrás referidas: granodioritos precoces instalados ante a sin F3 nas zonas limítrofes do cisalhamento Vigo-Régua; granitos porfiróides de grão grosseiro, sin a tardi F3, localizados em faixas laterais à série anterior; granitos porfiróides da série tardia, muito diferenciados, cuja instalação é controlada por falhas NW-SE e NE-SW (ver quadro n^o1).

1. 3. Fase Final

Entre o Vestefaliano Superior e o Pérmico, assiste-se à fase de reajustamento isostático da cadeia hercínica. Com efeito, começa a verificar-se o seu soerguimento, acompanhado por forte erosão, fracturação e as últimas intrusões magmáticas (A.Ribeiro *et al* 1979).

¹ A Unidade de Vila Nune, da qual encontramos vestígios na nossa área, constitui uma das unidades transportadas.

Na realidade, no período posterior a F3 assiste-se à fracturação frágil da cadeia, que assume direcções preferenciais NW-SE e NNE-SSW, facilitando a ascensão e instalação dos granitóides calcoalcalinos mais tardios (Estefaniano e Pérmico). Esta série é encerrada por um grande número de filões de pegmatitos, aplitos e quartzo, que preenchem os blocos fracturados.

Com a estabilização térmica, levantamento e fracturação da cadeia, completa-se o ciclo hercínico.

2. Litologia

2. 1. Caracterização dos materiais.

Como já referimos, do ponto de vista litológico a área seleccionada caracteriza-se pelo domínio quase total de rochas granitóides, inseridas no contexto de um extenso cordão orientado NW-SE, que se prolonga do Minho às Beiras. O desenvolvimento dos diferentes tipos em faixas paralelas aos cisalhamentos Vigo-Régua e Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão, assinala a sua forte dependência genética relativa ao orógeno hercínico, na sua especificidade de actuação na Z.C.I. (fig. n^o3).

Conjugando informações obtidas a partir das cartas geológicas que abrangem o sector em estudo, é possível identificar os seguintes granitóides, do termo mais antigo para o mais recente:

- I - Granodiorito de Felgueiras
- II- Granito de Lousada
- III- Granito de Guimarães e Santo Tirso
- IV- Granito de Lustosa e Regilde
- V- Granodioritos e raros quartzodioritos biotíticos
- VI- Granito de Burgães, Selho e Arões¹.

Para além destes materiais, assinala-se ainda a presença de pequenas manchas de xistos e metagrauvaques da "Unidade de Vila Nune" e a estreita faixa de metassedimentos recristalizados constituída, em regra, por corneanas pelíticas (fig. n^o4).

Granodiorito de Felgueiras (I)

Constituindo um maciço de forma alongada, o granodiorito de Felgueiras ocupa o sector mais oriental da nossa área, entre Penacova (a Norte) e Lousada-S.Miguel (a Sul).

Por definição, trata-se de um granodiorito porfiróide, orientado, biotítico, com grandes megacristais de feldspato potássico, ante a sintectónico relativamente a F3. De todos os granitóides é o que apresenta cor mais escura, evidenciando uma matriz muito rica em biotite, bem como um teor de plagioclase (essencialmente oligoclase e andesina) que, em

¹ Esta sequência levanta algumas dúvidas que serão discutidas no ponto 2..2.

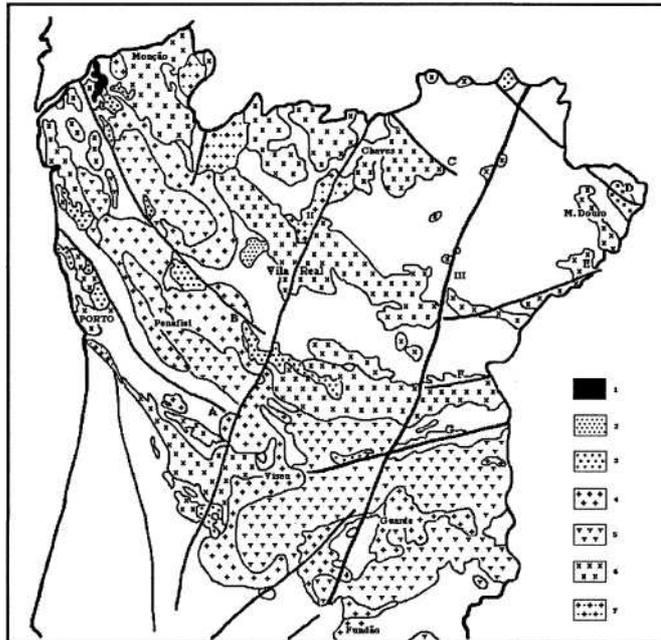
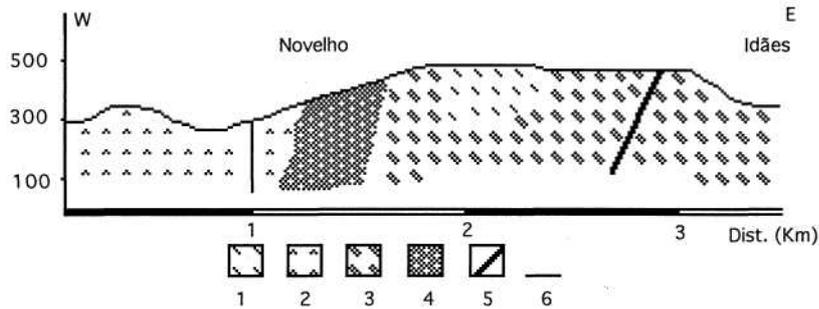


Fig. 3 — Distribuição dos granitóides. 1. Granitóides Pré-Orogénicos; 2. Granitóides Sinorogénicos Ante F3; 3. Granitóides Sinorogénicos biotíticos Sin F3; 4. Granitóides Sinorogénicos biotíticos Tardi F3; 5. Granitóides Sinorogénicos biotíticos Tardi a pós F3; 6. Granitóides Sinorogénicos de duas micas Sin a Tardi F3; 7. Granitóides Tardi a pós orogénicos; A a G - cisalhamentos; I a III - Falhas (Adaptado de N. Ferreira et al, 1987).

dadas amostras, chega a atingir 45% (M. Andrade, F. Borges, F. Noronha, 1985).

Em relação aos megacristais de feldspato potássico, embora também presentes nos granitos dos grupos III, V e VI, quase poderíamos afirmar que constituem a característica mais importante do granodiorito de Felgueiras. Com efeito, para além de se destacarem perfeitamente da matriz como se constituíssem núcleos resistentes, ocupam grande parte da superfície da rocha em resultado do seu grande número e principalmente dimensões, chegando a atingir 12,8cm de comprimento por 3,6cm de largura (fot. n^o1). Refira-se ainda o facto de se encontrarem orientados segundo uma direcção preferencial (NW-SE), o que, conjugado com outros elementos (nomeadamente a presença de extinções ondulantes no quartzo), parece indiciar um forte condicionamento tectónico, o que não é estranho uma vez que se localizam próximo da área de cisalhamento Vigo-Régua. Efectivamente, F. Pinto (1974) sugere que a génese destes megacristais está associada à intervenção de fluidos metassomáticos ricos em potássio (numa fase tardia do processo de cristalização), provavelmente facilitada por forças compressivas que, promovendo a formação de fracturas, permitiu a circulação dos fluidos, orientando-os na direcção do movimento.

Constituindo o substrato litológico mais importante da Serra de Maragotos, o granodiorito contacta a oriente com a formação de Vila Nune, a NW e SE com o granito de Guimarães e Sto. Tirso e a Oeste com os metassedimentos recristalizados. É cortado por uma densa rede de falhas certas e prováveis, segundo um sistema conjugado NW-SE e NE-SW. Este último, talvez mais tardio, permitiu o desenvolvimento de inúmeros filões de rochas básicas, quartzo e aplitos, assumindo estes últimos grande expressão (fig.n^o5).



Alt.
(m)

Fig. 5 — Corte Geológico (Serra de Maragotos). 1. Xistos e metagrauwauques do Landoveriano (Unidade de Vila Nune); 2. Metassedimentos recristalizados (corneanas da orla de metamorfismo de contacto); 3. Granodiorito de Felgueiras; 4. Aplito; 5. Filão de rochas básicas; 6. Falha provável.

Granito de Lousada (II)

O granito de Lousada forma um núcleo de dimensões extremamente reduzidas (cerca de 100m²), localizado entre Rabada, a NW e Outeiro, a SE. O afloramento melhor conservado situa-se nas imediações da Casa da Bouça, revelando indícios de ter sido explorado durante algum tempo.

Ao contrário de todos os granitóides da área, com excepção do de Lustosa e Regilde ao qual se assemelha bastante, é um granito de duas micas, evidenciando uma matriz de grão médio e textura não porfíroide. A sua instalação é contemporânea de F3.

Como se pode observar no esboço litológico (fig.n^o4), encontra-se envolvido pelo granito de Guimarães e Sto. Tirso, com o qual contacta de forma pouco nítida. Provavelmente teria constituído um maciço de maiores dimensões, em parte "digerido" pela intrusão do granito posterior, uma vez que não se encontram vestígios da sua presença em nenhum outro ponto da nossa área.

Granito de Guimarães e Sto. Tirso (III)

Este granito distribui-se em dois* ramos principais que se desenvolvem paralelamente a importantes acidentes (fig.n^o3). Na nossa área (incluída no ramo ocidental), constitui um afloramento de grandes dimensões que se estende desde Formil ao Rio Sousa, embora seja possível dividi-lo em dois sectores, cuja descontinuidade é marcada pela presença do granito de Lustosa e Regilde e orla de metamorfismo de contacto definida

pelas corneanas.

Pelas suas características, é identificado como um "monzogranito biotítico, porfiróide, de grão grosseiro", constituindo uma série intermédia, sin a tardi F3 (fot.n^o2). O teor de feldspato potássico é bastante importante e superior ao de plagioclase, que não ultrapassa, geralmente, os 25%. Assim como o granodiorito de Felgueiras, também apresenta megacristais de feldspato potássico, embora algo diferentes: são mais pequenos (4-5cm de comprimento por 1-1,5cm de largura), destacam-se pouco da matriz e embora se encontrem orientados segundo uma direcção similar, esta só é visível em alguns sectores.

Em determinados locais, nomeadamente próximo das cabeceiras do Rio Mezio, é possível observar a existência de encraves (fot.n^o3). Estes constituem núcleos esféricos de textura microgranular, que provavelmente correspondem a fragmentos de rochas metassedimentares recristalizadas, envolvidos na sua massa à medida que se instalava a níveis mais elevados da crosta (A.Medeiros; E.Pereira; A.Moreira, 1980).

Encontra-se igualmente afectado por uma densa rede de fracturação, que, conjugada com a dimensão do grão da matriz, poderá em parte justificar a sua forte alterabilidade. Convém ainda referir que é precisamente neste granito que vamos encontrar algumas das depressões mais desenvolvidas.

Granito de Lustosa e Regilde (IV)

Assim como o de Lousada, este granito encontra-se exclusivamente na área abrangida pela folha 9B da Carta Geológica de Portugal, subdividindo-se em duas manchas principais. A mais importante, apresenta uma forma circular e ocupa o topo e parte da vertente oriental da Serra de Campelos. Encontra-se quase na totalidade envolvida pela auréola de metamorfismo de contacto, com excepção do sector NW, próximo de Lustosa, onde a intrusão do granito de Burgães, Selho e Arões corta o afloramento. A segunda, desenvolve-se na vertente norte da Serra de Maragotos, prolongando-se desde Novelhas até ao Rio Vizela. E separada da anterior, precisamente pela faixa de metassedimentos.

Trata-se de um granito muito claro (hololeucocrata), ortosi-albítico, de grão médio e duas micas (Fot.n^o4). Segundo a legenda da folha 9B, insere-se no grupo dos tardi a pós F3, o que contraria a opinião de alguns autores.

O valor da plagioclase é superior à dos granitos das séries intermédia (granito de Guimarães e Sto. Tirso) e tardia (granodioritos e raros quartzodioritos biotíticos e granito de Burgães, Selho e Arões), aproximando-se mais do granodiorito de Felgueiras. Assim como o de Lousada, não apresenta megacristais de feldspato potássico que, concentrado na matriz, apresenta um valor de 26%.

Convém ainda assinalar que, contrariamente aos granitos dos grupos I, III, V e VI, calcoalcalinos, o granito de Lustosa e Regilde é um granito alcalino (M. Andrade; F.Borges; F.Noronha, 1985).

Granodioritos e raros quartzodioritos biotíticos (V)

Pouco abundantes na nossa área de estudo, onde aparecem essencialmente no sector sul (nas margens do Rio Mezio), este grupo de granitóides concentra-se no contacto entre o granito de Guimarães e Sto. Tirso (III) e o de Burgães, Selho e Arões (VI). Intrusivo no primeiro (facto evidente em Portela, já fora dos limites do sector em análise), constitui o termo precursor do segundo, abrindo provavelmente a série dos granitóides biotíticos tardi a pós F3 (fig.n^o6).

Apresentam cor escura, grão médio a fino e textura porfiróide. Na periferia dos afloramentos é geralmente possível detectar a presença de megacristais de feldspato potássico, em número e dimensões reduzidas.

Granito de Burgães, Selho e Arões (VI)

Ocupando o sector mais interno entre as zonas de cisalhamento do Sulco Dúrico Beirão e Vigo Régua, este granito é o mais recente dos grupos definidos, instalando-se na sequência dos anteriores e constituindo igualmente um corpo intrusivo no granito de Guimarães e Sto. Tirso. Desenvolve-se segundo uma faixa alongada de direcção NW-SE, desde aproximadamente o vértice geodésico de Crastos até ao Rio Sousa.

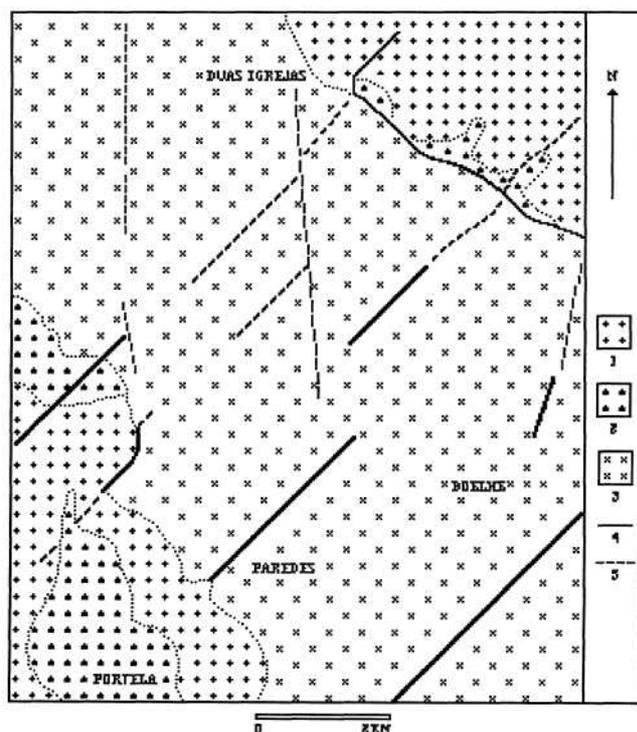


Fig. 6 — Esboço da folha 9D da Carta Geológica de Portugal. 1. Granito de Guimarães e Sto. Tirso; 2. Granodioritos e raros quartzodioritos biotíticos; 3. Granito de Burgães, Selho e Arões; 4. Falha; 5. Falha provável.

Por definição, trata-se de um monzogranito biotítico, porfiróide, de grão médio. Apresenta megacristais de feldspato potássico bem desenvolvidos, de forma alongada e com dimensões variáveis, chegando a atingir 6cm de comprimento por 2cm de largura (fot.n^o5). Embora em geral a sua disposição assuma um carácter mais aleatório que nos outros granitóides com fenocristais, em determinados sectores é possível observar uma orientação no mesmo sentido.

A presença de encraves é bastante frequente, evidenciando forma circular e um diâmetro variável. Neste caso, é provável que constituam fragmentos do termo precursor.

Este granito não é muito diferente do de Guimarães (este é igualmente um monzogranito, isto é, uma série intermédia entre o granodiorito e o granito), contendo somente uma percentagem inferior de feldspato potássico, grão mais fino e, normalmente, encontra-se menos alterado.

O traço morfológico mais característico da área ocupada por este granito, é representado pelo amplo vale do Rio Mezio.

Unidade de Vila Nune

Constituída essencialmente por xistos e metagrauvaques do Landoveriano, esta unidade é formada por quatro pequenos núcleos na Serra de Maragotos, inseridos no contexto do granodiorito de Felgueiras. Representam provavelmente vestígios da existência prévia de uma grande mancha contínua (que se desenvolve no sector oriental da folha 9B), alterada pela sua instalação (fig. n^o7).

Como referimos no ponto 1, esta unidade faz parte de um conjunto de formações deslocadas desde uma zona de raízes próximo do Porto, envolvendo um transporte de mais de 200Km associado ao desenvolvimento de F1 e F2 (E. Pereira, 1987).

Metassedimentos recristalizados

Esta série, pertencente ao Silúrico Indiferenciado, é constituída essencialmente por corneanas pelíticas, cuja génese está associada a um processo de metamorfismo induzido pelas sucessivas intrusões graníticas da área, que promoveram a sua intensa deformação. Com início próximo de Barrosas (Sta.Eulália), esta formação divide-se em dois ramos estreitos no contacto com o granito de grão grosseiro, prolongando-se até ao Rio Sousa.

Constituem um elemento de destaque na morfologia da nossa área, uma vez que representam o substrato de alguns relevos importantes, sugerindo a actuação provável de um processo de erosão diferencial. Na realidade, as cotas mais elevadas (Santa Águeda-577m e Monte Telégrafo-578m) correspondem precisamente aos locais onde afloram as corneanas. Destaca-se ainda o alinhamento de Cristelos, que forma uma crista alongada a cotas superiores a 300m, constituindo o interflúvio que separa as depressões de Covas-Figueiras e Cancela Nova-Alvarenga (fig. n^o8).

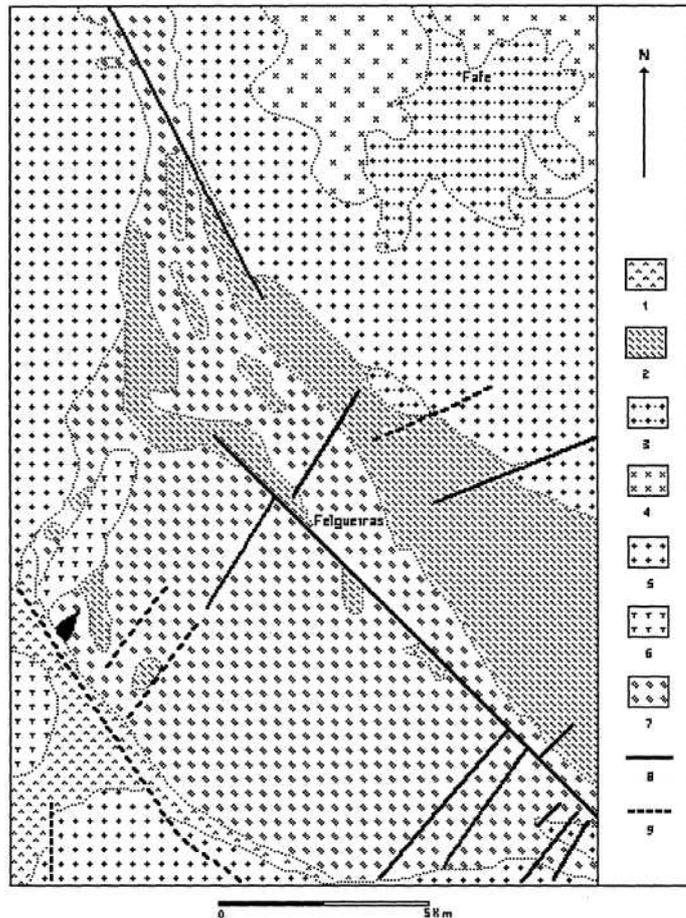
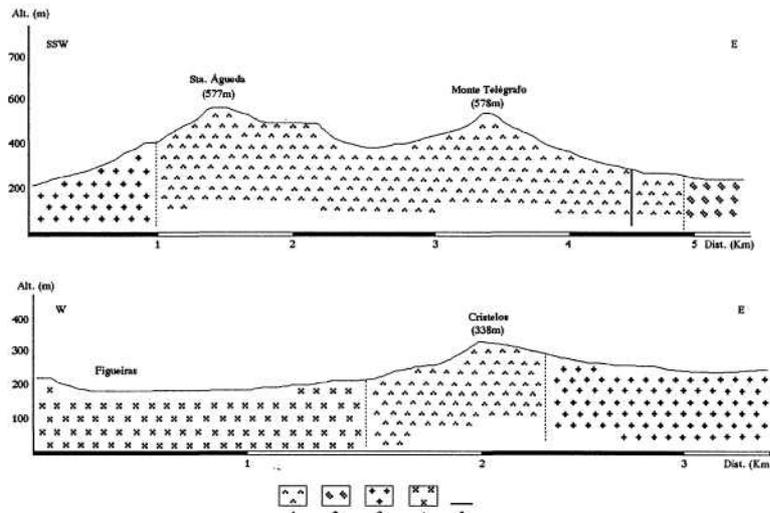


Fig. 7 — Extracto da folha 9B da Carta Geológica de Portugal. 1. Corneanas; 2. Unidade de Vila Nune; 3. Granito de Fafe; 4. Granito de Burgães, Selho e Arões; 5. Granito de Guimarães e Sto. Tirso; 6. Granito de Lustosa e Regilde; 7. Granodiorito de Felgueiras; 8. Falha; 9. Falha provável.

2. 2. Cronologia dos granitóides da área em estudo

No início do ponto anterior, referimos que a instalação dos granitóides segundo a ordem estabelecida pela folha 9B da Carta Geológica, suscitava algumas dúvidas. Estas colocam-se sobretudo em relação ao granito de Lustosa e Regilde e, de certo modo, envolvem também o de Lousada. Com efeito, consultando a folha 1 da Carta Geológica 1/200.000 (1989), verifica-se que para além de não ser feita qualquer distinção entre os dois grupos, fazendo ambos parte de um conjunto de granitos de duas micas, eles são considerados sintectónicos relativamente a F3. A mesma ideia parece ser defendida por N.Ferreira *et al* (1987), estabelecendo para o granito de Lustosa e Regilde um período de instalação sin a tarditectónico. Para os restantes tipos a sucessão é semelhante.

Fig. 8 — Cortes Geológicos. 1. Corneanas; 2. Granodiorito de Felgueiras 3.



Granito de Guimarães e Sto. Tirso; 4. Granito de Burgães, Selho e Arões; 5. Falha provável

Associando as informações derivadas dos elementos teóricos ligados à classificação dos granitóides e tendo em conta os princípios da sistemática que Eurico Pereira (1989) utilizou para os granitóides de Celorico de Basto (folha 10A da Carta Geológica, anexa à 9B), representámos no quadro nº1 uma tentativa de classificação dos granitos da nossa área.

Como se pode observar, o esquema inicialmente definido sofre algumas alterações. No entanto, mantém-se a mesma sequência de instalação gradual para os granitóides biotíticos, desde a série precoce, representada pelo granodiorito de Felgueiras, até à tardia, cujo último termo corresponde ao granito de Burgães, Selho e Arões. O granito de Lustosa e Regilde passa a integrar-se no grupo do de Lousada e, considerando a hipótese de se terem instalado sinF3, são posteriores ou contemporâneos do granodiorito e anteriores ao granito de Guimarães e Sto. Tirso.

Com base nesta classificação, é possível apresentar um modelo global que, conjugado com o atrás definido, nos permite estabelecer um quadro da evolução integrada da nossa área, considerando, à partida, alguns pressupostos. Assim, a instalação de todos os granitóides presentes, foi condicionada pelo desenvolvimento do orógeno hercínico e, no seu contexto, pela fase de deformação intra-vestefaliana (F3). Tal é evidente pela sua disposição espacial, associada aos principais acidentes tectónicos, bem como pela rede de fracturas NW-SE que retalhou os maciços mais antigos, facilitando a intrusão das séries recentes. Isso não implica que não possam ter sido gerados em períodos anteriores. Nomeadamente, segundo E.Pereira (1989), eles parecem estar na origem do processo de metamorfismo regional, ^ue^ae desenvolve principalmente no período ante a sin F2. No en-

tanto, "(...)próximo dos granitos, este máximo é deslocado para a fase que comanda a sua instalação ". Podemos pois considerar que, "(...) condicionado pela modificação das isogeotermas ao mesmo tempo da granitização, o metamorfismo regional é anterior à instalação dos granitos".

Tal facto levanta uma outra questão: qual o processo envolvido na génese dos granitóides da nossa área? Será o mesmo para os dois grupos definidos (A e B)? Segundo Eurico Pereira (1989), todos os granitos presentes, com excepção provável do grupo Lousada e Lustosa/Regilde, têm afinidades com os de tipo I de Pitcher (1982), cuja instalação se relaciona com os processos derivados do encerramento de uma bacia oceânica, o que está de acordo com o modelo do floco tectónico¹. Considera ainda que são granitos de génese crustal profunda, sem ligação directa ao metamorfismo regional, ao contrário dos de duas micas, mesocrustais, nos quais se insere o grupo de excepção.

Ideias semelhantes são traduzidas por N.Ferreira *et ai* (1987), relativamente à origem dos granitóides sinorogénicos: o processo de subducção referido para o floco tectónico, implicaria "(...) a ascensão de magmas básicos,

		Período de instalação	Génese
GRUPO A Granitos de duas micas (alcalinos)	Granito de Lustosa e Regilde (IV)	SinF3	Mesocrustal Granitos colisionais Resultam do desenvolvimento do metamorfismo regional, e cisalhamentos intracrustais. (E. Pereira, 1989) Fácies e mineralogia idêntica aos ante - F3, que apresentam características de granitos tipo S. (N.Ferreira et ai, 1987)
	Granito de Lousada (II) (não diferenciados)		
GRUPO B Granitóides biotíticos (calcoalcalinos)	Granito de Burgães, Selho e Arões (VI)	Tardia pós F3	Crustal profunda (infra ou basi crustais?) Resultam da evolução do floco tectónico. A sua instalação foi condicionada por cisalhamentos. (E. Pereira, 1989) Apresentam afinidade com os granitos de tipo I de Chappell e White, 1974. (N.Ferreira et ai, 1987)
	Granodioritos e raros quartzodioritos biotíticos (V)	Série Tardia	
	Granito de Guimarães e Sto. Tirso (III)	Sin a tardi F3 Série Intermédia	
	Granodiorito de Felgueiras (I) (325 - 305 M.A.)	Ante a sin F3 Série Precoce	

Quadro 1 — Classificação dos granitóides da área em estudo

A classificação de Pitcher, embora mais exaustiva do que a de Chappell e White, não deixa de apresentar alguns traços comuns, nomeadamente em relação aos processos envolvidos na génese dos granitóides tipos Sei. Cfr. Middlemost, 1985, p.165.

de forma controlada pela tectónica. O calor destes magmas ao fazer subir as isogeotermas, induz a fusão de largos domínios da crosta continental, (...) gerando granitos do tipo S. Os magmas básicos, por sua vez, podem, provavelmente, hibridizar-se em percentagens variáveis, e diferenciar-se^M(p. 44-45). Tal sugere o envolvimento de dois processos genéticos sequenciais, que poderão estar na base das diferenças entre os granitos de duas micás e os granitóides biotíticos.

Conjugando estas ideias, poderíamos considerar que os granitos das séries precoce, intermédia e tardia, representados na nossa área pelo granodiorito de Felgueiras, granito de Guimarães e Sto. Tirso, granodioritos e raros quartzodioritos biotíticos e pelo granito de Burgães, Selho e Arões, teriam derivado de um processo genético comum. Provavelmente este envolveu a contaminação de magmas básicos infracrustais por material crustal, evoluindo posteriormente por um processo de diferenciação magmática, de acordo com a seguinte sequência: ascensão de magmas básicos, fusão de materiais crustais induzida pelo calor dos anteriores, hibridização e diferenciação. Tal parece estar de acordo com o processo genético que A.Ribeiro *et al* (1979, p. 10-11) sugere para os granitóides calcoalcalinos: "(...) esta série é produzida por fusão seca da parte inferior da crosta durante o metamorfismo regional e por mistura com produtos básicos infracrustais". Os granitos referidos inserem-se pois no contexto dos infra ou basi crustais, o que justifica a sua semelhança. Com efeito, eles apresentam fortes relações geométricas e espaciais, às quais se associam características químico-mineralógicas e texturais idênticas. Na realidade, como referem os autores da notícia explicativa da folha 9D, "(...) as rochas granitóides aflorantes na área da folha de Penafiel, do ponto de vista genético-tectónico e mineralógico, parecem entroncar num ramo único. Na realidade, o posicionamento dentro do orógeno hercínico é próximo e a radicação química parece comum. Admitem, todavia, sistematização, posta em evidência por diferenciações mineralógico-estruturais paralelas de fase ou tempo de instalação" (A.Medeiros, E.Pereira, A.Moreira, 1980, p.26).

Por sua vez, os granitos de Lousada e os de Lustosa-Regilde, considerados de duas micás, mesocrustais e ligados ao metamorfismo regional, constituiriam uma série à parte. Com efeito, partindo do princípio que são os que apresentam maior afinidade com os granitos tipo S, na acepção de Chappell e White (1974), teriam derivado da fusão de material crustal induzida pelo magma básico. A sua génese está pois relacionada com o primeiro processo, conseqüente à ascensão do magma.

3. Tectónica

A área em estudo encontra-se afectada por uma rede de falhas certas e prováveis relativamente densa, mesmo se nos restringirmos à informação expressa nas cartas geológicas. As orientações predominantes variam entre NE-SW e NNW-SSE, sendo possível definir ainda um sistema-

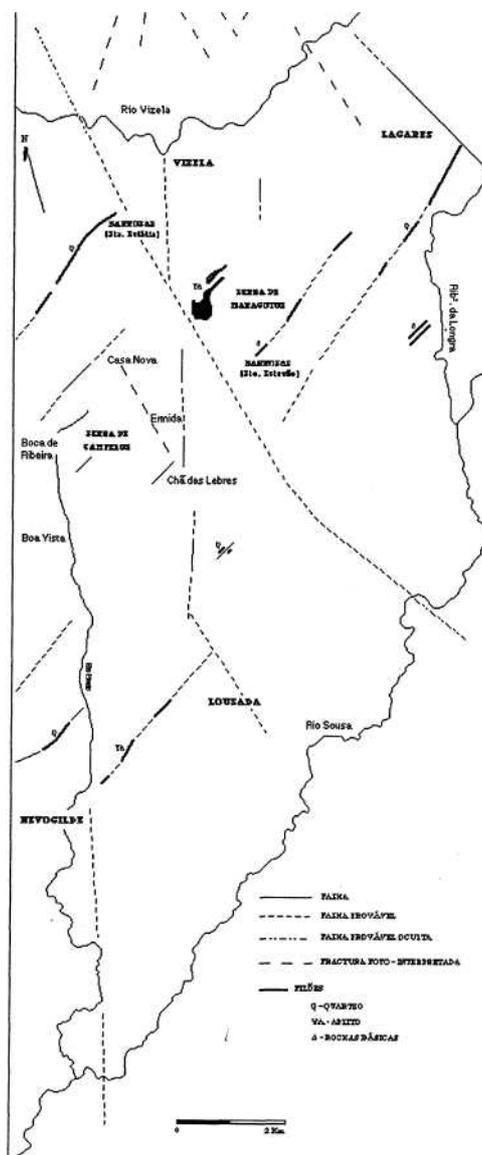


Fig. 9 — Mapa de falhas certas e prováveis representadas nas folhas 9B e 9D da Carta Geológica de Portugal

perpendicular ao anterior (NNE-SSW) e uma série bastante representativa de direcção N-S (fig.n^o9).

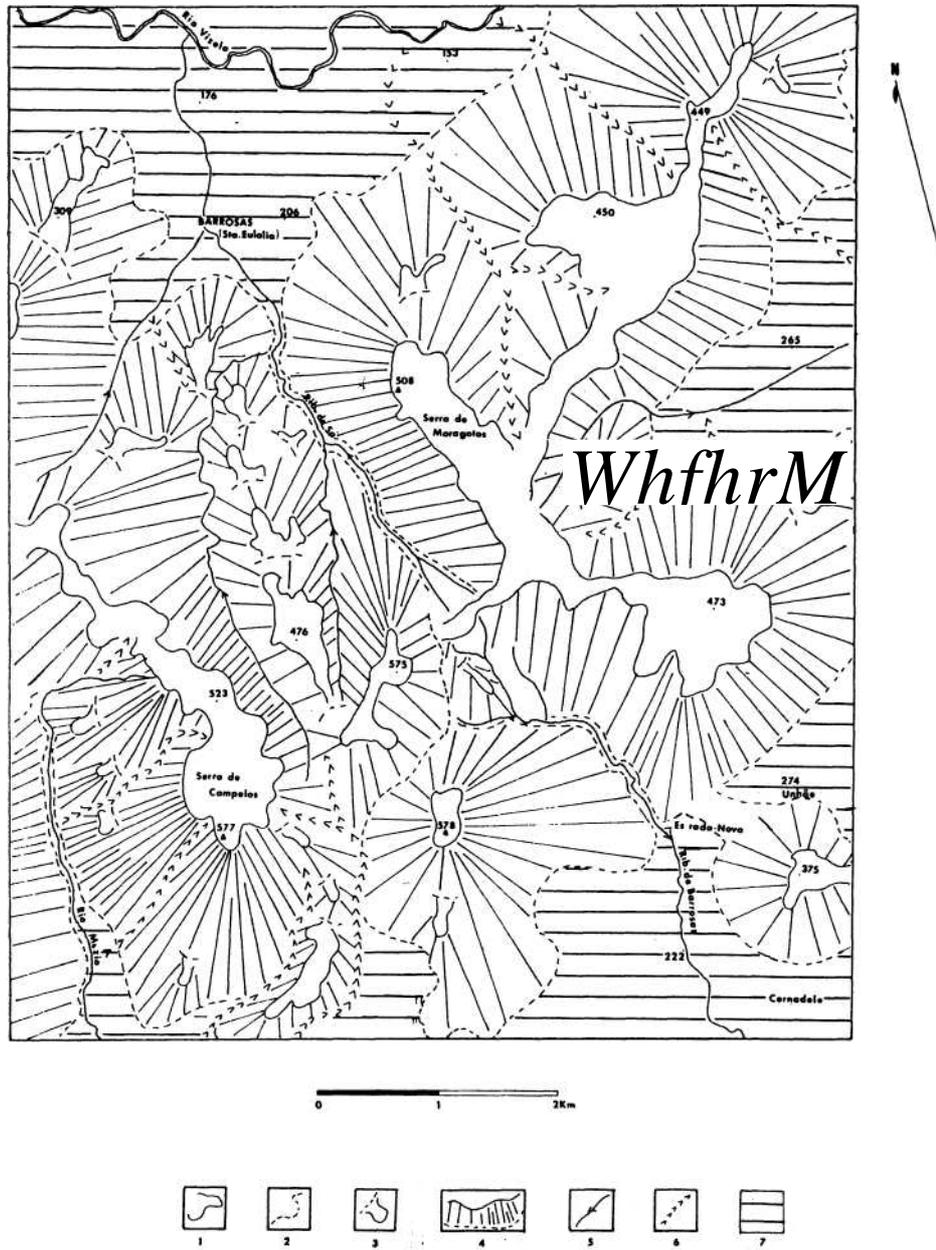
Relativamente ao conjunto de falhas, na maioria prováveis, que se orientam segundo as direcções NNE-SSW e NE-SW, é importante salientar que, apesar de se distribuírem por toda a área, afectam sobretudo o maciço constituído pelo granodiorito de Felgueiras, apresentando uma disposição em faixas paralelas. A principal característica destes acidentes reside no

facto de se encontrarem parcialmente preenchidos por filões de quartzo, aplito e rochas básicas. Destacam-se principalmente os que cortam a Serra de Maragotos, entre Lagares e Barrosas (Sto. Estevão), bem como, pela sua extensão, o que se desenvolve entre Barrosas (Sta. Eulália) e Lustosa.

Convém salientar que os filões e massas de aplito assumem um papel de destaque em relação aos demais, principalmente pelas suas dimensões e implicações morfológicas. O mais importante encontra-se no topo da Serra de Maragotos, mais precisamente entre o vértice geodésico do Maninho (508m) e o ponto cotado de 483m, estendendo-se para a base da vertente que apresenta um declive, nesse sector, que ultrapassa os 30° (fig.n^o10 e fig.n^o4). Forma, deste modo, como que um abrupto rochoso individualizado sob a forma de dois "picos" sobranceiros ao vale da Rib^s de Sá, destacando-se de forma acentuada dos granodioritos envolventes, o que sugere um processo de erosão diferencial (fot.n^o6). Com efeito, constituídos por cristais de dimensão milimétrica e uma proporção de minerais máficos muito reduzida, os aplitos são mais resistentes que os granodioritos, porfiróides e biotíticos. Como que a comprovar tal processo, salienta-se ainda, na proximidade do anterior, a presença de um filão mais pequeno que constitui uma espécie de colina de formas suaves, que do mesmo modo sobressai do substracto envolvente.

Apesar de constituírem um conjunto mais restrito no sector em análise, relativamente aos anteriores, alguns dos acidentes que se desenvolvem segundo as direcções NNW-SSE e NW-SE, assumem um carácter de destaque pela sua continuidade. Neste contexto, salienta-se sobretudo a falha provável que atravessa toda a área desde Formil (a norte de Caldas de Vizela) até ao Rio Sousa¹, numa extensão aproximada de 14Km. No seu traçado, perfeitamente rectilíneo até Lousada (S.Miguel), atravessa Caldas de Vizela, Barrosas (Sta. Eulália), Lousada (Sta. Margarida) e Cernadelo, afectando o granito de Guimarães e Santo Tirso e a formação dos metassedimentos. Constitui uma faixa de esmagamento explorada pela rede hidrográfica, cujo encaixe, entre as Serras de Campelos e Maragotos, se manifesta de forma vigorosa por um desnível que ultrapassa os 250m. Com efeito, entre estas serras desenvolvem-se dois profundos vales (drenados respectivamente pela Rib-. de Sá, afluente do Rio Vizela e pela Rib-. de Barrosas, afluente do Sousa) cujo escoamento se efectua em sentido oposto mas segundo a mesma direcção (NNW-SSE), constituindo a área de Barrosas como que um interflúvio que os separa. O forte encaixe que evidenciam associado ao traçado rectilíneo (principalmente evidente no primeiro), permitem que os consideremos vales de fractura. Refira-se ainda, como característica comum aos dois cursos de

Embora esta falha seja interrompida próximo de Vilar do Torno e Alentem, é provável que ela se prolongue bastante mais para SE, cruzando inclusivamente o Rio Tâmega próximo de Marco de Canavezes. Tal é sugerido pelo alinhamento dos rios Odes e Galinhas, afluentes respectivamente das margens direita e esquerda do Tâmega.



1. Topo de Vertente; 2. Base de Vertente; 3. Rechã; 4. Declives; 5. Curso de Água; 6. Valeiros; 7. Depressão.

Fig. 10 — Esboço Morfológico

água, o alargamento dos vales quando abandonam os metassedimentos e entram no domínio do granito de Guimarães e Sto. Tirso (respectivamente em Barrosas-Sta.Eulália e Estrada Nova), sugerindo, associada à tectónica, a importância dos condicionamentos litológicos.

Com a mesma orientação, é importante referir a falha Vigo-Régua que ainda cruza o extremo NE da área em estudo, próximo de Lagares. Constitui talvez o acidente mais importante ao nível estrutural da região e, tratando-se de falha activa provável, poderá ter implicações importantes no domínio da neotectónica (J.Cabral e A. Ribeiro, 1989). Na realidade, embora não afecte directamente o sector em estudo, pensamos que o provável rejogo deste acidente, em consequência de uma tectónica actual, poderá implicar fenómeno idêntico para o conjunto de falhas, certas e prováveis, da nossa área.

Ainda no contexto dos acidentes que, de modo geral, seguem esta direcção normalmente considerada hercínica, será importante referir o que se localiza entre Casa Nova e Chã das Lebres, na Serra de Campelos. Embora na carta geológica seja definido como fractura foto-interpretada, é provável que ele tenha sido responsável pelo abatimento do bloco de Ermida. Pensamos que só assim se poderia justificar a existência de um desnível, que por vezes atinge os 100 metros, originando uma escarpa que, pela sua frescura, parece indiciar uma tectónica recente (consultar fig.n^o10 e fig.n^o4).

Em relação às falhas de direcção N-S, podemos considerar que formam dois alinhamentos principais. O primeiro, desenvolve-se entre Vizela (Sto. Adrião) e Silvares numa extensão de cerca de 9Km, cruzando-se com a falha provável Formil-Rio Sousa, próximo de Pias. Apesar deste acidente se encontrar subdividido em três ramos principais na carta geológica (ver fig.n^o9), a sua continuidade parece-nos bastante provável pela própria disposição dos cursos de água ao longo de todo o seu percurso, sugerindo um encaixe favorecido pela fragilização dos materiais afectados.

Se atrás chamámos a atenção para o provável abatimento do bloco de Ermida por influência da falha Casa Nova-Chã das Lebres, não podemos deixar de referir o facto deste primeiro alinhamento poder igualmente estar associado à sua movimentação. Com efeito, Ermida desenvolve-se entre os dois acidentes, constituindo uma área deprimida entre Campelos e Alto da Senhora.

Mas se a tectónica parece exercer um papel importante, será que podemos ignorar a erosão diferencial quando é precisamente em áreas de substracto litológico constituído pelas corneanas, que vamos encontrar as cotas mais elevadas?

Relativamente ao segundo alinhamento (representado na carta geológica a partir de Nevogilde), mais uma vez pensamos ser possível prolongá-lo ao longo de todo o vale do Mezio ou, pelo menos, entre Boca da Ribeira (cabeceiras do curso de água, Serra de Campelos) e Boa Vista. Com efeito, nesta área o vigor do encaixe (que atinge os 300m) não deixa dúvi-

das de estarmos perante um belo exemplo de vale de fractura¹, limitado por vertentes abruptas cujo declive, impossível de avaliar com exactidão através do mapa elaborado, ultrapassa os 70° (fig.n^oII). Embora este assunto seja retomado no quarto capítulo, queremos referir desde já a probabilidade deste acidente ter sofrido movimentação em período recente. Com efeito, como poderíamos justificar o grau de conservação do granito que aflora na margem esquerda do Mezio (granito de Guimarães e Sto. Tirso), bem como a sua posição a cotas relativamente superiores, em oposição ao mesmo granito, mas bastante alterado, na margem direita? (fot.n^o 7, 8 e 9) Não será lícito pensar num soerguimento relativamente recente deste sector, constituindo, neste caso, a vertente da margem esquerda uma escarpa de falha relativamente jovem?

Mas não é fácil atribuir uma datação precisa aos acidentes que afectam a área em estudo e que acabámos de descrever. Se parece existir um paralelismo evidente entre as orientações definidas e as normalmente assinaladas para os movimentos hercínicos e tardi-hercínicos, é muito difícil interpretá-las cronologicamente pois, como refere A. Ribeiro (1974), as fracturas do soco hercínico rejogaram durante todo o tempo geológico. No entanto, partindo do princípio aceite por vários autores de que a tectónica pós-hercínica actuou sobretudo pela reactivação de falhas pré-existentes, pensámos ser possível considerar que os acidentes descritos estão ligados, na sua génese, à orogenia hercínica e à fracturação frágil da cadeia dela derivada (J. Cabral, 1986; Una Alvarez, 1986; E. Pereira, 1988; A. Ribeiro *et al.* 1979).

Os elementos que nos permitem em parte deduzir tal facto, prendem-se essencialmente com a disposição espacial que assumem as rochas granitoides. Com efeito, como referimos tanto no segundo como no terceiro pontos do presente capítulo, a génese e instalação dos granitos presentes na nossa área teria sido profundamente condicionada pela tectogénese hercínica (principalmente pela fase de deformação intra-vestefaliana), aproveitando grandes acidentes NW-SE para ascender a níveis elevados da crosta. Assim se justificaria a disposição dos granitoides em faixas paralelas a esses acidentes, facto referido logo no início do ponto três.

Mas se tivermos em conta o período de instalação dos diferentes granitos, somos levados a concluir que os últimos representantes do grupo B (granodioritos e raros quartzodioritos biotíticos e granito de Burgães, Selho e Arões) foram já condicionados, principalmente, pelo primeiro episódio de fracturação ligado aos movimentos tardi-hercínicos. Com efeito, segundo A. Ribeiro *et al.* (1979), a instalação dos granitos calcoalcalinos com uma idade aproximada de 280± 10M.A. teria sido controlada pelos acidentes resultantes de uma compressão N-S, que teria dado origem a dois sistemas de fracturação conjugados, NNE-SSW a ENE-WSE e NNW-

¹ Cfr. Denise de Brum Ferreira (1981).

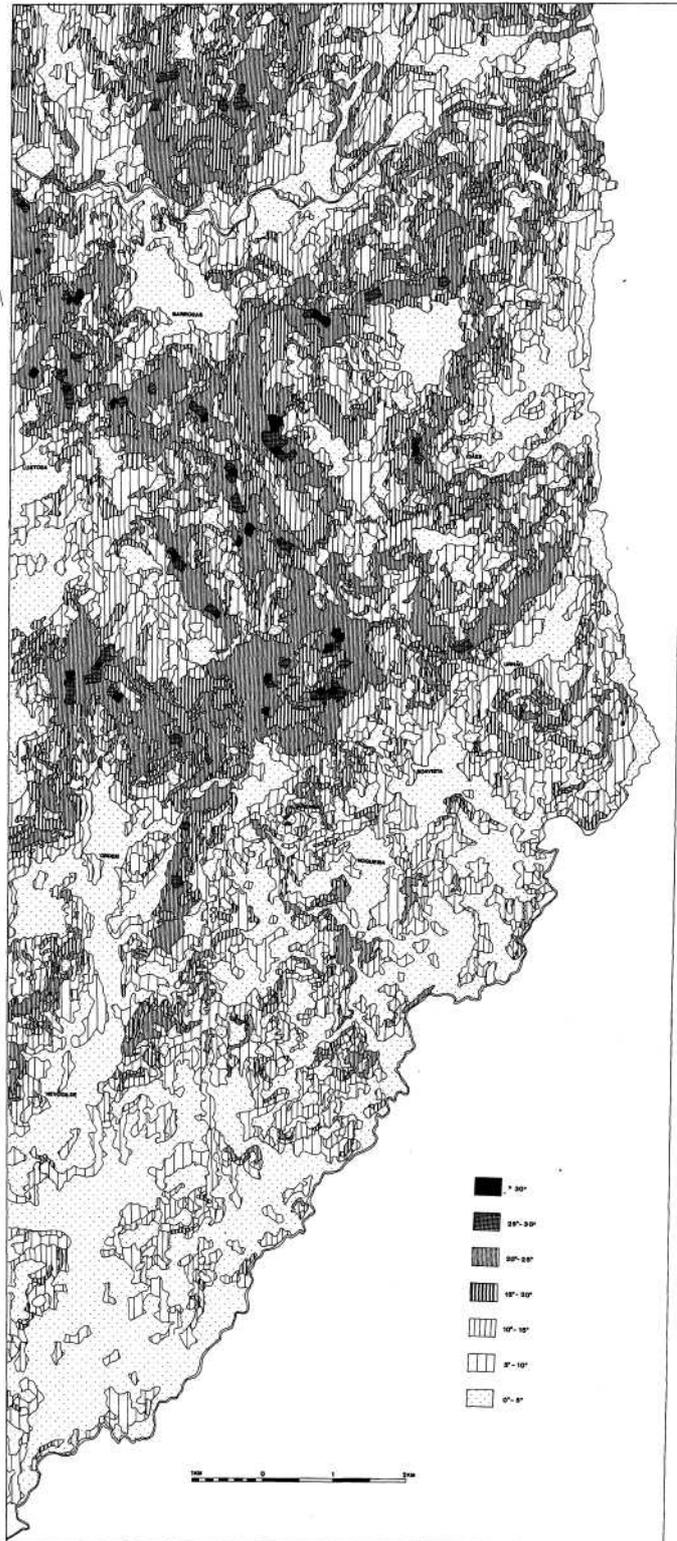


Fig. 11 — Mapa de declives

SSE a NW-SE. O primeiro, mais representativo na nossa área, encontra-se na generalidade preenchido pelos filões referidos que, fechando o ciclo das intrusões, parecem atestar o carácter tardi-hercínico destes acidentes.

Mas se os movimentos tectónicos hercínicos e principalmente os tardi-hercínicos condicionaram o sector em estudo, impondo as suas marcas em termos estruturais, é provável que os traços da morfologia presente tenham resultado da reactivação ou rejogo destes acidentes. Interpretações semelhantes têm vindo a ser defendidas para diferentes áreas do território continental, ou seja, salienta-se a importância do jogo de blocos ao longo de fracturas da crosta, na maior parte tardi-hercínicas, para explicar o relevo actual (C. Gaussen, 1980; E. Pereira, 1985, 1987; A.B. Ferreira, 1978, 1986; A. Ribeiro, 1974; J. Cabral, 1986). Tais interpretações apoiam-se em indícios que sugerem a actuação cíclica de processos de arrasamento, os mais importantes dos quais seriam as superfícies de aplanamento situadas a diferente altitude. Como refere A.B. Ferreira (1978), antes do paroxismo mais importante do ciclo alpino (pirenaico-provençal), grande parte do Maciço Hespérico havia sido reduzido a uma vasta superfície de aplanamento, de idade paleogénica, derivada da pré-Triássica. Esta superfície, constituiria "o ponto de partida da evolução do relevo actual" (pág. 319), várias vezes deformada pelo rejogo de blocos imposto pela tectónica Terciária e Quaternária.

Com efeito, este rejogo parece estar essencialmente associado a duas fases de compressão que se estabelecem no Eocénico Superior (NE-SW) e Mio-Pliocénico (NW-SE), marcando esta última o início da actividade tectónica recente (J-C. Grillo; C. Drogue, 1985). Segundo C. Lepvrier e D. Mougénot (1984) esta última fase prevalece na Península Ibérica sob um regime de deformação intracontinental, ligado ao processo de convergência que, desde o Terciário (orogénia alpina), se verifica entre as placas africana e euroasiática.

II. FACTORES E MECANISMOS RESPONSÁVEIS PELA ALTERAÇÃO DAS ROCHAS GRANITÓIDES

" (...) a Geomorfologia necessita de recorrer aos conhecimentos de alteração das rochas afim de interpretar as formas de relevo e explicar a sua evolução."

A.M. Galopim de Carvalho, 1987

A análise dos factores e mecanismos responsáveis pela alteração das rochas granitóides, constitui um item fundamental que começaremos por abordar mediante uma discussão de cariz teórico. Esta discussão servirá de base a um estudo centrado nos granitóides mais representativos da área de trabalho (Granodiorito de Felgueiras, Granito de Lustosa e Regilde, Granito de Guimarães e Sto. Tirso e Granito de Burgães, Selho e Arões), visando determinar que características poderão exercer maior influência sobre a sua alterabilidade. Só assim será possível definir uma escala de

resistência para os diferentes materiais que constituem o substrato litológico dominante e, conseqüentemente, avaliar até que ponto os processos de erosão diferencial podem ser considerados para explicar a morfologia actual. Como refere A.B. Ferreira (1978, p.1), muitas das questões que se colocam neste contexto poderão facilmente ser esclarecidas, desde que seja possível "(...) *conhecer a natureza do substrato, a diferente vulnerabilidade das rochas à alteração e à erosão.*"

1. Conceito de alteração e factores de alteração

A alteração das rochas pode ser encarada como uma adaptação dos minerais que as constituem a um meio ambiente distinto daquele que presidiu à sua génese. Ela vai implicar um conjunto de modificações físicas e químicas (com o objectivo de restabelecer o equilíbrio perdido), transformando os materiais originais em produtos mais estáveis relativamente às condições de superfície (L.Aires-Barros, 1971).

O processo de alteração, que, segundo G. Carvalho (1987), tende a desenvolver-se quase de forma espontânea, é essencialmente condicionado por duas variáveis: a capacidade e a intensidade da alteração. Se a primeira está principalmente ligada a condições inerentes às características do material (definindo a sua alterabilidade), a segunda envolve a actuação de um conjunto de mecanismos estritamente subordinados a domínios morfoclimáticos específicos, que vão induzir modificações predominantemente químicas, mecânicas ou uma associação de ambas. Ou seja, a intensidade de alteração depende de um grupo de factores ligados à geodinâmica externa, que jogam de forma distinta consoante as condições do meio (fig. n^o12).

2. Factores relacionados com as características do material

No contexto dos factores normalmente assinalados como susceptíveis de facilitar a alteração diferencial das rochas granitóides, é possível distinguir quatro elementos principais: a composição químico-mineralógica, os aspectos texturais, a fracturação e, intimamente associados aos dois anteriores, a permeabilidade e a porosidade.

Embora seja difícil encarar isoladamente a actuação de qualquer um deles, uma vez que a menor ou maior alterabilidade dos materiais resulta provavelmente do seu jogo simultâneo, vamos analisar o contributo parcial destes elementos.

Composição químico-mineralógica

Considerando o agrupamento das rochas ígneas e tendo em conta a sua composição químico-mineralógica, o granito constitui um dos termos mais resistentes. No entanto, como referia H.H.Read (1948), "*there are granites and granites*" e esta frase pode perfeitamente ser aplicada também no domínio da alteração.

Com efeito, é possível definir vários tipos de granitóides, que, para

além de outras características, apresentam diferenças significativas ao nível químico-petrográfico. Estas diferenças, traduzem-se por variações na percentagem dos minerais que os constituem (essencialmente silicatos de diferentes grupos isoestruturais), permitindo definir escalas de vulnerabilidade à meteorização, de acordo com os elementos definidos por Goldich em 1938.

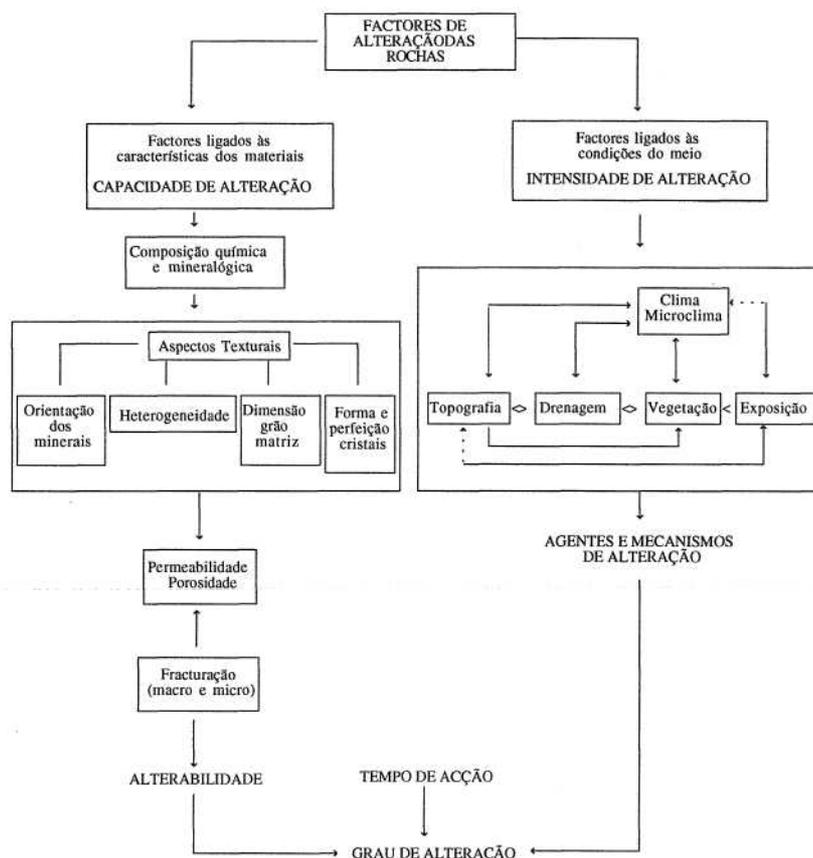


Fig. 12 — Factores de alteração das rochas (Esquema síntese baseado em referências teóricas)

Partindo destes elementos e conhecendo a composição de diferentes granitóides, é possível compreender o porquê da sua maior ou menor estabilidade, desde que se assuma, teoricamente, que todos os outros factores (endógenos e exógenos) são idênticos. Assim, em termos gerais, poderíamos salientar que os granitos mais resistentes são necessariamente pobres em minerais máficos e plagioclases cálcicas e intermédias, apresentando quantitativos importantes de feldspatos alcalinos (feldspato potássico e albite) e quartzo. Na verdade, o comportamento destes minerais face à meteorização é bastante distinto, facto que tentaremos

analisar com mais pormenor no ponto quatro do terceiro capítulo.

Concretizando um pouco este aspecto, gostaríamos no entanto de avaliar, ainda que sumariamente, a influência que a composição exerce sobre a alterabilidade de alguns tipos de granitóides. Utilizando uma classificação simplista, sabemos que o grau de resistência dos materiais diminui segundo a série granito alcalino/calco-alcalino/granodiorito, o que em parte pode ser atribuído às suas características petrográficas, principalmente tendo em conta o teor de minerais essenciais.

Relativamente ao conteúdo em quartzo, as variações detectadas entre os granitóides em questão não são geralmente muito significativas, embora seja possível verificar uma diminuição da sua percentagem dos dois primeiros para o último termo. Diferenças mais importantes registam-se, contudo, no tipo de feldspato (s.l.) presente: enquanto o granito alcalino é fundamentalmente constituído por feldspato potássico e albite (devendo esta última corresponder a percentagens superiores ou iguais a 90% da composição global das plagioclases, segundo a classificação de Junge e Brousse, 1959), que se destacam entre os elementos mais estáveis na série de Goldich, já o calco-alcalino possui teores de plagioclase mais elevados, dominando os termos cálcicos e intermédios numa percentagem que aumenta para os granodioritos¹. Também a presença de biotite em termos relativamente mais elevados no contexto dos granitos calco-alcalinos e granodioritos, constitui um factor de fraqueza. Efectivamente, devido à sua estrutura, este filossilicato facilmente sofre expansão de volume por hidratação, o que contribui, como a plagioclase, para a ruptura da rocha.

É lógico que a composição química ao reflectir a associação de minerais presentes, regista igualmente variações importantes (quadro n^o2 e fig.n^o13). Estas mais uma vez reafirmam a sequência de alterabilidade estabelecida, sendo particularmente notória a diferença de SiO₂ para os três granitóides. Se considerarmos que, segundo A. Rondeau (citado por A. B. Ferreira, 1978), o teor de sílica é um factor dominante no controle da resistência das rochas, estes dados quase seriam por si só suficientes, para justificar a maior vulnerabilidade dos granitos calco-alcalinos e granodioritos. De qualquer modo, é também importante registar o progressivo aumento do Al₂O₃, FeO, MgO e CaO do primeiro para o terceiro termo, elementos que parecem exercer forte influência, promovendo maior instabilidade dos materiais².

¹ O conteúdo em plagioclase é por si só um factor de maior vulnerabilidade à alteração, já que este mineral sofre desagregação e transformações desde os primeiros estádios de ataque à rocha, conduzindo à perda de coesão do conjunto (F. Seddoh, 1973).

² Para que seja possível compreender de forma mais precisa a influência que a composição exerce sobre a alteração das rochas, é importante analisar o comportamento dos diferentes elementos que as constituem à luz de determinados princípios químicos. Segundo Galopim de Carvalho (1987), a capacidade de alteração dos silicatos está associada a determinados factores intrínsecos, nomeadamente o tipo de ligação química que se estabelece entre os átomos que constituem os minerais, o potencial de ionização, o potencial iónico e a sua energia de formação. Sobre esta questão, consultar o texto integral da tese apresentada, p.40/41.

Mas será que a composição químico-mineralógica é realmente um factor determinante no processo de alteração das rochas granitóides?

A opinião de diferentes investigadores sobre este assunto é relativamente unânime. Na realidade, quase todos defendem a sua posição subalterna face a outros factores. Por exemplo, A. Sanches Furtado (1970) num estudo desenvolvido no NE de Portugal (Miranda do Douro), refere que a composição dos materiais não parece exercer grande influência na alteração, salientando as condições hidroclimáticas e a fracturação das rochas como elementos de maior importância.

Também H. Nonn (1971), num pequeno artigo dedicado à erosão diferencial de granitóides da Galiza, parece partilhar da mesma ideia, salientando que os aspectos texturais e a fissuração assumem um

	A			B	
	G. Alcalino	Calco-Alcalino	Granodiorito	Granito	Granodiorito
SiO ₂	71,25±4,27	65,57±2,77	57,82±1,06	73,86	66,88
Al ₂ O ₃	15,42±2,06	15,83±2,57	16,21±0,86	13,75	15,66
Fe ₂ O ₃	1,34±1,24	0,57±0,35	1,48±0,64	0,78	1,33
FeO	1,89±1,58	3,84±1,47	6,14±1,27	1,13	2,59
MnO	vest.-0,09	0,07±0,05	0,07±0,02	0,05	0,07
MgO	vest.-1,11	0,89±0,70	2,81±0,56	0,26	1,57
CaO	1,19±0,83	2,26±0,53	6,10±0,61	0,72	3,56
Na ₂ O	4,32±1,18	4,22±1,15	3,22±0,77	3,51	3,84
K ₂ O	4,12±2,46	4,54±1,38	3,48±0,97	5,13	3,07
TiO ₂	vest.-0,98	0,70±0,33	1,74±0,60	0,20	0,57
P ₂ O ₅	0,38±0,20	0,34±0,14	0,61±0,12	0,14	0,21
H ₂ O	1,00±0,37	0,84±0,30	0,81±0,15	0,47	0,65

Quadro 2 — Composição química média de granitos alcalinos, calco-alcalinos e granodioritos. A-Valores estabelecidos com base nos dados de CF. Torre Assunção (1962), para vários granitóides de Portugal. B-Valores médios extraídos de J. Dercourt e J. Paquet (1986)

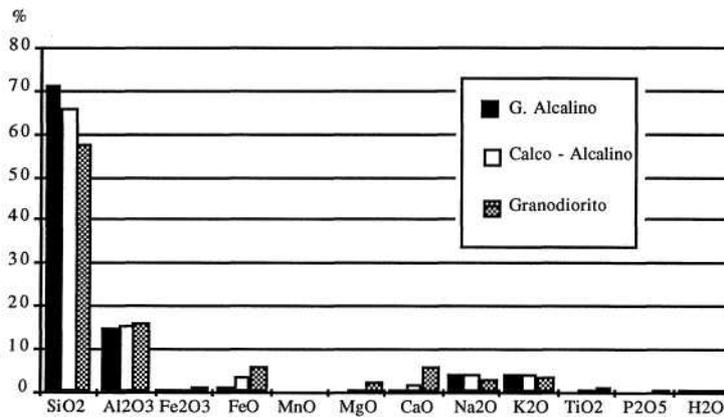


Fig. 13 — Composição química média dos granitos alcalinos, calco-alcalinos e granodioritos

papel de maior destaque, relativamente às características químico-mineralógicas.

No entanto, na sua tese de mestrado sobre *Alteração das Rochas Graníticas do Norte e Centro de Portugal*, A. Begonha (1989) defende que a composição da rocha mãe pode constituir um factor a considerar, embora limite a sua importância aos primeiros estádios de meteorização, o que nos parece bastante provável. Com efeito, pensamos que a composição poderá actuar principalmente sobre a velocidade de alteração de um material fresco, desenvolvendo-se tanto mais rapidamente quanto mais rico ele for em minerais frágeis, embora seja necessário ter em conta a influência do meio. No seguimento do processo, admite-se que factores associados principalmente à facilidade de infiltração e movimento de soluções passem a assumir um papel dominante.

De qualquer modo, gostaríamos ainda de ter em conta uma última questão: se a maior ou menor vulnerabilidade das rochas se reflecte na sua capacidade de resistência aos agentes erosivos (segundo A. B. Ferreira, 1978), será que a composição químico-mineralógica não é na realidade importante? Embora considerando que ela não actua isoladamente, a verdade é que em determinadas áreas parece reafirmar uma forte influência. Por exemplo, ao analisar alguns sectores do maciço central francês, A. Godard (1967) verificou ser frequente o facto dos granitos alcalinos ocuparem posições topográficas dominantes, enquanto os calcoalcalinos e granodioritos se desenvolvem preferencialmente em áreas deprimidas. Também G. Coudé-Gaussen (1981) registou tendência semelhante em algumas áreas das serras da Peneda e Geres, assim como A.B. Ferreira (1978), ao falar do papel da erosão diferencial nos *Planaltos e Montanhas do Norte da Beira* (embora reconheça que ele é modesto no escalonamento do relevo desta área), salienta que a superfície fundamental dos planaltos centrais se encontra bem conservada nos granitos alcalinos e mais degradada nos calco-alcalinos.

Na nossa área a situação com que deparámos não é muito clara, embora o granito de Lustosa (de características alcalinas) se apresente a cotas geralmente superiores à dos outros granitóides, principalmente do de Guimarães e Burgães. No entanto, se considerarmos o afloramento do granodiorito de Felgueiras na Serra de Maragotos (em princípio um dos mais alteráveis), não é possível afirmar a influência exclusiva da composição sobre os processos de erosão diferencial e podemos mesmo colocar em dúvida a importância destes últimos.

Aspectos Texturais

A textura de uma rocha, encarada em termos globais como referente ao seu aspecto macro e microscópico, envolve, de acordo com o esquema da figura nº12, quatro elementos principais: o arranjo ou orientação dos minerais, a sua forma, tamanho e perfeição, a heterogeneidade e,

relacionada com esta, a dimensão do grão.

O arranjo dos minerais, como a própria palavra indica, refere-se à sua distribuição no contexto do material rochoso. Este factor torna-se bastante importante no domínio da alteração, sempre que se verifique a presença de estruturas orientadas implicando contiguidade e alinhamento de minerais frágeis (B. Coque-Delhuille, 1981). Entre eles destaca-se sobretudo a biotite, uma vez que a sua disposição em leitos bem definidos no seio da matriz é frequente, conferindo à rocha um aspecto lineado. Tal vai constituir um factor de fraqueza, já que à característica de grande alterabilidade deste elemento se associa a sua concentração em áreas específicas.

O tamanho, forma e perfeição da rede cristalina dos minerais, pode também condicionar o seu grau de meteorização. Em relação à primeira variável, salienta-se como regra geral a mais fácil conservação daqueles que apresentam maior calibre, o que, segundo CD. Ollier (1975, p.53), está relacionado com o facto do processo de alteração actuar fundamentalmente como *actividade de superfície*. Assim, como a área ocupada por vários cristais de pequena dimensão é maior do que a que ocupa um único cristal com o mesmo volume, estes últimos tendem a resistir melhor. A presença de megacristais de feldspato potássico relativamente são, no seio de massas rochosas alteradas, pode em parte associar-se a este princípio, embora a sua composição exerça provavelmente um papel mais importante. A forma geométrica apresentada pelos diferentes minerais pode também influenciar a sua estabilidade. Por exemplo, enquanto os cristais de hábito lamelar e tabular (caso das micas e plagioclases) geralmente se alteram com maior facilidade, já os prismáticos, como o quartzo e a ortoclase, evidenciam maior resistência. Por fim, salienta-se que a presença de defeitos na rede cristalina, nomeadamente imperfeições resultantes da substituição de elementos químicos, tendem a facilitar a destruição desta, promovendo a alteração do mineral.

A heterogeneidade, expressa através da relação entre o tamanho médio dos componentes de maior e menor dimensão que constituem as rochas, é também responsável pela sua alterabilidade diferencial. Intimamente associada à textura dos materiais (em senso restrito), esta relação diminui para os granitóides equigranulares, ou seja, constituídos por grãos de dimensão aproximadamente igual, enquanto apresenta valores elevados para os porfiróides. Constituinte a heterogeneidade um factor de fraqueza, estes últimos são por isso mais instáveis.

Relativamente ao tipo de grão, refira-se a maior vulnerabilidade dos granitos de grão grosseiro em relação aos de granularidade média e fina, pois, menos coesos e compactos (o que se vai traduzir por valores de porosidade mais elevados) facilitam a circulação das águas, induzindo o progressivo aumento da meteorização (K. Suguio, 1980).

No ponto anterior, em que analisámos a importância da composição

dos granitóides no contexto do processo de alteração, vimos que os termos alcalinos eram bastante mais resistentes que os calco-alcalinos e granodioritos. Sublinhando no entanto a associação de factores para explicar o seu comportamento desigual, é conveniente salientar que às diferenças químico-mineralógicas se associam frequentemente diferenças texturais. Como refere A.B. Ferreira, (1978, p.12), "*(...) os granitos não porfiróides de grão médio a fino são, segundo as mais recentes sínteses geológicas, quase sempre de tendência alcalina e de duas micas, enquanto os granitos porfiróides de grão grosseiro são geralmente calco-alcalinos e biotíticos, por vezes de composição claramente granodiorítica*".

Fracturação/Porosidade/Permeabilidade

O grau de fracturação de uma rocha, desempenha, na opinião de alguns autores e em determinados locais, o principal papel na evolução do processo de alteração (A. Begonha, 1989). No entanto, o tratamento conjunto destes três elementos parece-nos importante, pois, como tentaremos demonstrar, existe uma interrelação vincada entre eles (fig.n^o14).

A densidade de fracturas presentes num dado material rochoso, depende, inicialmente, de processos exclusivamente mecânicos associados a fenómenos tectónicos (Nur e Simmons, 1970; Simmons e Richter, 1976, citados por W. Whalley *et al.* 1982). Constituindo pontos de fragilidade por excelência, a sua importância deve ser analisada tanto à escala do afloramento (macrofissuração) como do mineral (microfissuração), uma vez que ambas exercem influência sobre a maior ou menor facilidade de penetração e circulação da água. Saliente-se ainda que, segundo B. Coque-Delhuille (1981), ao nível macro é imprescindível considerar não só a densidade como a orientação e disposição de diaclases e fracturas, tendo em conta o seu carácter vertical ou horizontal. Com efeito, o papel exercido é diferente, pois enquanto as descontinuidades verticais facilitam a infiltração da água em profundidade, as horizontais permitem um contacto mais prolongado entre as soluções e a rocha.

Esta maior acessibilidade dos fluidos vai ser responsável pela diminuição da coesão e compactação dos minerais, pois, como estes são mais facilmente atacados e removidos, acelera-se a decomposição do conjunto da rocha. Em simultâneo, as macro e microfissuras iniciais vão aumentando progressivamente em número e tamanho, com uma intensidade variável em função da água disponível, presença de alinhamentos de alteração potencial (por exemplo, em sectores onde se verifica a concentração de minerais frágeis), bem como, à escala do cristal, os planos de clivagem e macia.

Da associação destes eventos vai resultar um aumento da porosidade efectiva e permeabilidade (embora esta última possa por vezes sofrer condicionamentos devido à formação de minerais argilosos), correspondendo-lhes

directamente um acréscimo da intensidade e velocidade da alteração¹. À medida que o processo evolui a rocha inicial vai sendo reduzida a uma massa arenosa, que evidencia valores de porosidade progressivamente mais elevados.

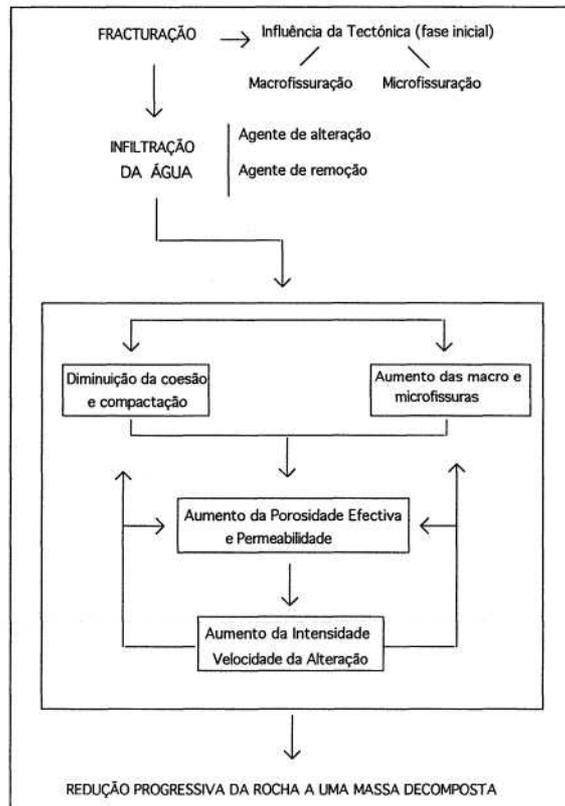


Fig. 14 — Relação entre a fracturação/porosidade/permeabilidade na alteração das rochas (Esquema síntese elaborado com base em referências teóricas)

Capaz de absorver e armazenar quantidades significativas de água, este material vai sofrer modificações contínuas, para além de permitir que a alteração se desenvolva a níveis cada vez mais profundos. Por isso, A. B. Ferreira (1978) refere, citando A. Godard (1977), que "(..) as areias graníticas são, ao mesmo tempo, uma consequência e uma causa da alteração." (p.24). Tal permite-nos afirmar que, uma vez despoletado o processo de alteração das rochas, se assiste ao desenvolvimento de um ciclo destrutivo no qual causas e efeitos acabam por se confundir.

¹ Segundo W. Whalley *et al* (1982), o grau de fracturação pode promover o aumento da porosidade de rochas ígneas entre 2 a 5%, mas, na sequência do processo de alteração, valores iniciais, que geralmente não ultrapassam 0,05%, aumentam cerca de 30 a 60%.

3. Factores relacionados com as condições do meio: intensidade de alteração

Embora os factores intrínsecos às características dos materiais sejam em parte responsáveis pelo seu comportamento face à meteorização, a verdade é que actuam sob estreita dependência das condições ambientais. Com efeito, são elas que definem, em termos globais, os processos de alteração que vão dominar em dada área (fundamentalmente físicos ou químicos), a velocidade das reacções envolvidas, a intensidade da alteração resultante, bem como a profundidade que atinge¹.

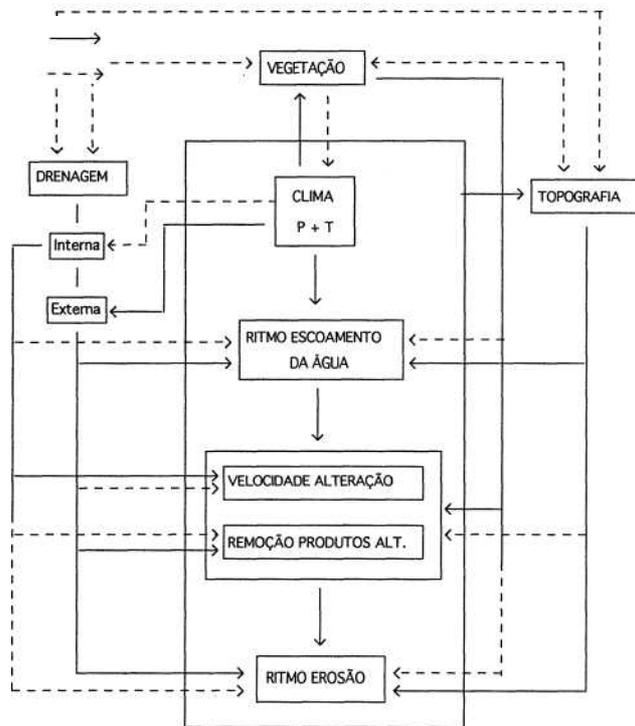
Apesar destas características resultarem de uma acção combinada entre todos os elementos que definem o meio, o clima parece exercer um papel decisivo, até pelo facto de condicionar as outras variáveis. Tanto a drenagem como a topografia e a vegetação tendem a impor "variações de detalhe", contribuindo principalmente para atenuar ou acelerar os mecanismos desencadeados pelas condições climáticas. No entanto, talvez seja importante explicar com maior precisão a forma como os diferentes elementos se interrelacionam, bem como os seus contributos parciais (fig.n^o15).

Podemos considerar que o clima, através dos valores de precipitação e temperatura, controla de forma vincada a velocidade da alteração e a consequente remoção dos produtos dela derivados. Deste balanço resulta uma determinada intensidade de alteração (que deverá ser avaliada tendo em conta as variações registadas na composição químico-mineralógica da rocha mãe e alterites, sua espessura e, em parte, percentagem e tipo de minerais argilosos presentes) e ritmo erosivo, tanto mais forte quanto mais fácil a libertação dos produtos alterados e consequente exposição de minerais frescos (A. Begonha, 1989; J. Lagasque, 1985).

A continuidade deste processo é essencialmente assegurada pelo ritmo de escoamento da água, ou seja pelas características da drenagem. Neste contexto, as suas componentes externa e interna desenvolvem uma acção importante, esta última favorecendo o desenvolvimento de reacções químicas através dos perfis de alteração, lexiviação dos iões libertados e transporte dos elementos mais finos, enquanto a primeira assegura fun-

¹ Apesar do grau de alteração resultar da associação condições do meio-características intrínsecas dos materiais, é possível relativizar a importância destes factores. Embora os primeiros assumam genericamente um papel preponderante pelas razões expostas, sem dúvida que a escala de análise tem forte influência no domínio de uns e outros. Na realidade, a um nível mundial, zonal e mesmo regional as condições do meio são provavelmente suficientes para justificar comportamentos distintos dos materiais, mesmo que estes evidenciem características idênticas. Por exemplo, sabemos que a alteração de granitóides em áreas quentes e húmidas é totalmente diferente da que se processa nas regiões temperadas, contrastando ambas com o seu desenvolvimento em domínios frios ou áridos. Ao nível local, a situação poderá ser encarada de um outro modo: as condições do meio definem um processo global e idêntico para todos os materiais, que podem no entanto reagir de forma diversa. Neste caso, o seu comportamento poderá ser justificado pelo facto de apresentarem características intrínsecas diferenciadas. Mas, mesmo assim, condicionamentos locais ligados a variações microclimáticas, drenagem, topografia e vegetação, devem ser consideradas.

damentalmente uma exportação mais importante dos materiais alterados, exercendo forte acção erosiva (M- A. Braga, 1988).



Influência directa e/ou intensa
 Influência indirecta e/ou de menor intensidade

Fig. 15 — Relação entre os diferentes elementos do meio ambiente e importância do seu contributo no processo de alteração (esquema síntese elaborado com base em referências teóricas)

No entanto, a eficiência da drenagem, principalmente da interna, depende de factores que controlam a capacidade de infiltração da água. Para além das características dos materiais focadas no ponto anterior, a vegetação e a topografia podem favorecer ou limitar a acessibilidade das soluções, do que resulta uma alteração mais intensa e profunda.

Relativamente à topografia, podemos considerar que a sua actuação se manifesta a três níveis essenciais, embora conjugada com as condições climáticas, tipo e densidade da cobertura vegetal: ela influencia a capacidade de infiltração, o ritmo do escoamento superficial e, em parte como consequência dos dois elementos anteriores, a erosão. Assim, em áreas de topografia acidentada é praticamente impossível o desenvolvimento de uma alteração intensa e profunda, pois a uma menor taxa de infiltração vai também corresponder uma actividade particularmente violenta das águas superficiais, factores que dificultam não só a formação de alterites como

implicam uma transporte activo dos materiais desagregados. Pelo contrário, sob condições de declive fraco não só a infiltração como a retenção de água é favorecida (em parte pelo próprio material que se torna progressivamente mais poroso à medida que a alteração avança), permitindo o desenvolvimento de perfis de meteorização mais evoluídos e espessos.

A vegetação exerce do mesmo modo um papel fundamental, considerando-se o seu desempenho enquanto agente mecânico e químico. No primeiro caso, salienta-se a abertura de diaclases e/ou o seu progressivo alargamento, devido às forças de tensão geradas pelas raízes, o que vai implicar um acréscimo da permeabilidade. Mas para além desta influência "directa" sobre a capacidade de infiltração, é preciso não esquecer que a cobertura vegetal acumula ainda os benefícios derivados do facto de retardar a velocidade do escoamento superficial. No segundo, enquanto agente químico, ela é responsável pela formação de complexos orgânicos que vão condicionar a solubilidade e mobilidade dos materiais.

De qualquer modo, como referimos logo de início, o clima é o factor que maior influência exerce sobre a intensidade e profundidade da alteração. Com efeito, ele condiciona de forma directa os processos envolvidos, a velocidade das reacções que estes determinam e a evacuação e/ou transformação dos produtos alterados, que se traduz pela quantidade de perdas e grau de evolução mineralógica. Não é pois de estranhar, como refere G. de Carvalho (1987, p.16), que "*(...) à zonalidade climática do globo (seja) possível fazer corresponder outra, mais ou menos paralela, referente ao tipo e grau de alteração das rochas*". Com efeito, se compararmos os mapas das figuras 16 e 17, é possível observar uma sobreposição quase perfeita entre os diferentes domínios morfoclimáticos e os tipos de alteração.

De acordo com a mesma ideia, A. Godard (1977) tentou igualmente demonstrar a sua importância sobre o comportamento dos minerais. Embora saliente que a sequência estabelecida por Goldich é válida em todos os domínios, a intensidade de alteração reflecte um forte condicionamento do meio, manifesto em parte pelo tipo de minerais de neoformação presentes. Sendo assim, a paragénese argilosa poderá ser utilizada, mediante certas reservas, para definir as condições que presidiram ao desenvolvimento dos perfis de alteração.

No contexto da sistemática estabelecida por G. Pedro (1968) e representada no mapa da figura n^o16, interessa-nos sobretudo caracterizar o domínio da bissialitização. Este abrange as regiões temperadas e semi-áridas, caracterizando-se pela retenção parcial dos catiões básicos e por uma percentagem de evacuação da sílica bastante reduzida. A alteração processa-se de uma forma menos intensa relativamente aos domínios da alitização e monossialitização, afectando sobretudo os minerais mais frágeis (plagioclases e micas), ao mesmo tempo que os perfis evidenciam menor profundidade.

Além disso, a quantidade de argila tende a ser bastante inferior,

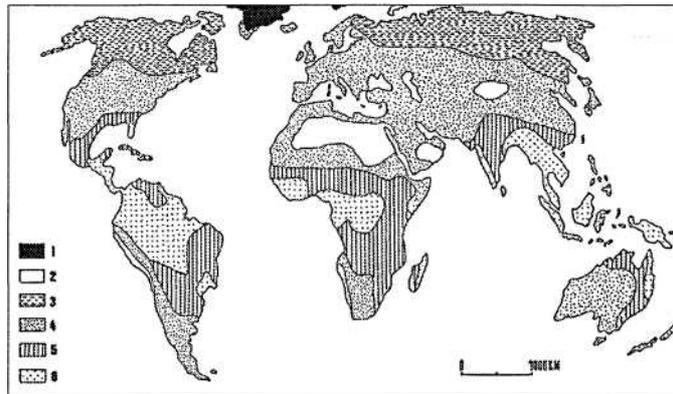


Fig. 16 — Distribuição dos diferentes tipos de alteração. Alteração essencialmente física: 1. Regiões Polares; 2. Desertos. Alteração essencialmente química, caracterizada por fenómenos de: 3. Podzolização; 4. Bissialitização; 5. Monossialitização; 6. Alitização. (Extraído de G. Carvalho, 1987)

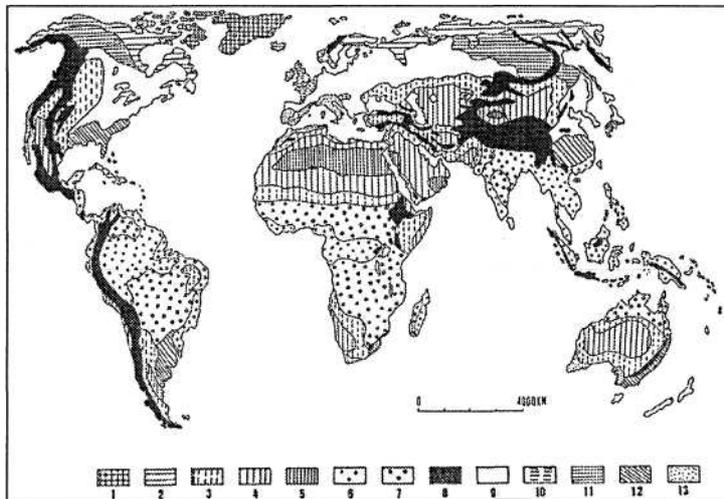


Fig. 17 — Caracterização morfoclimática. Domínios Frios: 1. Glaciár; 2. Periglaciár. Domínios Áridos: 3. Semi-Áridos; 4. Áridos; 5. Hiper-Áridos. Domínios Tropicais Húmidos: 6. Floresta; 7. Savana. 8. Domínios Montanhosos; 9. Domínios Temperados; 10. Margem Oceânica; 11. Margem Hipercontinental Fria; 12. Margem Oriental; 13. Margem Mediterrânica. (Extraído de R. Coque, 1977)

dominando principalmente minerais do grupo da ilite, vermiculite e montemorilonite¹.

•• De qualquer modo, como refere A.Braga (1988), o facto dos mantos de alteração evidenciarem uma menor percentagem de elementos finos nas regiões temperadas, pode não estar associado a uma alteração menos intensa mas sim às características da drenagem interna, que ao permitir que as águas atravessem os perfis implica a lexivização de iões e o transporte da fracção fina. Assim, embora esta fracção possa ser utilizada como indicador do grau de alteração (pois a progressiva meteorização dos materiais vai promovendo a diminuição do

No entanto, devido ao facto de constituir o domínio mais vasto (segundo G. de Carvalho a bissialitização abrange cerca de 39% das áreas emersas), é possível detectar modificações significativas nas características da alteração, considerando que os valores de temperatura e precipitação podem variar significativamente. Sobre esta questão, o trabalho apresentado por M^s A. Braga (1988) é bastante elucidativo. Com efeito, demonstra que perfis desenvolvidos em áreas distintas no contexto europeu evidenciam características bastante diferenciadas, verificando-se um progressivo aumento da intensidade de alteração e grau de evolução mineralógica, à medida que nos aproximamos das latitudes mais baixas. Por exemplo, refere que na Europa atlântica do sudoeste (destacando igualmente a Galiza e noroeste de Portugal) embora os mantos de alteração apresentam uma espessura sensivelmente idêntica à das regiões mais setentrionais, registam uma maior exportação de matéria e um grau de evolução dos minerais secundários mais acentuado.

No caso específico da área que estudou (a bacia do Cávado) e a partir da análise de 30 perfis, M- Amália Braga detectou perdas de material segundo um valor médio de 40%, ao mesmo tempo que as argilas do grupo da caulinite e gibsita se tornam com frequência dominantes em relação aos minerais 2:1. Segundo a autora, as temperaturas mais elevadas e as precipitações mais abundantes que caracterizam as áreas do sul da Europa, são suficientes para justificar o quantitativo das perdas e a neoformação destes minerais, geralmente típicos das regiões tropicais húmidas. Também A.B. Ferreira (1978) expressa opinião semelhante, referindo que em meio temperado as plagioclases são susceptíveis de originar caulinite e até gibsita, mesmo nos primeiros estados de alteração. De qualquer modo, há que ter em conta a interferência de paleoalterações, derivadas das modificações climáticas que ocorreram no decurso do tempo geológico.

4. Características dos granitóides da área em estudo

Embora no ponto 2.1. do primeiro capítulo tenha sido elaborada uma descrição sumária dos granitóides da área em estudo, neste momento interessa-nos retomar essa análise, mas sob um ponto de vista diferente. Pretende-se fundamentalmente avaliar algumas das suas características intrínsecas, com o objectivo de definir uma escala de resistência à alteração, ou seja, determinar para os vários materiais a sua alterabilidade potencial.

4. 1. Metodologia adoptada para análise dos granitóides

Determinar quantitativamente a alterabilidade potencial de diferentes granitóides não é à partida tarefa fácil pelo grande número de variáveis envolvidas. Desde a composição químico-mineralógica aos

seu tamanho), tal deve ser utilizado com bastante cautela.

aspectos texturais, macro/microfissuração e valores de porosidade, que se exige um trabalho de campo e laboratorial que implica um esforço constante, bem como conhecimentos para os quais o geógrafo precisa da colaboração de técnicos especializados.

De início, a nossa ideia era tentar aplicar na área em estudo, o "índice de Alterabilidade Potencial de Rochas Granitóides", apresentado por B. Coque-Delhuille (1981). Para além de facilitar a definição de valores concretos para cada material, ele permite ainda avaliar o peso de cada variável no contexto do processo de alteração. No entanto, embora a aplicação global deste índice pudesse conduzir a resultados importantes, o trabalho exigido não estava de acordo com as nossas disponibilidades de tempo e condições técnicas de análise, pelo que nos limitamos a utilizar um dos sub-índices definidos pela autora citada, relativamente à determinação da alterabilidade diferencial em função da composição mineralógica (M)¹.

Para o seu cálculo, foram utilizados os dados publicados por M. Andrade, F. Borges e F. Noronha (1985)², embora esta opção não tenha sido provavelmente a mais correcta. Com efeito, estes dados embora referentes aos mesmos granitos, correspondem a amostras recolhidas em locais diferentes, para além de serem pouco exaustivos. Na realidade, a aplicação do índice M de forma totalmente exacta, exige os valores descritos dos minerais acessórios (nomeadamente dos ferromagnesianos), bem como percentagens e tipo de plagioclases presentes. Deste modo, para complementar os resultados obtidos, foram calculados outros parâmetros ligados à influência que a variável composição exerce sobre a alterabilidade das rochas, tais como as relações Plagioclase/Feldspato potássico (P/Fk), RSA ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) e WPI (índice do Potencial de Alteração, referido por A. Ferreira Pinto, 1975), estes últimos já baseados na composição química³.

A informação referente aos aspectos texturais e densidade de fracturação das rochas (macrofissuração), foi obtida principalmente através do trabalho de campo, ao qual se associaram princípios relacionados com a própria evolução morfo-estrutural da área.

Relativamente aos valores de porosidade, foram efectuadas algumas análises no Laboratório da Direcção Geral de Minas⁴, mas não queremos deixar de referir que estes resultados são insuficientes para retirarmos conclusões generalizadas. Teria sido necessário o tratamento de um maior

¹ $M = \% (\text{Ferromagnesianos} + \text{Plagioclase}) / \% (\text{Quartzo} + \text{Feldsp. alc.} + \text{albite}) \times 100$.

² Queremos salientar que todos os quadros relativos à composição química e mineralógica dos diferentes granitóides, foram elaborados com base nos dados obtidos pelos autores citados.

³ $WPI = 100 \times (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{H}_2\text{O}) / (\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{FeO} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{KO})$
Todos estes parâmetros permitem avaliar quantitativamente o potencial de alteração dos materiais, tanto maior quanto mais elevado o resultado obtido, com excepção do RSA. Com efeito, esta relação estabelece uma alterabilidade agravada quando os valores são diminutos, reflectindo um aumento da alumina em relação à sílica.

⁴ O método utilizado para determinar a porosidade, baseia-se na diferença de peso registada nas amostras, após absorção de água até ao ponto de saturação.

número de amostras bem como uma preparação mais cuidada, impossível face à sobrecarga de trabalho do próprio laboratório. Assim, para complementar os dados obtidos, tentámos aplicar um dos processos que A. Godard (1965) refere para avaliação da porosidade: medir o tempo necessário à infiltração de uma gota de água sobre os diferentes granitóides. Este método foi experimentado no campo e em laboratório, tendo sido utilizada uma micropipeta que permitiu uniformizar a dimensão das gotas de água (0,2ml). Embora A. Godard considere que tal processo dá origem a resultados por vezes difíceis de interpretar, é de fácil aplicação e, complementado com informações mais precisas, fornece dados interessantes.

4. 2. Caracterização geral dos granitóides

Granodiorito de Felgueiras

Em termos globais, o granodiorito de Felgueiras apresenta uma fácies petrográfica que se define como mesomelanocrata, biotítica, de grão grosseiro a médio e porfiróide. Macroscopicamente, salienta-se ainda a presença de megacristais de feldspato potássico de grandes dimensões e com uma orientação nítida (característica igualmente evidente nas biotites), bem como são frequentes os encraves de natureza metassedimentar, bastante escuros e microgranulares. Como referimos, este granitóide é cortado por numerosos filões geralmente aplíticos, que evidenciam forte resistência. A sua composição mineralógica (quadro n^o3), tendo em conta valores modais médios, apresenta variações significativas relativamente à generalidade dos granodioritos. De qualquer modo, o facto que desde logo se salienta é a percentagem extremamente elevada de plagioclase, que ao microscópio apresenta um carácter zonado, distinguindo-se ainda uma rede de microfissuras importante (Fot.n^o10). Segundo M. Andrade, F. Borges e F. Noronha (1985) a sua composição situa-se no domínio das plagioclases sódicas (oligoclase e andesina), embora seja frequente a presença de anortite no núcleo dos cristais zonados. O teor de feldspato potássico é bastante reduzido (os valores normalmente considerados para estes granitóides rondam os 22%), sendo possível observar em lâmina delgada a sua concentração dominante nos megacristais. Esta característica justifica provavelmente o facto de constituírem núcleos resistentes no seio de uma matriz bastante alterável, segundo um processo que poderíamos considerar quase de erosão diferencial a uma escala de análise ao nível dos minerais.

O quartzo evidencia um valor próximo do normal (apesar de ligeiramente mais baixo), formando agregados de pequenos cristais com extinção ondulante marcada. Estes conjuntos derivaram provavelmente do fraccionamento de unidades de maior tamanho, talvez em resultado da actuação de forças tectónicas.

Relativamente à composição química (Fig.n^o18), observa-se que a maior parte dos valores se aproximam da média normalmente considerada

	Valores Modais (%)				
	Média	1	2	3	4
Quartzo	24.95	24.90	25.30	38.40	24.60
Feldspato K	13.90	22.80	10.90	12.50	16.90
Plagioclase	43.95	37.40	44.90	35.00	43.00
Biotite	16.05	—	17.50	26.00	14.60
Moscovite	0.35	—	0.40	2.50	0.30
Restantes	0.80	14.90	1.00	0.60	0.60

Quadro 3 — Composição mineralógica do Granodiorito de Felgueiras¹

para granodioritos (segundo a tabela de Debon e Le Fort, 1988), com exceção do K₂O e do CaO, respectivamente superior e ligeiramente mais baixo. No entanto, se tivermos em conta os dados do quadro nº2, encontram-se discrepâncias marcadas. As mais importantes referem-se ao teor de SiO₂ (menor no granodiorito em questão) e Fe₂O₃ (percentagem superior), embora relativamente ao Al₂O₃ este granitóide evidencie também um carácter mais aluminoso do que o habitual.

O granodiorito de Felgueiras constitui, como já referimos, o substrato da Serra de Maragotos, mas também o de algumas depressões importantes como a de Idães-Torrados e Unhão, situadas no limite oriental da área em estudo. A sua composição químico-mineralógica associada às suas características texturais, permite considerá-lo um material bastante alterável, que justificaria o desenvolvimento de processos erosivos intensos. Com efeito, de todos os granitóides da área é o que apresenta valores mais elevados para os índices M (154,4), P/Fk (3,16) e WPI (13,69), bem como quantitativos inferiores para RSA (3,90). Os aspectos relacionados com a textura e porosidade² acentuam igualmente a sua fácil alteração, embora relativamente a esta última e também à dimensão do grão, o granito de Guimarães e Sto. Tirso assumam uma posição de maior fragilidade. De qualquer modo, o granodiorito de Felgueiras apresenta-se bastante fracturado (recorde-se a zona de cisalhamento que corta o maciço), o que, de acordo com os elementos definidos no ponto dois do presente capítulo, contribuiria para uma mais fácil degradação.

Tendo em conta as características definidas e associando-as agora aos aspectos morfológicos, parece-nos difícil explicar a "formação" da Serra de Maragotos por outro processo que não o de movimentação tectónica. Na

¹ Para o cálculo do valor médio, consideraram-se somente as amostras 2 e 4, pelo facto da primeira não discriminar o teor em biotite e a terceira constituir uma variedade extremamente rica em quartzo, apresentando um valor bastante superior ao que é habitual para um granodiorito. Considerando este último aspecto, embora neste momento não nos seja possível contemplar variações composicionais no contexto de uma mesma formação, parecem-nos relevante referir a sua extrema importância. Com efeito, estas variações podem ser fundamentais para justificar diferenças de alterabilidade em afloramentos à partida uniformes e, conseqüentemente, associá-las a aspectos morfológicos.

O valor de porosidade aberta obtido no Laboratório da Direcção Geral de Minas para o granodiorito de Felgueiras, é de 3,40%. Relativamente ao processo por nós utilizado para o mesmo efeito, verificou-se serem necessários cerca de 27 minutos para a total infiltração de uma gota de água de 0,2 ml.

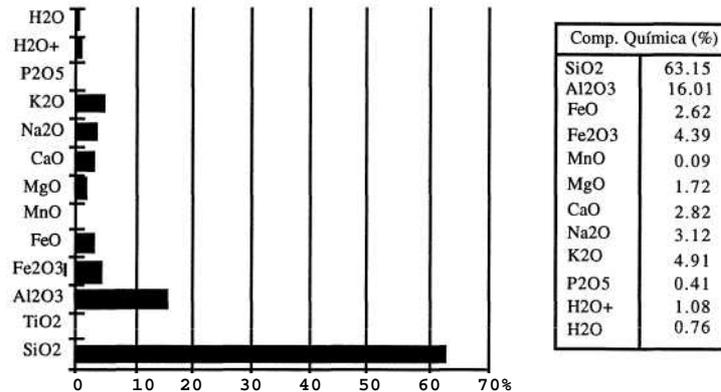


Fig. 18 — Composição química do Granodiorito de Felgueiras

realidade, se a alterabilidade potencial deste granodiorito permite que o consideremos uma fácil presa dos processos erosivos, seria de esperar o desenvolvimento generalizado de formas de degradação.

Granito de Lustosa e Regilde

O granito de Lustosa e Regilde apresenta características distintas de todos os outros granitóides da área. É uma rocha muito clara (hololeucocrata), de duas micas, grão médio e não porfiróide.

Evidencia um teor de quartzo bastante significativo (quadro n^o4A), apresentando-se este sob a forma de cristais bem desenvolvidos. A percentagem de feldspato potássico se bem que inferior à média geralmente considerada para granitos, quase duplica em relação à do granitóide anterior. O teor de plagioclase revela-se bastante elevado (cerca de 20% a mais do habitual), sendo no entanto esta constituída essencialmente por albite, termo que corresponde ao domínio das plagioclases francamente sódicas. De acordo com a classificação de Junge e Brousse (1959), o facto do granito de Lustosa possuir exclusivamente feldspato potássico e albite permite considerá-lo de carácter alcalino, o que mais uma vez lhe confere traços distintos. Com efeito, todos os restantes granitóides da área, como referimos no primeiro capítulo, são predominantemente calco-alcalinos.

Também a presença de silimanite, mineral de metamorfismo, é exclusiva deste granito. Em lâmina delgada pode observar-se o seu característico aspecto, constituindo filamentos alongados semelhantes a uma densa rede capilar (Fot.n^o11).

Em relação à composição química (quadro n^o4B), os valores apresentados não são significativamente diferentes da média, destacando-se apenas o Na₂O com um teor mais elevado (provavelmente devido ao domínio da albite) e o FeO e CaO com percentagens ligeiramente menores. A percentagem deste último elemento (inferior a 1%), reafirma, segundo Oen (1970), o carácter alcalino do granitóide em questão.

Valores modais (%)		Composição Química (%)	
Quartzo	30,80	SiO ₂	74,15
Feldspato K	26,20	Al ₂ O ₃	13,75
Plagioclase	34,90	Fe ₂ O ₃	0,39
Biotite	2,90	FeO	0,73
Moscovite	1,50	MnO	0,02
Restantes	5,20	CaO	0,25
		MgO	0,71
		Na ₂ O	4,02
		K ₂ O	4,5
		TiO ₂	0,15
		P ₂ O ₅	0,29
		H ₂ O-	0,03
		H ₂ O+	0,42

Quadro 4 — Composição do Granito de Lustosa: A - Composição mineralógica; B - Composição química.

Pelas características apresentadas o granito de Lustosa e Regilde parece ser bastante resistente à alteração, como confirma o facto de evidenciar alguns afloramentos de rocha relativamente sã. Além disso, é o que apresenta um dos valores mais reduzidos para os índices M (66,3) e WPI (10,03), bem como um RSA superior a todos os outros (5,39). Os aspectos texturais reafirmam os anteriores, salientando-se do mesmo modo uma porosidade bastante reduzida (1,40% segundo a análise efectuada na Direcção Geral de Minas e lhora e 20 minutos de tempo de infiltração).

Assim, a sua posição a cotas que ultrapassam os 550m na Serra de Campelos, poderia ser perfeitamente explicada por processos de erosão diferencial, seguindo o esquema clássico da conservação dos granitóides alcalinos de duas micas relativamente aos calco-alcalinos biotíticos e porfiróides. No entanto, não afastámos a hipótese de intervenção da tectónica, tanto a um nível de conjunto promovendo o soerguimento global da área (abrangendo as duas serras), como a um nível sectorial, pensando talvez numa tectónica mais recente. Com efeito, até pelo facto de constituir um dos granitóides mais antigos da área em estudo, passou provavelmente por vicissitudes complexas, como parece demonstrar a sua extrema microfissuração, visível em algumas amostras (fot.n^o12). Este factor poderá ter exercido uma forte influência sobre a sua alterabilidade (implicando uma situação relativamente diferente da que a composição e características texturais parecem indiciar), embora não seja possível generalizar a sua importância a todos os afloramentos.

Granito de Guimarães e Sto. Tirso

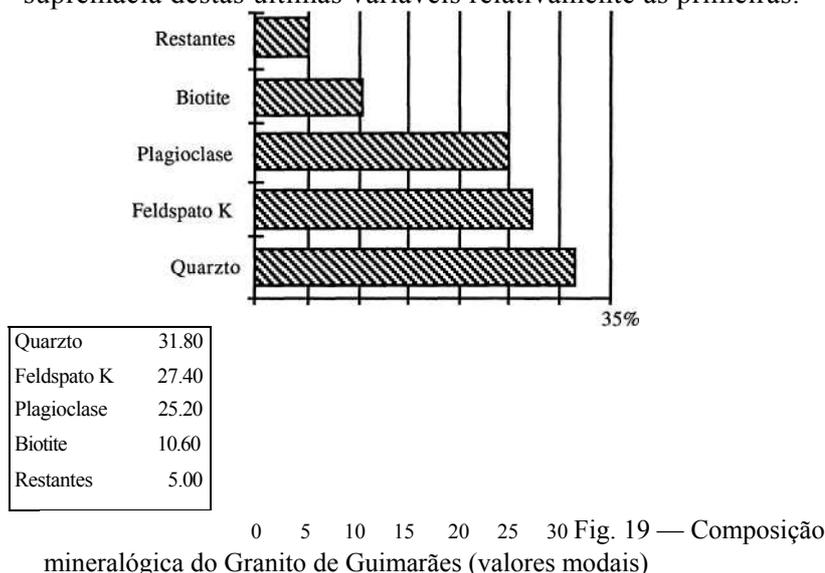
O granito de Guimarães e Sto. Tirso é uma rocha mesocrata, biotítica, de grão extremamente grosseiro e porfiróide. Apresenta megacristais de feldspato potássico orientados e abundantes, bem como encraves metassedimentares cujas características foram já descritas.

O teor de quartzo, relativamente elevado em relação à média, é idêntico à dos restantes granitos da área (fig.n^o19). No entanto, a percentagem de feldspato potássico é superior à de plagioclase e segundo

M. Montenegro, F. Borges e F. Noronha (1985) representa o mineral mais importante deste granitóide, formando cristais de maior dimensão relativamente ao contexto geral da matriz. De qualquer modo, o conteúdo em plagioclase é superior aos valores médios, caracterizando-se esta por uma percentagem importante de anortite, termo extremo das plagioclases cálcicas.

A composição química (Fig.nº20) evidencia algumas diferenças relativamente à tabela de Debon e Le Fort, destacando-se o SiO_2 inferior em cerca de 4% ao limite mínimo geralmente aceitável. Variações significativas detectam-se também no FeO , MgO e CaO , que apresentam percentagens um pouco superiores aos limites estabelecidos.

Na área em estudo, este granitóide é o que evidencia uma maior alteração, sendo extremamente difícil encontrar afloramentos de rocha sã. No entanto, se considerarmos os resultados obtidos a partir da aplicação dos diferentes índices, verifica-se que alguns deles atribuem ao granito de Guimarães características de grande resistência. Por exemplo, em relação a M e P/Fk obtemos os valores mais baixos no conjunto de todos os granitóides (60,47 e 0,91 respectivamente), o que à partida implica menor alterabilidade potencial¹. Tendo em conta os dados relativos a WPI (12,47) e RSA (4,54) é possível definir uma situação semelhante, embora neste caso o granito de Guimarães ocupe já a segunda posição numa sequência de alterabilidade crescente. Se a composição químico-mineralógica deste granitóide não justifica o seu comportamento no terreno, sem dúvida que a granularidade grosseira associada a uma importante macrofracturação (evidente nos cortes disponíveis) e valor de porosidade (6,6% e cerca de 20 minutos para infiltração total de acordo com o segundo processo de análise) assumiram um papel bastante importante, confirmando, de certo modo, a supremacia destas últimas variáveis relativamente às primeiras.



* Não podemos no entanto esquecer que o cálculo do índice M não contemplou a totalidade dos minerais ferromagnesianos, bem como foi impossível discriminar a composição da plagioclase. É provável que o valor deste índice seja mais elevado, considerando a presença importante de anortite.

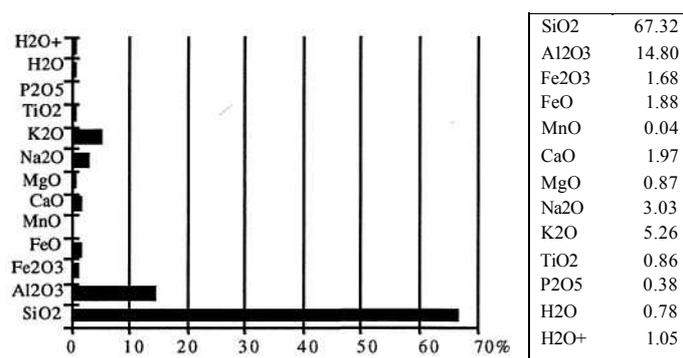


Fig. 20 — Composição química do granito de Guimarães

Sendo assim, o facto de constituir um termo facilmente alterável pode ter exercido uma influência no afeiçãoamento de algumas depressões importantes, nomeadamente a de Caldas de Vizela-Barrosas (Sta. Eulália), Cancela Nova-Alvarenga, Cernadelo, Nogueira e Aveleda.

Granito de Burgães. Selho e Arões

Este granitóide apresenta características bastante semelhantes a anterior, sendo igualmente mesocrata, biotítico, porfiróide e evidenciando a presença de encraves. No entanto, o seu grão apresenta dimensões inferiores, bem como os megacristais de feldspato potássico, de configuração marcadamente paralelipipédica, se distribuem de uma forma mais dispersa.

A composição mineralógica não difere significativamente da do granito de Guimarães, embora o teor de feldspato potássico seja menor e o de plagioclase superior (quadro n^o5A). Esta última encontra-se representada pela anortite, embora por vezes seja possível identificar percentagens de andesina bastante elevadas (M. Montenegro, F. Borges, F. Noronha, 1985).

Relativamente à composição química (quadro n^o5B) as diferenças são mais marcadas, tanto em relação ao granitóide anterior como aos valores médios normais. A percentagem de SiO₂ é bastante inferior (quase 5% em relação ao limite mínimo), verificando-se acréscimos de Al₂O₃, MgO, CaO e principalmente de FeO, sendo este último praticamente o dobro do valor referido por J. Dercourt e J. Paquet (1986).

A partida, considerando apenas estas características, poderíamos afirmar que o granito em análise evidencia uma alterabilidade potencial bastante importante. No entanto, os valores de M e P/Fk (respectivamente 65,07 e 1,03) não traduzem esta situação, bem como relativamente a WPI (12,84) e RSA (4,38) se assinala um comportamento idêntico ao de Guimarães.

No terreno constata-se ainda que o seu grau de conservação é superior quer ao granodiorito de Felgueiras quer ao granito de Guimarães, comprovado até pelo grande número de pedreiras em exploração. Talvez a

sua textura, associada ainda ao facto de evidenciar, em lâmina delgada, uma microfracturação pouco acentuada, possa justificar a sua maior resistência. Salienta-se ainda o facto de apresentar uma porosidade muito inferior à dos outros granitóides da área (0,6% e próximo de 2 horas para infiltração completa de uma gota de água).

Em termos morfológicos, constitui o substracto de alguns relevos importantes no limite SW da área em estudo, nomeadamente da Serra de Santiago (embora a cotas inferiores a 400m). No entanto, está igualmente presente ao longo do vale do Rio Mezio, cujas características nos levam a pensar tratar-se de um vale-alveolar (ver capítulo IV).

Estabelecer de forma aproximada uma escala de resistência dos granitóides da nossa área face à alteração, implica uma análise conjugada das diferentes variáveis envolvidas no processo. No quadro n^o6, tentámos precisamente definir sequências de alterabilidade crescente, com base nos elementos que considerámos fundamentais.

Composição Química (%)	
SiO ₂	66,64
Al ₂ O ₃	15,21
Fe ₂ O ₃	1,25
FeO	2,71

A

Valores Modais (%)			
Quartzo	31,1	MnO	0,06
Feldspato K	25,3	CaO	2,24
Plagioclase	26,1	MgO	1,33
Restantes	16,8	Na ₂ O	2,88
		K ₂ O	5,23
		TiO ₂	0,75

P ₂ O ₅	0,42
H ₂ O-	0,64
H ₂ O+	0,94

Quadro 5 — Composição do granito de Burgães: A - Composição mineralógica; B - Composição química

4. 3. Comparação dos diferentes granitóides. Tentativa de definição de uma escala de alterabilidade

Como se pode observar, é possível subdividi-los em quatro grandes grupos (de acordo com o esquema da figura n^o12), respectivamente composição mineralógica e química, aspectos texturais, fracturação (macro e micro) e porosidade, associando-se ainda o grau de conservação no terreno, definido com base nas características macroscópicas dos afloramentos. Convém salientar que relativamente à fracturação foram utilizadas as informações expressas nas folhas da Carta Geológica de Portugal que cobrem a área, bem como as derivadas das observações de campo, sem no entanto se ter procedido a uma avaliação exaustiva que permitisse a utilização de dados quantitativos. Para determinar a intensidade da microfracturação foram analisadas algumas lâminas ao microscópio,

referindo-se, de qualquer modo, a necessidade de um estudo mais preciso, não só em relação a esta variável como a todas as outras. Com efeito, pensámos que se for possível empreender uma análise completa e rigorosa, desenvolvida num contexto mais alargado de tempo e condições materiais, os resultados prováveis devem apontar para um número mais reduzido de sequências de alterabilidade, senão mesmo para uma só.

De qualquer modo, uma leitura sumária dos dados por nós obtidos, permite-nos desde já retirar algumas conclusões. Por um lado, é evidente o destaque de três sequências principais: GBLF, LGBF e BLFG¹. Verifica-se também que enquanto as duas primeiras estão fundamentalmente relacionadas com variáveis dependentes da composição químico-mineralógica, a última é função de características ligadas à porosidade e grau de conservação no terreno, acompanhadas de perto pelos dados relativos à fracturação. Por outro lado, comparando os resultados na sua globalidade, constata-se que os granitos de Lustosa e Burgães se assumem, na generalidade dos casos, como os termos menos alteráveis, enquanto o de Guimarães e o granodiorito de Felgueiras representam os de maior susceptibilidade.

Sequências de Alterab. Função de	L BGF	LGBF	LBFG	GBLF	GLBF	BLFG	BLGF	BGFL
% Quartzo				X				
% Feldspato k (total)					X			
% Plagioclase (total)				X				
%Biótite		... X....						
M				X				
Relação P/Fk				X				
WPI		X						
RSA (SiO ₂ /Al ₂ O ₃)		X						
Dimensão do grão			X					
Megacrístais (dimensão/concentração)	X							
Orientação	X							
Fracturação							X	
Microfissuração								X
Porosidade 1						X		
Porosidade 2						X	X	
Grau conserv. no terreno						X		

Quadro 6 — Sequências de alterabilidade definidas com base em diferentes variáveis. B - Granito de Burgães, Selho e Arões; F- Granodiorito de Felgueiras; G - Granito de Guimarães e Sto. Tirso; L - Granito de Lustosa e Regilde; Porosidade 1 - Laboratório da Direcção Geral de Minas; Porosidade 2 - Tempo de infiltração.

¹ Note-se que as sequências definidas estão organizadas segundo o aumento progressivo da alterabilidade, considerando a influência das variáveis em jogo. Por uma questão de mais fácil leitura, as letras utilizadas correspondem à inicial dos granitóides em estudo (ver legenda do quadro nº6).

Em função deste panorama, torna-se difícil estabelecer uma sequência completa que separe nitidamente os quatro granitóides, sendo necessário precisar, à luz dos pressupostos teóricos definidos na primeira parte do presente capítulo, que variáveis poderão exercer maior influência sobre a sua alterabilidade. Com efeito, embora à partida pudéssemos supor que a maior ou menor resistência dos granitóides resulta da conjugação global destas variáveis, o facto é que as sequências apontadas derivam de factores opostos, sugerindo que a alteração das rochas pode depender essencialmente de um grupo específico. Este poderá talvez ser identificado analisando as variáveis que permitem definir cada série e confrontando-as com o grau de conservação dos materiais no terreno.

Na tentativa de esclarecer esta situação, vamos examinar de forma mais precisa as informações expressas no quadro n^o6. Relativamente à composição mineralógica, os resultados obtidos expressam sequências diferenciadas, estabelecidas com base na percentagem dos minerais essenciais que constituem os vários granitóides (fig.n^o21). Considerando a sua alterabilidade segundo a escala de Goldich, seria de esperar que rochas mais ricas em quartzo e feldspato potássico fossem mais resistentes, enquanto teores elevados de plagioclase e biotite implicariam um comportamento inverso. Associando estes dados através do índice M e da relação P/Fk, verificámos o domínio da sequência GBLF (fig.n^o22).

No entanto, é preciso não esquecer que a aplicação destes índices não contemplou elementos importantes. O facto de não dispormos de informação relativa à percentagem de minerais ferromagnesianos (o que nos levou a utilizar para o índice M somente a percentagem de biotite e no caso do granito de Burgães esta ter sido considerada com um valor semelhante ao de Guimarães¹) bem como não ser possível discriminar o tipo de plagioclase presente, poderá ter introduzido um erro bastante importante.

Pelos dados expressos no ponto 4.2., somos levados a pensar que a sequência estabelecida não corresponde à realidade, com excepção do lugar ocupado pelo granodiorito de Felgueiras. Com efeito, embora o granito de Guimarães e o de Burgães possuam teores de quartzo e plagioclase respectivamente mais elevados e menores que o granito de Lustosa, vimos que este último apresentava uma percentagem de feldspato potássico importante, associado a um valor de albite que, no caso dos dois primeiros granitóides, é substituída por anortite e andesina. Por outro lado, a percentagem de biotite também reafirma a sua menor alterabilidade. Relativamente ao comportamento do granito de Guimarães e Burgães, poderíamos considerar, em função das percentagens de feldspato potássico

¹ Admitir que a percentagem de biotite é idêntica para os granitos de Guimarães e Burgães não nos parece totalmente incorrecto, devido à semelhança que evidenciam. No entanto, pensámos que o granito de Burgães deve possuir um teor mais elevado deste mineral, pela sua observação no terreno bem como por análise macroscópica de lâminas delgadas, que efectuámos para caracterizar as fases de alteração dos diferentes materiais.

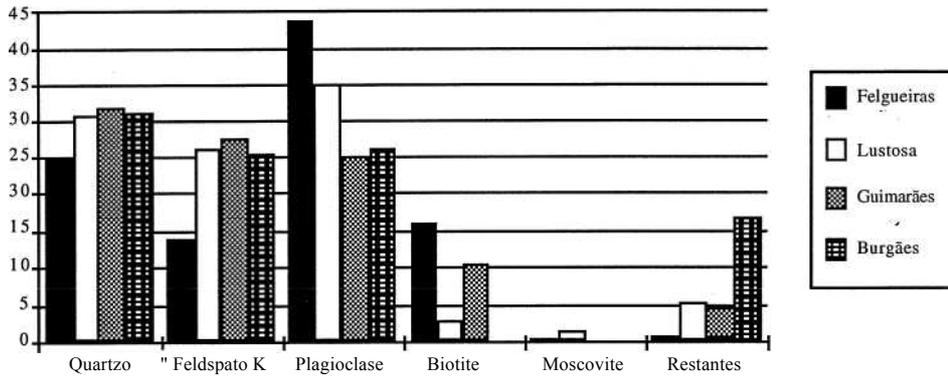


Fig. 21 — Composição mineralógica dos granitóides em estudo

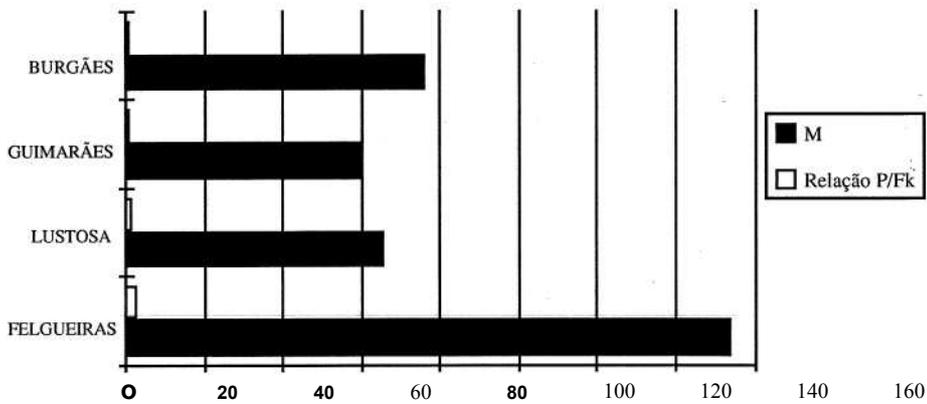


Fig. 22 — Valores do índice parcial de alterabilidade em função da composição mineralógica (M) e da relação Plagioclase/Feldspato Potássico

e biotite, uma maior resistência do primeiro.

Assim, a sequência que a composição mineralógica deveria privilegiar vai de encontro à estabelecida pelos índices WPI e RSA, ou seja, LGBF. Com efeito, se compararmos os quatro granitóides com base na percentagem que cada um evidencia relativamente aos diferentes elementos químicos (quadro nº7), esta sequência repete-se para os teores de SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO e MnO (diminuindo o valor da primeira e aumentando a dos restantes). No entanto, os valores de Fe_2O_3 , TíO_2 e H_2O^+ apresentam dados sucessivamente mais elevados para a série LGBF, implicando uma troca que reflecte maior concordância relativamente aos termos mais e menos alteráveis definidos de início.

De qualquer modo, se não subsistem quaisquer dúvidas quanto à grande vulnerabilidade do granodiorito de Felgueiras e à relativa resistência do de Lustosa e Regilde, as posições ocupadas pelos granitos de Burgães e Guimarães continuam ainda em jogo. Mas considerando as

variáveis ligadas aos aspectos texturais, a dúvida que permanecia é esclarecida. Comparando os dois granitóides, o de Guimarães é sem dúvida o que apresenta o grão mais grosseiro, megacristais com uma orientação mais nítida (NW-SE) e, se bem que com dimensões inferiores, estes apresentam-se mais concentrados e em maior número.

Relativamente aos elementos finais, a situação volta no entanto a complicar-se. O granito de Burgães aparece-nos agora como o granitóide mais resistente, evidenciando menor porosidade (fig.n^o23) e fracturação (macro e micro), enquanto o granodiorito de Felgueiras e o de Guimarães ocupam alternadamente a última posição nestas duas variáveis.

Quanto ao granito de Lustosa e Regilde, aparece-nos na sequência do de Burgães, apesar de constituir o termo que evidencia maior microfissuração.

Se considerarmos que o grau de conservação no terreno é o resultado directo das diferenças de alterabilidade, a sequência a estabelecer privilegia as variáveis ligadas directamente à porosidade e, em parte, aos

	Felgueiras	Lustosa	Guimarães	Burgães
SiO ₂	63,15	74,15	67,32	66,64
TiO ₂	0,9	0,15	0,86	0,75
Al ₂ O ₃	16,01	13,75	14,80	15,21
Fe ₂ O ₃	4,39	0,39	1,68	1,25
FeO	2,63	0,73	1,88	2,71
MnO	0,09	0,02	0,04	0,06
MgO	1,72	0,25	0,87	1,33
CaO	2,82	0,71	1,97	2,24
Na ₂ O	3,12	4,02	3,03	2,88
K ₂ O	4,91	4,50	5,26	5,23
P ₂ O ₅	0,41	0,29	0,38	0,42
H ₂ O ⁺	1,08	0,42	1,05	0,94
H ₂ O ⁻	0,76	0,03	0,78	0,64

Quadro 7 — Composição química dos diferentes granitóides (%)

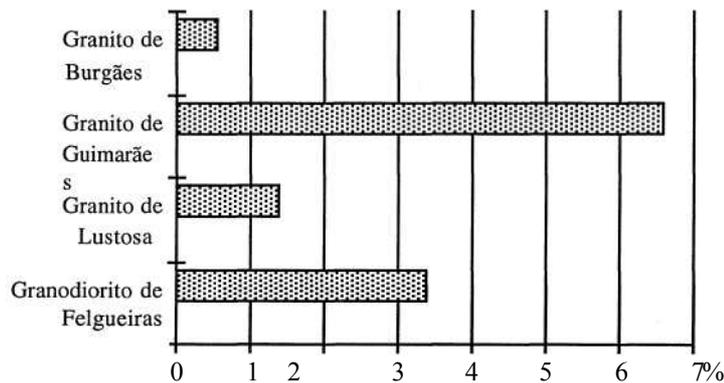


Fig. 23 — Valores de porosidade dos diferentes granitóides

aspectos texturais e fracturação¹. Esta última, representada pela série BLGF, vai de encontro à que se define contabilizando o número de vezes que os granitóides ocupam os primeiro, segundo, terceiro e quarto lugares, no contexto das diferentes variáveis.

De qualquer modo, pensámos ser difícil afirmar peremptoriamente tal sequência, subsistindo algumas dúvidas em relação ao granito de Lustosa, que provavelmente poderá constituir o termo mais resistente. Com efeito, vários dos afloramentos analisados denotam um grau de conservação importante, dominando a rocha pouco alterada. No caso do de Burgães, é possível encontrar afloramentos de rocha sã, embora a sua alteração se processe com maior rapidez, provavelmente em resultado do seu cariz porfíroide.

Para finalizar, não podemos deixar de referir que os factores ligados à intensidade de alteração, dos quais salientámos principalmente a topografia e a drenagem, poderão ter exercido uma forte influência relativamente ao grau de conservação destes granitóides, interferindo com as variáveis anteriormente assinaladas². Por isso, embora a sequência definida resulte da observação das características dominantes em vários afloramentos do mesmo material, tal não implica a inexistência de variações sectoriais. Estas variações encontram-se frequentemente expressas ao nível da fracturação, elemento que parece assumir um papel determinante no contexto da alteração diferencial (P. Birot, 1952; J. Lagasquie, 1984).

III. COMPORTAMENTO DA ALTERAÇÃO NA ÁREA EM ESTUDO

As características evidenciadas pelos perfis de alteração, permitem-nos, por um lado, avaliar a importância da actuação destes processos na área em estudo e, por outro, recolher dados fundamentais que nos ajudem a explicar a evolução geomorfológica patente.

Neste sentido, procedemos à análise de alguns perfis desenvolvidos no contexto dos quatro tipos de granitóides já apresentados, tendo em vista

* Embora na nossa opinião estas variáveis sejam efectivamente mais importantes no contexto da alteração das rochas, não podemos deixar de referir, à semelhança de Charles Le Coeur (1982), que a composição dos vários granitóides pode não ser suficientemente distinta para originar, por si só, uma alterabilidade diferencial.

^ Relativamente às condições climáticas, considerando a sua uniformidade numa área de trabalho relativamente pequena, pensámos que são irrelevantes num contexto diferenciador da alteração dos materiais. Em termos globais refira-se, no entanto, que os valores médios anuais de precipitação e temperatura registados na estação meteorológica mais próxima (Paços de Ferreira), respectivamente de 1670,2mm e 18,7°C (temperatura média das máximas), são extremamente favoráveis à evolução actual da alteração, segundo opinião de J.P. Bakker (1966). De qualquer modo, não podemos esquecer que os grandes episódios da alteração (principalmente a química) se reportam ao Terciário, intimamente associados aos paleoclimas tropicais e subtropicais do Neogénico, bem como às fases de interglaciação do Quaternário (João Pais, 1986,1989; M- Amália Braga, 1988). No entanto, como veremos no próximo capítulo, os vestígios de uma alteração antiga na área em estudo são bastante ténues.

concretizar dois objectivos principais: analisar a forma como evolui a alteração, ou seja, quais as modificações físicas, químicas e mineralógicas que implica; definir uma intensidade aproximada do processo, tendo em conta as variações registadas.

Embora considerando o âmbito bastante limitado das análises elaboradas, procurámos ainda verificar se os perfis traduzem a alterabilidade dos granitóides de que derivam (uma vez que, apesar destas formações evoluírem fundamentalmente sob o condicionamento de factores externos, não podemos excluir a probabilidade das características da rocha mãe exercerem alguma influência), bem como, se a sua localização é susceptível de implicar diferenciações no seu processo evolutivo.

1. Definição de perfil de alteração

Em termo globais, podemos considerar que os perfis ou mantos de alteração correspondem a formações superficiais, cuja génese está associada a mecanismos de alteração *in situ*, embora possam envolver igualmente materiais remobilizados, que sofreram um transporte relativamente curto (A. Brum Ferreira, 1978). Com efeito, os perfis de alteração podem apresentar estruturas variáveis, fundamentalmente condicionadas pelas características morfoclimáticas passadas e actuais. Assim, considerando tal aspecto, podemos talvez encará-los como testemunhos em parte semelhantes a depósitos correlativos, pois permitem, quando associados a outros elementos, reconstituir a evolução geomorfológica de uma área.

Traduzindo precisamente a variedade estrutural que podem assumir os perfis de alteração, resumimos no quadro nº8 algumas tipologias apresentadas por diferentes autores. Salientámos, contudo, as propostas de A. Godard (1977) e M[§] Amália Braga (1988), aliás bastante semelhantes, uma vez que se aproximam mais do tipo de perfil presente na nossa área. Com efeito, excluindo os mantos que se desenvolvem a partir do granito de Lustosa e Regilde, é possível definir uma estrutura modelo, que caracteriza os perfis derivados dos três grupos de granitos biotíticos e porfiróides analisados. Normalmente, apresentam três níveis de alteração distintos (que podem ainda ser subdivididos), desenvolvendo-se os dois primeiros segundo faixas de transição verticais e horizontais, de acordo com um esquema de alteração que evolui de forma centrípeta, em torno de blocos rochosos.

Nível 1. Apresenta uma estruturação em três zonas distintas, que se identificam com base no grau de conservação dos materiais *in situ*. A primeira, constituída por rocha sã (R.S.), concentra-se preferencialmente no núcleo das *bolas* graníticas que caracterizam a generalidade dos perfis, embora por vezes se observe igualmente na base. A partir deste sector interno, o material vai sofrendo modificações no seu aspecto e consistência, formando sucessivas *capas de alteração* que envolvem a rocha sã. Embora

nem sempre se verifique um padrão regular, normalmente as primeiras capas são constituídas por rocha pouco alterada (R.P.A.), enquanto nas mais externas encontramos um material francamente alterado (R.A.).

Nível 2. Geralmente, no contacto imediato com a rocha alterada dos blocos esféricos, bem como próximo do topo dos perfis, desenvolve-se uma massa de material decomposto, que constitui a arena¹. Em alguns sectores, ela evidencia ainda a estrutura da rocha que lhe deu origem (arena de estrutura conservada-A.E.C). visível pelo alinhamento dos megacristais de feldspato potássico e a conservação de encraves. A medida que nos aproximamos da superfície, o material anterior pode por vezes sofrer modificações progressivas, até constituir uma arena sem estrutura conservada (A.) Trata-se de uma massa bastante mais fina, areno-argilosa, por vezes também evidente nas faixas de transição que separam os blocos.

Perfis Autóctones			Perfis com um ou mais Alóctones*		
A. Godard, 1977 Perfil típico das Regiões Temperadas	M ^a A. Braga, 1988 Perfil típico da Bacia do Cávado	F. Seddoh, 1973 (Área de Morvan)	F. Seddoh, 1973 (Área de Morvan)	A. Godard, 1975, 1976, 1987. (Europa Oc.)	J. Lagasquie, 1984 Pirinéus (França)
1. Rocha Sã	1. Rocha sã na base do perfil ou núcleo de bolas graníticas. A partir deste núcleo	Arenas <i>in situ</i> A. Arenização superficial parcial.	A. Perfis de <i>Arène Litée</i> 1. <i>Arena in situ</i>	1. <i>Arena in situ</i>	A. Alterites Evoluída 1. <i>Arena in situ</i>
2. Horizonte de blocos separados de areia granítica.	desenvolvem-se capas de alteração, constituídas por Rocha Alterada Compacta (RAC)	1. Rocha Compacta.	2. <i>Arène Litée</i>	2. <i>Arènes Litées</i>	2. Horizonte com elementos residuais de comboio blocos.
3. Horizonte com bolas graníticas.		2. Horizonte com blocos desagregados.	B. Perfis de <i>Arène</i>	3. Comboio blocos	. 00.
4. Horizonte de areia c/ estrutura conservada *	2. Arena c/ estrutura conservada (AEC)	3. Horizonte com bolas graníticas.	Tipologia de perfis com blocos.		B. Alterites "Ménagées "
5. Horizonte de areia s/ estrutura conservada-		4. Arenas.	1. <i>Arena in situ</i> ou granito alterado.		1. Rocha alterada.
6. Solo.	3. Solo.	B. Arenizaçãp. superficial hjjjjjlgfnfi	2. <i>Arène Litée</i>		2. <i>Arena in situ</i>
		1. Rocha compacta com diaclases.	3. <i>Arena c/ blocos.</i>		3. Comboio blocos.
		2. Arenas por vezes com estrutura conservada.			4. Depósito de vertente.
		arp.niyada			

Quadro 8 — Tipologia de perfis de alteração, segundo diferentes autores

* Estes perfis são geralmente definidos em áreas que estiveram sob influência de ambientes periglaciares. Por exemplo, Coudé-Gausson define perfis com esta estrutura na área das Serras Peneda-Gerês. Envolvem já movimentação de material, o que nos levou a separá-los do conjunto anterior.

Nível 3. Culminando os anteriores, este último nível corresponde já a um solo, geralmente pouco espesso, traduzindo uma evolução pedológica incipiente.

A presença de *bolas* graníticas no seio da generalidade dos perfis da

O termo arena é utilizado para designar o produto da alteração *in situ* dos granitóides.

nossa área, constitui sem dúvida uma das características mais interessantes, embora bastante comum. A sua gênese está associada a fenômenos de exfoliação e, no seu contexto, à meteorização esférica¹. que se desenvolve a partir de processos específicos. Actuando em torno de blocos inicialmente angulosos, estes processos implicam o seu progressivo arredondamento, denunciando, em simultâneo, uma alteração que além de progredir verticalmente (do topo para a base), sofre também uma evolução horizontal ou lateral (da periferia para o núcleo de rocha sã). Daí resulta, sem dúvida, a estrutura que definimos para os nossos perfis.

Mas no contexto da meteorização esférica, vários processos têm sido considerados para explicar a formação destes núcleos rochosos. Durante a primeira fase do trabalho de campo, tentámos encontrar uma resposta passível de justificar a sua presença nos perfis, colocando-se três hipóteses principais. Na primeira, sugerimos que talvez o modo de instalação e consolidação do granito pudesse imprimir à rocha uma estrutura específica, que implicasse a individualização de camadas concêntricas. Se pudéssemos considerar tal hipótese, a própria disposição destas capas facilitaria a alteração, progredindo esta mais facilmente ao longo dos planos de separação. Na segunda, considerámos a probabilidade de estar em causa um processo de expansão por descompressão, visto este ser susceptível de originar fenômenos de exfoliação. Por fim, associámos a existência das sucessivas capas, a variações da sua composição químico-mineralógica.

Segundo CD. Ollier (1971), nem a primeira nem a segunda hipóteses deverão ser consideradas para justificar a meteorização esférica. Embora sejam incluídas nas várias causas possíveis que aponta, defende um processo que, em parte, vai de encontro à última questão por nós levantada. Com efeito, ele considera que a meteorização esférica e consequentemente a formação das bolas graníticas, é o resultado de alterações químicas periódicas, sob condições de volume constante (o que anula o fenómeno da expansão por descompressão), promovidas pela hidrólise dos materiais e sua consecutiva remoção. As capas concêntricas seriam então o resultado de um progressivo empobrecimento químico, modelo que segue de perto a formulação dos *anéis de Liesegang*².

Segundo CD. Ollier (1971), a exfoliação é o termo utilizado para designar a formação de camadas ou lâminas nas rochas, por qualquer processo de meteorização. Considera ainda que ela pode ser subdividida em três tipos principais, salientando que a meteorização esférica só deve ser aplicada quando se verifica a formação de capas concêntricas em torno de um núcleo rochoso, situado a uma certa profundidade. Só assim será possível a formação das bolas graníticas, uma vez que permite o progresso da alteração de forma centrípeta, envolvendo o bloco por inteiro. O termo escamação, frequentemente considerado sinónimo da meteorização esférica, deve ser utilizado para designar processos que actuam sobre blocos expostos à superfície.

² Sobre esta questão, cfr. CD. Ollier (1971), p. 136-137.

2. Metodologia adoptada no estudo dos perfis de alteração

Conforme referimos no ponto 3 do segundo capítulo, a intensidade de alteração deve ser avaliada através das diferenças registadas entre a rocha mãe sã e os produtos que resultam da sua progressiva degradação. Estas diferenças traduzem-se por modificações de ordem física, química e mineralógica, envolvendo a sua análise um estudo sequencial que parte das observações de campo, para um tratamento laboratorial relativamente complexo.

De acordo com o plano de trabalho pré-estabelecido para análise dos perfis de alteração, foi seguida uma determinada metodologia, para cada um dos pontos considerados, que passámos a expor e, sobretudo, a explicar porque é que em certos casos ela não deu resultados totalmente satisfatórios. Apesar destas "justificações" serem habitualmente expressas após concretização dos objectivos, pensámos que a leitura do texto seguinte se tornará mais clara se de início forem conhecidos os pressupostos e condições exigidas para uma prossecução efectiva. Além disso, queremos desde já deixar bem claro, que o trabalho desenvolvido deverá ser encarado como uma tentativa de aplicar à Geomorfologia técnicas habitualmente pouco utilizadas, mas que poderão conduzir a resultados válidos para explicar determinados fenómenos. Pretendemos analisar a sua importância e aplicabilidade, reflectindo, com base nas dificuldades com que deparámos, sobre processos analíticos mais exaustivos, de utilização possível em trabalhos futuros.

2. 1. Selecção dos perfis, análise macroscópica e recolha de amostras

Tendo em conta uma análise baseada nos granitóides mais representativos da área em estudo, foram seleccionados quatro perfis de alteração (fig.n^o24).

Embora este número seja bastante limitado para que se possam retirar conclusões generalizadas sobre factores, processos e evolução da alteração (pois tal exigiria o estudo de vários perfis derivados do mesmo material e localizados em pontos distintos), condicionamentos ligados ao âmbito do trabalho, bem como dificuldades no tratamento laboratorial, impediram-nos de concretizar uma análise mais detalhada.

Assim, com o objectivo de superar, pelo menos parcialmente, esta dificuldade, a escolha dos perfis foi orientada no sentido de seleccionar aqueles que, após observação dos cortes disponíveis, reunissem características representativas do modo como se processa a alteração nos diferentes materiais. Ou seja, tentámos definir para cada formação rochosa um perfil modelo, embora tal não se mostrasse fácil¹.

¹ Este critério de selecção não foi rigorosamente seguido no caso do perfil desenvolvido no granodiorito de Felgueiras. No entanto, pareceu-nos importante inclui-lo na nossa análise, dadas as suas características peculiares.

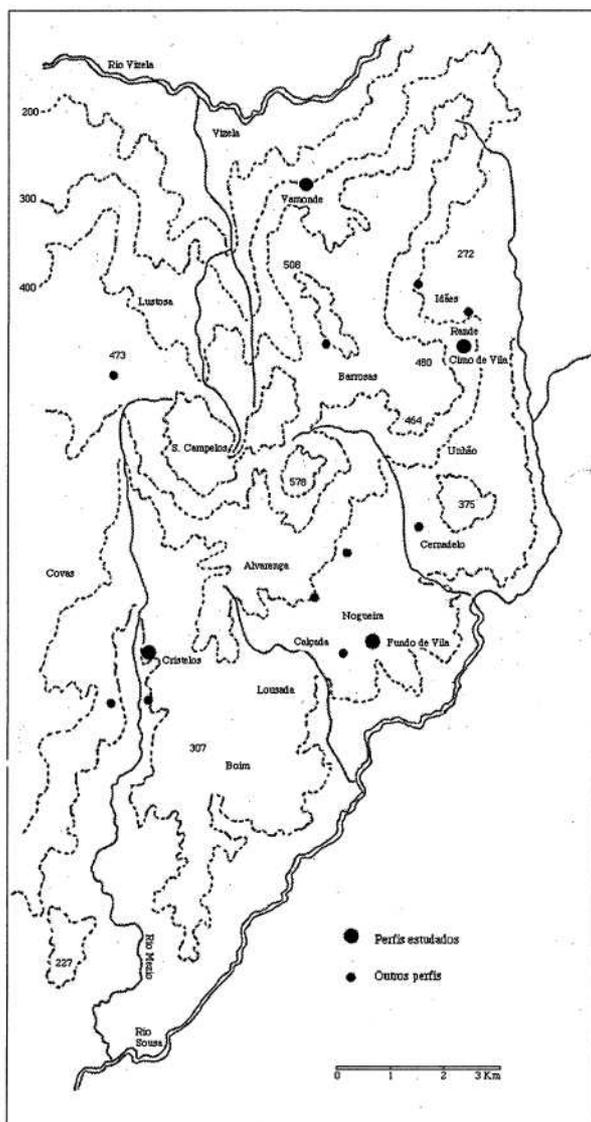


Fig. 24 — Localização dos perfis de alteração

Seleccionados os perfis, procedemos à sua análise macroscópica (ver ponto 3). Esta consistiu basicamente na identificação e descrição das diferentes fases de alteração, de acordo com as características da rocha em si (grau de coesão, textura e estrutura) e dos minerais que a constituem. Trata-se essencialmente de uma apreciação de âmbito qualitativo que, segundo CD. Ollier (1975), poderá ser efectuada tendo como ponto de partida o grau de coerência dos materiais no seio dos perfis.

Considerando tal pressuposto, o autor estabeleceu uma escala de alteração que varia entre o grau 1 e 5, representando, respectivamente, a

rocha sã e um estado de alteração extremamente forte, em que o material se desintegra quando mergulhado em água. Este processo tem sido utilizado e citado por vários autores (nomeadamente, Cotelo Neiva, A. Neiva e M. Godinho, 1965; L. Aires Barros, 1971; A. F. Ferreira Pinto, 1975; A. Begonha, 1989) embora ao esquema inicialmente introduzido por CD. Ollier fossem propostos e aditados outros parâmetros de análise¹.

Foi precisamente a partir de uma combinação entre parâmetros diversos, que definimos as várias fases de alteração presentes nos nossos perfis (ver ponto 3.1.). Para que fosse possível obter em cada um deles amostras com características idênticas, no contexto das diferentes fases, utilizaram-se alguns critérios de campo para determinar os pontos de colecta :

- **R.P.A.** Rocha com aspecto geral fresco, compacta, bastante resistente e difícil de partir com o martelo. Os minerais apresentam-se intactos, com cor, dureza e brilho inalterados, embora por vezes seja possível identificar a presença de alguns núcleos acastanhados, indiciando a presença de óxidos de ferro. A amostra deste material foi retirada na proximidade do núcleo das *bolas* graníticas.

- **R.A.** Apresenta-se já bastante fragilizada e os minerais geralmente perderam a sua cor e brilho iniciais. Embora seja ainda necessário recorrer ao martelo para a retirar do local, uma vez extraída parte-se facilmente com as mãos.

- **A.** Material praticamente decomposto, com conservação da estrutura inicial da rocha em alguns pontos. Os minerais estão bastante alterados, verificando-se que os feldspatos se esboroam dando origem a uma massa esbranquiçada e as biotites apresentam uma franca descoloração. O quartzo é o único elemento que se conserva praticamente inalterado, enquanto o material no seu conjunto se desfaz mediante simples pressão dos dedos.

Convém referir que não colectámos amostras de rocha sã pelo facto de já existirem informações publicadas sobre a composição químico-mineralógica dos granitóides da área (M. Montenegro de Andrade, F. Sodrê Borges e F. Noronha, 1985), embora esta opção, como já referimos, possa não ter sido a mais correcta.

2. 2. Tratamento das amostras para análise microscópica da composição mineralógica das diferentes fases de alteração

Com o objectivo de avaliar em termos quantitativos as variações da composição mineralógica motivadas pelo avanço da meteorização, foram elaboradas oito lâminas delgadas a partir do material correspondente às duas fases de alteração iniciais de cada um dos quatro perfis (fl-R.P.A. e fl2-R.A). Estas lâminas foram posteriormente observadas ao microscópio, ao

¹ Sobre esta questão, consultar texto original da tese.

qual se anexou um contador, programado para um somatório total de 1000 pontos.

Embora esta metodologia seja frequentemente utilizada e aconselhável, ela exige determinados requisitos para que os resultados obtidos sejam fiáveis. Entre eles, destaca-se principalmente o número de lâminas a efectuar bem como o número de pontos que deverão ser contabilizados, o que depende do cariz mais ou menos grosseiro da amostra. Se não forem considerados estes elementos, corremos o risco de obter uma amostragem pouco significativa, susceptível de traduzir uma contagem por excesso ou por defeito de alguns minerais, uma vez que a sua distribuição na rocha não assume um padrão uniforme. Por exemplo, no caso específico das lâminas correspondentes ao granodiorito de Felgueiras e ao granito de Guimarães, o facto de ter abrangido um megacristal de feldspato potássico, implicou valores extremamente elevados deste elemento, tanto em RPA como em RA. Assim, os resultados por nós obtidos, embora permitam ter uma ideia da evolução do processo, não são totalmente satisfatórios (ver ponto 4).

Um pouco para ultrapassar este problema e também porque o que nos interessa fundamentalmente é analisar a intensidade de alteração conjunta da rocha e dos diferentes minerais (e não uma específica variação quantitativa), recorreremos a um processo ligeiramente diferente na contagem dos pontos: contabilizámos apenas os grãos alterados e, ao contrário da metodologia utilizada anteriormente, cada um deles foi avaliado no seu todo e não somente tendo em conta o ponto de cruzamento dos eixos de referência. Esta avaliação processou-se segundo uma escala de análise previamente estudada, na qual foram definidos três níveis de alteração dos minerais: minerais com alteração nula ou fraca (A.N.F.); minerais com alteração média (A.M.) e minerais com alteração forte (A.F.). A atribuição destes níveis seria função, no caso dos feldspatos potássicos e plagioclases, do espaço ocupado pela mancha de alteração no contexto global de cada grão e, para as biotites, considerou-se a intensidade da descoloração¹. Este processo não permite, no entanto, considerar os grãos de quartzo. Foi definida uma contagem total de 200 pontos com um

* Como esta metodologia não se encontra definida em qualquer da bibliografia consultada, não existem critérios que possam servir de modelo à classificação dos minerais nestes três níveis. Para homogeneizarmos os resultados, criámos um padrão visual, que nos permitisse seguir sempre a mesma linha de análise, para as várias lâminas. Relativamente a ANF, não tivemos problemas em definir uma situação clara, considerando que os minerais com indícios praticamente nulos de alteração, seriam incluídos neste grupo; em AM, utilizámos como ponto de referência situações semelhantes às que podem ser observadas nas fot.n^o 19 e 23. Repare-se que a mancha de alteração, quer no feldspato potássico quer na plagioclase, não assume ainda dimensões relevantes; em AF, foram inseridos todos os minerais que apresentassem características como as que se registam nas fot.n^o 24 e 29, isto é, quando quase toda a superfície se encontra alterada. Para as biotites foi difícil definir um critério seguro, devido ao seu pleocroísmo, mas considerou-se a presença evidente de clorite (veja-se, por exemplo, as fot.n^o 20 e 25), como indício importante de uma forte alteração; para definir o nível médio, admitiu-se uma descoloração permanente e, para o nulo, a presença de tonalidades bastante carregadas (fot.n^o 27).

espaçamento linear e vertical de 3 por 3 passos do contador.

Relativamente ao material decomposto (f3), decidimos restringir a sua análise ao nível da composição química. Com efeito, embora esta fracção essencialmente arenosa tenha sido observada à lupa e fotografada, verificámos ser impossível obter dados precisos, sem um tratamento prévio das amostras¹. Assim, no ponto quatro, só podemos analisar as modificações registadas ao nível de fl-f2, com incidência na metodologia por nós formulada.

2. 3. Tratamento e metodologia utilizada para a análise química dos materiais

A análise química das amostras recolhidas, exige uma preparação prévia que consiste, basicamente, na moagem das fracções consideradas (R.P.A., R.A. e A.), de modo a reduzir os produtos iniciais a um pó bastante fino (granulometria inferior a 150µm). A partir deste material, foi determinada a composição química de cada uma das fases de alteração no Laboratório da Direcção Geral de Minas, sob orientação da Eng⁸ Manuela Cavaco. Esta análise é efectuada geralmente por via húmida, utilizando diferentes métodos para o cálculo do teor dos elementos que constituem o material².

De acordo com o nosso pedido, foram determinadas as percentagens de SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, MnO, CaO, MgO, Na₂O, K₂O, TiO₂, P₂O₅ e H₂O⁻³. O cálculo do teor de H₂O+ foi feito a partir da diferença entre as perdas ao rubro e o H₂O-, o que, embora não totalmente exacto, pois a percentagem obtida deverá ainda incluir alguns voláteis, exprime um valor bastante aproximado, visto dispormos de uma análise bastante completa⁴.

* Este tratamento poderá ser efectuada mediante dois processos. Quando a contagem é efectuada através de lupa binocular, é necessária a aplicação de tratamentos corantes, para que seja possível distinguir o feldspato potássico da plagioclase. No entanto, como refere A.B. Ferreira (1978, p.32), surgem ainda alguns contratempos associados à quantificação das micas (perda de material durante as lavagens e concentração nas fracções finas) e ao facto de se verificar uma certa tendência à contagem por excesso dos minerais mais alteráveis, devido à microfissuração que os afecta. O outro processo baseia-se num endurecimento da amostra por impregnação com resina, que vai permitir a elaboração de lâminas delgadas e a sua análise ao microscópio. Ambas as hipóteses apresentavam dificuldades laboratoriais, que não puderam ser ultrapassadas em tempo útil.

² Relativamente à composição química da rocha sã, foram utilizados os dados publicados por M.Montenegro de Andrade, F.Sodré Borges e F.Noronha (1985).

³ Considerando a especificidade dos métodos utilizados, pensámos que se tornaria demasiado técnico e complexo, descrever, num trabalho do âmbito do nosso, os complexos processos de determinação do teor dos vários elementos. Assim, para uma informação detalhada, consultar J.S.Barros e M.J.Tavares (1985).

⁴ Embora em termos químicos não seja lícito falar em H₂O+ e H₂O-, é muito vulgar a sua utilização em geoquímica. Os sinais + e - referem-se às temperaturas a que são submetidas as amostras para se poder estimar a humidade higroscópica (H₂O-110°C) e a água total contida na rocha, ligada às estruturas minerais (H₂O+110°C). (A.W.Groves, 1937).

2. 4. Metodologia utilizada para o balanço geoquímico

O balanço geoquímico, que nos permite avaliar, em termos qualitativos e quantitativos, as modificações químicas sofridas pelas rochas durante o processo de meteorização é fundamental para melhor compreendermos a dinâmica associada à gênese e evolução dos perfis de alteração. Com efeito, este balanço vai traduzir as perdas e ganhos de elementos, verificadas nas fases sucessivas de alteração. O seu cálculo, que pode ser efectuado a partir da aplicação de diferentes métodos, baseia-se geralmente nos resultados das análises químicas da rocha e dos produtos de meteorização.

O método adoptado consiste basicamente na escolha de um "elemento indicador" presente no perfil de meteorização, elemento este que vai servir de termo comparativo, relativamente a todos os outros, partindo-se do princípio que ele se mantém invariável, isto é, não é removido durante o processo de alteração (F. Ramalhal e M.R. Ramalhal, 1984). Este método, proposto por Krauskopf (1979), baseia-se fundamentalmente na seguinte premissa: "*(...) se a alteração não afectou um constituinte e todos os outros diminuíram, o constituinte químico que não sofreu variação e os que diminuíram em menor grau, acusam aumentos aparentes nos seus quantitativos*" (A. Begonha, 1989, p.90).

O "elemento indicador" deverá ser aquele que apresenta menor mobilidade, ou seja, o que se mantém relativamente constante ao longo das diferentes fases de alteração. Embora possam ser utilizados diferentes elementos (SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3) optámos pelo alumínio, pois, segundo A. Begonha (1989), é o elemento que apresenta "*(...) os maiores acréscimos percentuais nas composições químicas das rochas alteradas*", bem como é o menos abundante nas águas superficiais, traduzindo a sua fraca mobilidade. Também Maria Amália Braga (1988, p.178) refere, após tratamento estatístico dos dados do balanço geoquímico de diferentes perfis, que o Al_2O_3 permanece imóvel durante as fases de alteração.

Embora este método introduza um certo erro, visto não existir nenhum elemento rigorosamente constante ao longo do processo de alteração e, ao mesmo tempo, não permite avaliar o comportamento do "indicador", ele tem sido frequentemente utilizado talvez pela sua fácil aplicação. Com efeito, para que seja possível recorrer a processos alternativos, nomeadamente o cálculo isovolumétrico, é necessária a disponibilidade de um outro tipo de dados, neste caso a densidade aparente da rocha. Por outro lado, para termos uma ideia sobre a evolução do elemento de referência, podemos perfeitamente fazer o seu balanço utilizando outro indicador¹.

O cálculo do balanço geoquímico foi aplicado a todos os perfis e fases

¹ Sobre esta questão, consultar F. Ramalhal e M.R. Ramalhal (1984) e M[§] Amália Braga (1988).

de alteração¹ (rocha sã/rocha pouco alterada-fO/fl; rocha pouco alterada/rocha alterada-fl/f2; rocha alterada/arena-f2/f3; rocha pouco alterada/arena-fl/f3; rocha sã/arena-fO/f3), com o objectivo de compararmos as perdas e ganhos. No entanto, as informações expressas no primeiro e últimos casos só devem ser consideradas em termos muito gerais, uma vez que os dados relativos à rocha sã não foram obtidos directamente.

	I f(f)O	II t(f)l ²	IA Rec.100%	HA Rec. 100%	A	B	C
SiO ₂	63.15	64.97	61.91	65.30	64.39	2.48	4.00
Al ₂ O ₃	16.01	15.85	15.70	15.92	15.70	0.00	-0.00
Fe ₂ O ₃	4.39	1.40	4.30	1.40	1.38	-2.92	-67.90
FeO	2.63	3.29	2.60	3.30	3.25	0.65	25.00
MnO	0.09	0.08	0.08	0.08	0.07	-0.01	-25.00
CaO	2.82	2.20	2.76	2.22	2.18	-0.58	-21.01
MgO	1.72	1.03	1.70	1.03	1.01	-0.69	-40.58
Na ₂ O	3.12	2.83	3.05	2.84	2.80	-0.25	-8.19
K ₂ O	4.91	5.00	4.81	5.02	4.95	0.14	2.91
TiO ₂	0.90	0.70	0.90	0.70	0.69	-0.21	-23.33
P ₂ O ₅	0.41	0.46	0.40	0.46	0.45	0.05	12.50
H ₂ O-	0.76	0.26	0.74	0.27	0.26	-0.48	-64.86
H ₂ O+	1.08	1.46	1.05	1.46	1.43	0.38	36.19
Total	101.99	99.53	100.00	100.00	98.56	-1.44	-170.27

Quadro 9 — Cálculo dos ganhos e perdas de elementos de ÍD (rocha sã) para fl (rocha pouco alterada) no perfil do granodiorito de Felgueiras, de acordo com o método de Krauskopf (1979)

Tomando como exemplo o quadro nº9, que representa o balanço relativo ao granodiorito de Felgueiras, os cálculos são efectuados do seguinte modo: na coluna I e II, estão representadas as composições químicas de f(f)O e t(f)l²; nas colunas IA e IIA estão expressos os valores recalculados para 100% dessas mesmas composições; a coluna A, é obtida pela aplicação da fórmula IIA (Al₂O₃ IA / Al₂O₃ IIA). Tal significa que a percentagem de cada um dos elementos de fl, é recalculada em função da razão entre o alumínio de fO e de fl. Determina-se assim um valor que representa a percentagem de cada elemento em fl, considerando o alumínio constante; a coluna B, é calculada a partir da diferença entre os dados da coluna A e IA; finalmente, a coluna C, que representa as perdas e ganhos de cada constituinte, é o resultado da aplicação da fórmula B x 100 / IA, a cada um deles.

2. 5. Paragénesese argilosa

A identificação em termos quantitativos e qualitativos dos minerais argilosos presentes nos perfis de alteração, foi feita por difracção aos raios

Como nos interessava analisar o comportamento do Al₂O₃, utilizamos o mesmo processo considerando o SiO₂ constante.

Para que seja possível relacionar os perfis em estudo com o granito que os alimentou, associámos a cada uma das fases de alteração a inicial que o identifica. Assim, por exemplo, f(f)l significa que nos estamos a referir ao granodiorito de Felgueiras e, no seu contexto, à fase correspondente a R.P.A.

X da fracção inferior a 2 μ , correspondente ao material decomposto (f3). No entanto, considerando o interesse em determinar a composição da fase correspondente a RA (f2), foi igualmente elaborada análise similar, tendo como base o material que derivou da segunda moagem, passado posteriormente no crivo de 32 μ . Para uniformizar e permitir comparações, sujeitou-se f3 ao mesmo processo, embora contemplando o material original. Estas análises foram efectuadas no Laboratório da Direcção Geral de Minas, sob orientação do Dr. Casal Moura.

3. Descrição e análise macroscópica dos perfis seleccionados

Perfil de Cimo de Vila. Granodiorito de Felgueiras

O perfil de Cimo de Vila, localiza-se na vertente oriental da Serra de Maragotos, onde ocupa uma posição intermédia, a uma cota aproximada de 400m (consultar fig.n^o24). Desenvolve-se no talude de um caminho que dá acesso à estrada que liga Rande à povoação de Barrosas, apresentando, o sector estudado, um comprimento próximo de 100m e uma espessura que não ultrapassa os 5m.

Em termos globais, a sua estrutura é semelhante à definida no ponto anterior, sendo possível observar o típico desenvolvimento de *bolas* graníticas envolvidas por capas concêntricas, resultantes do processo de meteorização esferoidal.

O que desde logo sobressai neste perfil, é o aspecto relativamente fresco do material, revelado pela cor cinzenta azulada da rocha sã e pelo fraco teor de arena. No entanto, considerando uma sequência de alteração progressiva, é possível estabelecer uma subdivisão em quatro zonas distintas.

A primeira, constituída por **rocha sã**, encontra-se principalmente no núcleo de algumas das *bolas* presentes, embora por vezes também se identifique na base do perfil. Apresenta a cor normal de um granitóide não alterado e é bastante dura partindo dificilmente com o martelo. Os minerais conservam o aspecto fresco, sendo evidente a cor esbranquiçada dos feldspatos, o brilho vítreo do quartzo e a conservação da biotite. No entanto, como se pode observar na fotografia n^o13, a rocha encontra-se bastante fracturada, segundo um padrão ortogonal, o que parece ter permitido, nalguns casos, a alteração da parte interna. Assim, a rocha sã pode também constituir como que uma capa fina que envolve o núcleo, resistente mas diaclasada, que ao facilitar a infiltração das águas superficiais, favorece a sua alteração parcial, tornando-se evidentes os traços de uma desagregação granular.

A segunda zona corresponde ao domínio da **rocha pouco alterada**. Encontra-se geralmente nas primeiras capas de alteração, neste caso relativamente finas (espessura variável entre 3/5cm) mas resistentes, embora mais fáceis de partir. A rocha mantém ainda uma coloração cinzenta forte, embora nalguns locais seja evidente a presença de óxidos de

ferro, principalmente ao longo dos planos das diaclases.

Da terceira faz parte a **rocha alterada**. Com efeito, à medida que nos afastamos das capas de alteração mais internas, o material vai perdendo coerência até um estado de fácil desagregação, em que cede pela simples força das mãos. A rocha adquire um tom mais acastanhado devido à impregnação dos óxidos de ferro, que formam auréolas em torno das biotites (evidenciando estas uma certa descoloração) e mancham os feldspatos, que se apresentam baços e quebradiços. É importante referir que, apesar de em termos gerais ser possível observar uma alternância de capas sucessivamente mais alteradas, este modelo não se mantém em todos os sectores do perfil. Em algumas *bolas* o esquema complica-se, verificando-se não uma sequência progressiva de meteorização, mas sim a existência de camadas resistentes intercaladas com outras bastante alteradas.

Finalmente, entramos no contexto da **arena**. Constituindo um material de cor branca-amarelada, apresenta-se como uma massa rochosa em fase de decomposição avançada, que se desagrega sob pressão dos dedos e onde não é possível identificar os traços da estrutura inicial da rocha que lhe deu origem. Nela conservam-se apenas os grãos de quartzo, enquanto os feldspatos se esboroam com facilidade e a biotite quase desaparece, encontrando-se francamente descorada. Como já referimos, neste perfil o seu teor é diminuto e concentra-se principalmente no topo, não envolvendo claramente todos os blocos esféricos presentes. Assim, nem sempre existe uma faixa de transição notória de umas *bolas* para as outras, apresentando-se estas como que imbricadas (fot. n^o14).

De acordo com as características do perfil e salientando principalmente o seu aspecto global, relativamente fresco e com uma percentagem de material decomposto muito pequena, somos levados a pensar tratar-se de um manto de alteração pouco evoluído, que contrasta fortemente com todos os que se desenvolvem na sua proximidade. Com efeito, em toda a área envolvente é possível observar mantos com características idênticas, se bem que, à medida que nos aproximámos da base da vertente, estes evidenciem macroscopicamente uma alteração mais pronunciada, traduzida por uma maior espessura, maior degradação dos minerais primários no contexto das sucessivas fases de alteração e, igualmente, por uma maior quantidade de material arenizado¹. Se associarmos a este elemento o facto do granodiorito de Felgueiras representar, em termos gerais, o termo mais facilmente alterável, não é fácil justificar o seu aspecto relativamente conservado no perfil de Cimo de

¹ É lógico que o grau de evolução de um perfil, não pode ser definido de acordo com características tão simplistas. Como já referimos, esta avaliação só poderá ser feita após uma sequência analítica, que envolve a determinação da composição mineralógica das sucessivas fases de alteração, cálculo do balanço geoquímico (perdas e ganhos relativos de elementos), bem como e principalmente, a análise do tipo de minerais secundários que aparecem no perfil (M^o Amália Braga, 1988).

Vila. No entanto, é provável que o material presente neste perfil constitua uma fácies mais rica em quartzo e feldspato potássico. Com efeito, é possível observar a existência de diferenças significativas entre a rocha do perfil e, por exemplo, a "mesma" rocha recolhida no topo da Serra de Maragotos.

Além disso, analisando o material que se desenvolve ao longo do talude do caminho, antes e após o sector estudado, verifica-se que este último constitui como que uma "barreira" de material relativamente fresco e distinto, rodeada por uma massa bastante argilizada onde se destacam alguns blocos de granodiorito alterado e muito alterado.

Será possível considerar que a formação rochosa do perfil corresponde a uma fácies local diferenciada por um fenómeno de metassomatismo ou deslocada tectonicamente? A carta geológica não nos ajuda a esclarecer esta situação, uma vez que não representa qualquer termo distinto do granodiorito de Felgueiras no sector em análise. No entanto, a presença clara de uma falha, logo no início do perfil, poderá, em parte, reforçar as ideias expostas.

Perfil de Vamonde. Revinhade. Granito de Lustosa e Regilde

O perfil de Vamonde situa-se na parte norte da Serra de Maragotos, próximo de Vizela (Sto. Adrião), a uma cota de 350m. Assim como o anterior, desenvolve-se a meia vertente num sector de forte declive (superior a 30°), marcado pelo encaixe de um afluente do Rio Vizela. Apresenta uma estrutura totalmente diferente dos outros perfis analisados, uma vez que não são visíveis os traços da meteorização esferoidal, tipificados pela presença das bolas graníticas^x.

Convém igualmente referir ter sido bastante difícil seleccionar um perfil de alteração no contexto do granito de Lustosa e Regilde. Na Serra de Campelos, onde constitui o afloramento mais importante, não foi possível encontrar cortes significativos, concentrando-se estes próximo de algumas pedreiras recentemente abandonadas. Assim, embora fosse para nós mais importante estudar um perfil nesta área, fomos obrigados a recorrer à mancha que se localiza na Serra de Maragotos.

Em termos gerais, ele é constituído por um grande bloco esférico, cuja forma e diaclases curvas, evidentes principalmente na sua parte superior, dão ideia de ter sofrido um processo de descompressão. A rocha evidencia um tom amarelado, que provavelmente deriva da ferruginização favorecida pela escorrência (visível nos períodos mais húmidos nas paredes do perfil),

Esta característica poderá em parte estar associada ao tipo de rocha, que, como foi definido no primeiro capítulo, além de um processo genético diferente apresenta uma textura e estrutura contrastantes com as dos outros granitóides da área. Típica dos granitos porfiróides, a meteorização esferoidal parece adversa a certas texturas, bem como aos leucogranitos. Tal verifica-se na nossa área, bem como foi igualmente assinalado por *M-Amália Braga* (1988) para os perfis de alteração derivados de material semelhante, na bacia do Cávado.

dominando um material pouco alterado (R.P.A.). De qualquer modo, é evidente uma densa fracturação vertical, por vezes preenchida por ílonetes de quartzo, que constituem como que goteiras de canalização da água, facilitando a meteorização do material envolvente.

Este "núcleo" rochoso encontra-se envolvido por material bastante alterado (R.A.), que, no entanto, não se desagrega facilmente. A presença de arena é praticamente limitada a uma fina camada no topo do perfil e limites do "bloco", embora por vezes seja possível observar a sua presença, em quantidades importantes, principalmente ao longo das fracturas verticais.

Apesar das diferenças evidentes que manifesta, o comportamento da meteorização no perfil de Vamonde, em termos macroscópicos, é regular. De qualquer modo, torna-se bastante difícil definir claramente o limite entre zonas de alteração diferenciada.

Perfil de Fundo de Vila. Nogueira. Granito de Guimarães e Sto. Tirso

O perfil de Fundo de Vila situa-se na base da vertente ocidental de uma pequena colina, que estabelece a separação entre as depressões de Nogueira (a Oeste) e Aveleda (a Este). A uma cota aproximada de 270m, apresenta uma espessura que, no sector estudado, não ultrapassa os 8m, embora na vertente oriental seja possível observar uma alteração mais profunda, em que domina fundamentalmente material bastante alterado (R.A.). Convém referir que estas duas depressões se encontram rodeadas por perfis de meteorização relativamente espessos, dos quais destacamos o de Calçada (Fot.n^o15). Situado na margem direita da depressão de Nogueira, ele prolonga-se por mais de 500m até à povoação de Outeiro, apresentando uma espessura variável entre 5/6m e 1m. É essencialmente constituído por material alterado (R.A.) e arena, em parte com estrutura conservada (A.E.C.), evidenciando em alguns pontos a presença de material relativamente são.

O perfil de Fundo de Vila é provavelmente o mais "perfeito" de todos, permitindo uma distinção nítida de fases de alteração diferenciadas, no domínio dos processos de meteorização esferoidal.

Ao longo de cerca de 100m, encontram-se três blocos esféricos de granito, subdivididos em diferentes capas de alteração e "imersos" num material perfeitamente decomposto, que apresenta ainda conservação da estrutura inicial da rocha. Neste contexto, é possível identificar sucessivamente as zonas de rocha sã, rocha pouco alterada, rocha alterada e arena.

A zona de rocha sã, concentra-se essencialmente no núcleo das bolas graníticas. A rocha apresenta uma cor cinzenta bastante escura, é compacta e muito resistente, evidenciando os minerais o aspecto típico de material bem conservado. A passagem para a primeira capa de alteração (RPA) é agora bastante evidente, podendo falar-se na presença de uma

frente de alteração nítida (Fot.n²!)¹. Estas capas apresentam geralmente uma espessura que varia entre 50 e 70 cm, caracterizando uma fase de alteração inicial (primeira camada concêntrica). A rocha conserva o tom cinza e encontra-se apenas ligeiramente manchada pelos óxidos de ferro, partindo dificilmente com o martelo. O material alterado integra a segunda capa de alteração. Assume agora um tom mais acastanhado e parte-se facilmente com as mãos. Os feldspatos esboroam-se com facilidade e algumas biotites perderam totalmente o brilho. Finalmente, no limite superior e entre as sucessivas *bolas* graníticas, desenvolve-se um material decomposto grosseiro de cor branca-amarelada (arena), que mantém a estrutura da rocha inicial, visível principalmente pelo facto de conservar a orientação dos megacristais de feldspato. No seu contexto, é ainda possível observar a presença de filões de aplito perfeitamente conservados, embora fracturados, o que contribui, em parte, para reafirmar uma alteração *in situ*. Para o topo do perfil, a alteração é visivelmente mais forte. Das arenas de estrutura conservada (A.E.C.), passa-se sucessivamente a uma massa que aparenta um teor de argila mais elevado, subjacente ao solo.

Embora em termos gerais possamos considerar a existência destes cinco níveis de alteração, a verdade é que nem todos os blocos esféricos assumem um desenvolvimento tão perfeito. Na realidade, embora nas outras *bolas* do perfil se identifique um núcleo de rocha sã seguido de uma capa de fraca alteração (R.P.A.), é frequente suceder-lhe, de imediato, o material decomposto da arena.

Perfil de Ribeira. Granito de Burgães. Selho e Arões

O perfil de Ribeira localiza-se na base da vertente do alinhamento de Cristelos (na margem esquerda do Rio Mezio), a uma cota aproximada de 200m, praticamente no início do estrangulamento da depressão de Covas-Figueiras². Apresenta um comprimento de cerca de 70m e uma espessura máxima aproximada de 10m.

Embora seja igualmente constituído por uma série alternada de bolas graníticas, estas não possuem a perfeição das do perfil anterior, embora a sua evolução seja semelhante: a rocha sã encontra-se essencialmente no núcleo dos blocos, progredindo a alteração no sentido das capas mais externas (Fot.n¹⁷). No entanto, assim como acontecia no perfil de Cimo de Vila, é por vezes possível observar a presença de núcleos constituídos por material desagregado, principalmente quando ocorre uma fracturação intensa.

¹ O termo *frente de alteração* é utilizado para designar, no contexto dos perfis, a existência de uma transição bem marcada entre um núcleo preservado de rocha sã e o material mais alterado que lhe sucede.

Com efeito, a depressão de Covas-Figueiras, que se desenvolve entre Souza, Ordem e Figueiras (área onde apresenta maior alargamento), sofre próximo de Courela um evidente estrangulamento, promovido pela Serra de Santiago (a Oeste) e por uma série de relevos constituídos fundamentalmente por pequenos afloramentos de corneanas (a Este).

É também evidente a presença de arenas com estrutura conservada (onde se identificam os megacristais de feldspato potássico, assim como encraves de rochas metassedimentares), principalmente na posição imediata à última capa de alteração, tornando-se o material mais argiloso para a periferia e parte superior do perfil.

É importante salientar que nalgumas das bolas se identifica perfeitamente a passagem brusca do núcleo para a primeira capa (que por vezes apresenta uma espessura máxima de 1,2cm (Fot.n^o18), embora a diferença entre os dois materiais seja relativamente pequena. Aliás, convém referir que este perfil embora evidencie como o anterior uma percentagem importante de material fino, denota uma melhor conservação da rocha em si.

4. Análise microscópica: composição mineralógica das diferentes fases de alteração

4. 1. Algumas considerações iniciais

Determinar quantitativamente as variações que se registam entre a composição mineralógica da rocha mãe e das sucessivas fases de alteração presentes em dado perfil, permite-nos a recolha de informações não só sobre a forma como evolui o processo (evidente pelo comportamento dos diversos silicatos), mas também sobre a sua intensidade (percentagem e tipo de minerais que permanecem *in situ*).

Antes de apresentarmos os dados obtidos, parece-nos importante, referir sumariamente o comportamento dos minerais mais importantes face à alteração, ou seja, do quartzo, feldspato potássico, plagioclase e biotite. Para isso, baseamo-nos fundamentalmente em estudos de vários autores, salientando, todavia, o facto de não existir uma convergência total nas suas opiniões¹.

Considerando a disponibilidade de dados referentes à composição mineralógica de alguns perfis analisados por M^ª Amália Braga (1988), representámos na figura n^o25 as modificações registadas para os vários componentes, segundo diferentes fases de alteração. Como se pode observar, o seu comportamento não é totalmente uniforme, registando-se variações de perfil para perfil. No entanto, é possível inferir algumas tendências globais, que vamos tentar esclarecer e interpretar.

O quartzo é sem dúvida o mineral mais resistente no conjunto das rochas granitóides, constituindo o elemento mais abundante nos estados de forte alteração. Normalmente regista apenas um aumento das

¹ Entre os autores consultados, destacam-se: Coteló Neiva, A. Neiva e M. Godinho, 1965; F. Seddoh, 1973; F. Pinto, 1975; B. Ferreira, 1978; G. Coudé-Gaussen, 1981; J. Lagasquie, 1988; M^ª Amália Braga, 1988; A. Begonha, 1989. É conveniente esclarecer que a maior parte dos trabalhos destes autores se debruçam sobre a alteração destes minerais no contexto de perfis desenvolvidos em regiões temperadas, embora algumas das suas características possam ter implicado a actuação de paleoclimas diferenciados.

microfissuras, progressivamente preenchidas por óxidos e hidróxidos de ferro libertados a partir da degradação de outros minerais, nomeadamente da biotite. Assim, verifica-se que a sua percentagem relativa tende a sofrer um acréscimo constante à medida que o processo se desenvolve, embora tal seja particularmente nítido nas fases de meteorização mais avançadas. Com efeito, segundo alguns dos autores referidos, o quartzo pode inclusivamente evidenciar uma diminuição logo de início, ou então uma relativa estabilidade.

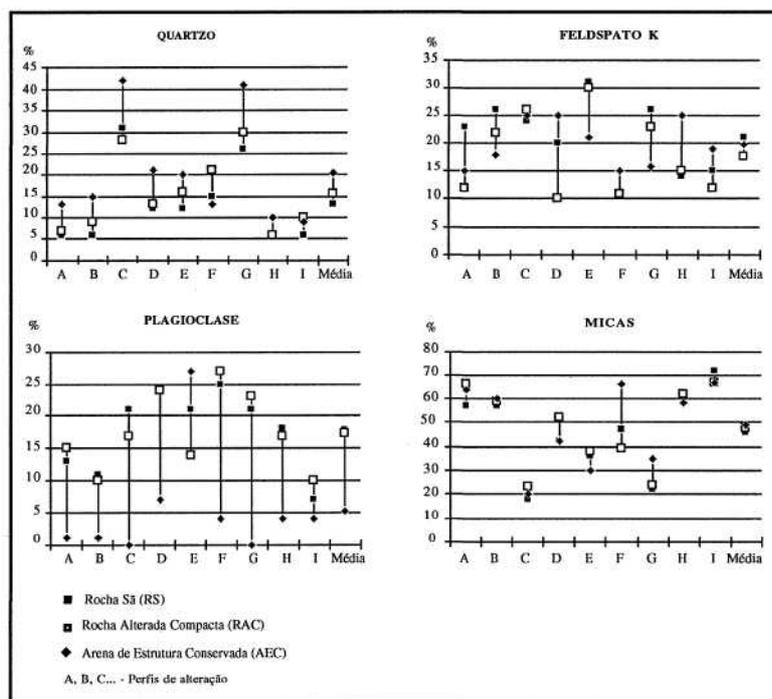


Fig. 25 — Comportamento dos minerais essenciais em alguns perfis, segundo diferentes fases de alteração (Elaborado com base em alguns dados de M^ª Amália Braga, 1988)

O feldspato potássico evidencia geralmente um comportamento semelhante ao quartzo. Com efeito, a maior parte dos perfis evidencia um domínio destes dois elementos, que constituem, juntamente com a moscovite, os únicos minerais primários presentes numa fase de alteração "final" (C. Neiva, A. Neiva e M. Godinho, 1965). A sua degradação inicia-se através do desenvolvimento de uma rede de fissuras, que, como no caso anterior, se vão alargando e impregnando de óxidos de ferro. A percentagem de feldspato potássico tem tendência a aumentar relativamente, embora em termos globais se possa registar um decréscimo derivado da sua progressiva transformação em sericite (relativamente fácil de identificar ao microscópio devido à sua cor azulada em nícois cruzados) e minerais de natureza argilosa mais complexos. De acordo com a figura n^o 25, verifica-se que,

embora seja possível uma diminuição constante deste mineral (facto nítido nos perfis B, E e G), a situação mais comum é o seu decréscimo na passagem da RS para a RAC, seguido de um aumento importante ao nível da AEC.

No conjunto dos constituintes essenciais dos granitóides, a plagioclase é sem dúvida o mineral mais frágil, encontrando-se sempre em percentagens reduzidas no seio das alterites. Inclusivamente ela pode ser considerada um importante indicador do grau de evolução mais ou menos acentuado dos perfis, em função da sua total ausência ou conservação, ainda que alterada (J. Lagasquie, 1985). Logo no início do processo ela sofre uma intensa fragmentação que vai ser responsável pela ruptura do conjunto da rocha, visível através do grande número de microfissuras (F. Seddoh, 1973). A alteração das plagioclases conduz ao desenvolvimento de aglomerados sericíticos, ao mesmo tempo que a caulinitização progride embora em menor grau. O seu decréscimo percentual é nítido, podendo mesmo desaparecer no seio do material decomposto (caso dos perfis C e G). A opinião dos vários autores sobre o seu comportamento é neste caso unânime, podendo afirmar-se que as maiores perdas se concretizam na passagem da segunda para a terceira fase de alteração.

Em relação à biotite, verifica-se que nem sempre assume uma regularidade evidente no seio dos perfis. Ela pode registar um aumento relativo de início para depois diminuir progressivamente (perfis A, C, D e E), embora seja habitual um decréscimo constante até um valor quase nulo, em perfis evoluídos (A. Begonha, 1989)¹. Normalmente aparecem indícios de descoloração logo de início, bem como se torna evidente a sua transformação em clorite, características por vezes difíceis de avaliar devido ao pleocroísmo típico das biotites². Ao longo dos planos de clivagem é possível observar uma oxidação e hidratação progressiva do ferro (que se traduz pelo aparecimento de opacos no seio do cristal), que, uma vez libertado, vai preencher fissuras ou contornar os outros silicatos, promovendo a sua degradação. A medida que a meteorização avança, a transformação da biotite torna-se cada vez mais marcada, podendo originar minerais do grupo da caulinite³.

-*■ Considerar que a análise do comportamento da biotite a partir da figura 25 deve ser feita de forma cuidadosa, uma vez que aparece associada à moscovite sob a designação genérica de "micas".

No entanto, ao microscópio a presença de clorite é relativamente nítida, identificando-se através da sua cor esverdeada. (Note-se que um mineral é pleocróico quando girando a platina do microscópio ele varia regularmente de cor).

³ É preciso não esquecer que a neoformação de minerais argilosos a partir dos elementos primários é fortemente condicionada pela natureza do meio ambiente e, em parte, pela duração do processo de alteração. Normalmente assiste-se ao aparecimento progressivo dos minerais secundários segundo uma sequência que traduz um empobrecimento crescente em sílica, desde a clorite, vermiculite e montemorilonite até à caulinite e gibsite. (Y. Tardy, citado por B. Ferreira, 1978). A presença destes últimos elementos em perfis de alteração das regiões temperadas parece constituir um facto habitual, denunciando uma alteração intensa e progressiva dos minerais *in situ*.

Considerando os factos enunciados e tendo em conta os objectivos da análise em questão, é possível definir as seguintes linhas orientadoras: as sucessivas fases de alteração evidentes na maioria dos perfis, caracterizam-se pela presença, em percentagens diferenciadas, dos vários minerais essenciais; estas diferenças traduzem o seu grau de resistência e a intensidade da alteração, variável em função das condições ambientais, mas também das características do próprio material (aspectos texturais, macro e microfissuração e porosidade); o quartzo e o feldspato potássico tendem a registar aumentos relativos ao longo do processo (embora possam diminuir em termos absolutos e nas fases iniciais), constituindo geralmente os minerais mais abundantes no seio dos perfis. Pelo contrário, tanto a plagioclase como a biotite revelam tendência para o decréscimo, principalmente a primeira, que quase desaparece nas últimas fases; assim, o grau de evolução dos perfis neste contexto, vai ser precisamente traduzido pela percentagem e tipo de minerais que permanecem. Os perfis mais evoluídos são necessariamente aqueles que registam diminuições mais acentuadas no teor dos vários minerais, diminuições essas relacionadas não só com a sua remoção, mas também com a sua transformação em minerais argilosos. Por isso, salientámos desde sempre a importância destes últimos, para caracterizar a intensidade de alteração manifesta em qualquer área.

Os perfis de alteração descritos no ponto anterior reflectem uma evolução que acompanha, passo a passo, a sequência lógica de resistência dos vários silicatos. No entanto, em termos quantitativos, os resultados derivados da análise do material correspondente a RPA (f1) e RA (f2), evidenciam algumas discrepâncias. Sem dúvida que elas estão associadas aos condicionamentos já expressos, pelo que pensamos que a forma mais correcta de trabalhar os resultados obtidos poderá partir da utilização de valores numéricos concretos, mas apenas como referenciais para uma apreciação semi-quantitativa.

4. 2. Características dos diferentes perfis

Os resultados relativos à composição mineralógica da rocha sã e das duas fases iniciais de alteração do perfil de Cimo de Vila, permitem-nos observar que, embora se verifique uma diferença importante em relação a ff), ao nível de f1/f2 os dados expressam um comportamento regular.

Com efeito, as variações registadas seguem de perto os pressupostos teóricos ligados à evolução mineralógica no contexto dos processos de alteração, apesar da ligeira diminuição do quartzo. No entanto, o feldspato potássico regista um aumento percentual significativo, talvez agravado pelas condições específicas da lâmina observada, enquanto a biotite e particularmente a plagioclase evidenciam um decréscimo (quadro n^o10).

De acordo com estas variações, ao microscópio é possível detectar diferenças significativas ao nível do desenvolvimento da alteração dos

minerais. Estas diferenças traduzem-se por um aumento das microfissuras e dimensão das manchas que denotam a sua progressiva deterioração, progredindo estas com maior intensidade nas plagioclases. De qualquer modo, em f2 o feldspato potássico apresenta-se já relativamente degradado, bem como as biotites denunciam uma descoloração nítida e, em parte, cloritização (Fot.n^o 19 e 20).

A percentagem de minerais presentes em f1 e f2 de acordo com o seu grau de alteração, permite-nos concretizar estas referências (quadro n^o11). Relativamente ao feldspato potássico, verifica-se que apresenta sempre um número inferior de grãos alterados (em relação aos outros minerais), para além do nítido domínio da alteração nula ou fraca (ANF), sempre superior nas duas fases. No entanto, regista um aumento da alteração média (AM) e forte (AF) no material relativo a RA, respectivamente de 3,8% e 12,2%.

	«00	fCOI	«02
Quartzo	24,95	28,30	28,10
Feldsp. K	13,90	23,60	35,40
Plagioclase	43,95	27,50	19,00
Biotite	16,05	20,60	17,50

Quadro 10 — Composição mineralógica do material do perfil de Cimo de Vila, segundo diferentes fases de alteração (%). fO-RS; f1-RPA; f2-RA.

Pelo contrário, no caso da plagioclase, a percentagem de AM é sempre superior (51,3% e 48,6%), destacando-se ainda o facto de apresentar, no domínio da alteração forte, quantitativos sempre mais elevados em relação ao feldspato potássico e à biotite. O comportamento desta última é bastante diferente dos casos anteriores, pois embora se verifique uma nítida diminuição de ANF da primeira para a segunda fases, associada a um aumento de AM e AF, apresenta sempre os valores mais baixos de alteração nula ou fraca e alteração forte.

		ANF V. abs.		AMV. abs.		AFV. abs.		Total V. abs.	
		%		%		%		%	
«01	FK	33	57,8	19	33,3	5	8,7	57	28,5
	P	22	28,9	39	51,3	15	19,7	76	38,0
	B	19	28,3	45	67,1	3	4,4	67	33,5
Total		74	37,0	103	51,5	23	11,5	200	100,0
«02	FK	26	41,9	23	37,0	13	20,9	62	31,0
	P	16	22,2	35	48,6	21	29,1	72	36,0
	B	5	7,5	51	77,2	10	15,1	66	33,0
Total		47	23,5	109	54,5	44	22,0	200	100,0

Quadro 11 — Quantificação da percentagem de minerais presentes em f(f)1 e f(f)2, considerando o seu grau de alteração. ANF-alteração nula ou fraca; AM-alteração média; AF-alteração forte. FK - feldspato potássico; P - plagioclase; B - biotite

De qualquer modo, podemos considerar que a percentagem de minerais alterados aumenta segundo a sequência feldspato potássico-biotite-plagioclase.

Relativamente ao perfil de Vamonde, verificámos que a composição

mineralógica do material correspondente às diferentes fases de alteração apresenta algumas diferenças significativas face aos resultados obtidos no caso anterior (quadro n^o12). Dificilmente poderíamos explicar as modificações extremas registadas de f(1)0 para f(1)1, principalmente ao nível do feldspato potássico e mesmo da plagioclase. No entanto, embora contrariem em parte as tendências habituais, parecem-nos mais lógicos os resultados obtidos na passagem da primeira para a segunda fase.

Se compararmos ao microscópio as lâminas correspondentes, é possível observar algumas modificações importantes relativamente à situação anterior (quadro n^o13). Refira-se desde já que o facto da percentagem de plagioclase e biotite serem nitidamente inferiores à de feldspato potássico (em RPA), poderá justificar o menor número de grãos alterados, embora por vezes a intensa fracturação que afecta os cristais impeça uma identificação clara. Na realidade, observando as fotografias n^o21 e 22, o que desde logo nos chama a atenção é o nítido acréscimo da rede de microfissuras, que vão permitir a proliferação das manchas de alteração e, provavelmente, justificar o nítido domínio dos minerais com alteração forte em f(1)2. Aliás, se analisarmos com maior detalhe os dados expressos, podemos verificar que o facto mais importante é o claro domínio da percentagem de AM na primeira fase (64%) e AF na segunda (60%), registando estes últimos um aumento de 42%. Neste contexto, destaca-se principalmente o comportamento da plagioclase, sempre com valores muito baixos de alteração nula ou fraca, enquanto regista um total de 93,3% em f(1)2, no domínio dos grãos fortemente alterados; a biotite evidencia uma situação semelhante (embora com valores mais atenuados), embora apresente, na primeira fase, o quantitativo mais importante de grãos AF (42,1%); o feldspato potássico evidencia também uma alteração marcada, mas percentualmente inferior à dos outros elementos, como demonstra a relação ANF/AF sempre mais elevada.

	«DO	«1)1	«1)2
Quartzo	30.80	37.60	36.30
Feldsp. K	26.20	50.40	47.90
Plagioclase	34.90	11.80	6.10
Biotite	2.90	5.90	4.00

Quadro 12 — Composição mineralógica do material do perfil de Vamonde, segundo diferentes fases de alteração (valores percentuais)

Se em relação a este perfil expressámos fortes dúvidas quanto aos resultados da composição mineralógica de RPA e RA, no caso do de Nogueira elas tornam-se ainda mais prementes, pelo que julgamos conveniente incidir a nossa análise apenas sobre a percentagem de minerais alterados (quadro n^o14). Em termos globais, verifica-se que a percentagem de grãos com alteração média predomina tanto na primeira como na segunda fases de alteração (embora decresça ligeiramente nesta última), enquanto os valores de ANF diminuem cerca de 17% e os de AF aumentam em proporção semelhante.

O comportamento dos diferentes minerais é idêntico ao registado nos perfis anteriores, verificando-se uma sequência de degradação em que a plagioclase assume um papel de destaque, enquanto o feldspato potássico e a biotite evidenciam uma alteração mais lenta. No entanto, esta última assume no perfil em análise algumas características distintas, sempre com percentagens importantes de ANF tanto na primeira como na segunda fases (inclusivamente superiores ao feldspato potássico). Com efeito, como se pode observar nas fotografias n^o23 e 24, a biotite embora evidencie uma certa descoloração e indícios da presença de clorite em f(g)2, parece manter-se no geral relativamente sã. Já em relação aos outros componentes a situação é totalmente oposta. Pode mesmo afirmar-se que o material deste perfil é o que evidencia um progresso mais nítido da alteração, facto particularmente indubitável no caso das plagioclases (Fot.n^o24 e 25).

		ANF V. abs.		AM V. abs.		AF V. abs.		Total V. abs.	
		%		%		%		%	
«DI	FK	30	25,0	82	68,3	8	6,6	120	60,0
	P	2	8,6	17	73,9	4	17,3	23	11,5
	B	4	7,0	29	50,8	24	42,1	57	28,5
Total •		36	18,0	128	64,0	36	18,0	200	100,0
«I)2	FK	9	8,1	48	43,2	54	48,6	111	55,5
	P	0	0,0	2	6,6	28	93,3	30	15,0
	B	0	0,0	21	35,5	38	64,4	59	29,5
Total		9	4,5	71	35,5	120	60,0	200	100,0

Quadro 13 — Quantificação da percentagem de minerais presentes em f(l)1 e f(l)2, considerando o seu grau de alteração

		ANF V. abs.		AM V. abs.		AF V. abs.		Total V. abs.	
		%		%		%		...%..	
	FK	27	30,0	49	54,4	14	15,5	90	45,0
%)1	P	17	30,9	33	60,0	5	9,0	55	27,5
	B	26	47,2	12	21,8	17	30,9	55	27,5
Total		70	35,0	94	47,0	36	18,0	200	100,0
	FK	6	11,3	30	56,6	17	32,0	53	26,5
«g)2	P	0	0,0	10	22,2	35	77,7	45	22,5
	B	30	35,2	51	50,0	21	20,5	102	51,0
Total		36	18,0	91	45,5	73	36,5	200	100,0

Quadro 14 — Quantificação da percentagem de minerais presentes em f(g)1 e f(g)2, considerando o seu grau de alteração

Centrando finalmente a nossa atenção no perfil de Ribeira, podemos observar que o seu comportamento é mais claro se nos debruçarmos sobre os dados relativos às características dos minerais em f(b)1 e f(b)2 (quadro n^o15). De qualquer modo, na primeira fase são já evidentes os traços de uma alteração acentuada, visível não só pelas manchas típicas, mas também pela presença de óxido s/hidróxidos de ferro que preenchem as microfissuras do feldspato potássico e plagioclase (fot.n^o26). Nas biotites, os opacos testemunham igualmente os efeitos da oxidação e hidratação do ferro, a que se associa, nalguns sectores, uma progressiva cloritização (fot.n^o27). Em f(b)2 regista-se uma degradação mais intensa, particularmente nítida nas plagioclases, cujos cristais se tornam já difíceis de identificar (fot.n^o28 e 29).

De qualquer modo, observa-se o domínio de uma alteração média, sempre associada a quantitativos importantes de ANF, tanto em f(b)1 (38%) como em f(b)2 (27,5%), apesar do aumento que se verifica em relação a AF (quadro n^o16).

	f(b)O	f(b)1	f(b)2
Quartzo	31,10	26,80	24,50
Feldsp. K	25,30	22,90	33,80
Plagioclase	26,10	27,70	12,10
Biotite	—	22,60	29,60

Quadro 15 — Composição mineralógica do material do perfil de Ribeira, segundo diferentes fases de alteração (valores percentuais)

		ANF V. abs. %		AMV. abs. %		AF V. abs. %		Total V. abs. %	
f(b)1	FK	31	53,4	15	25,8	12	20,6	58	29,0
	P	21	31,3	31	46,2	15	22,3	67	33,5
	B	24	32,0	47	62,6	4	5,3	75	37,5
Total		76	38,0	93	46,5	31	15,5	200	100,0
f(b)2	FK	36	41,8	29	33,7	21	24,4	86	43,0
	P	5	17,2	15	51,7	9	31,0	29	14,5
	B	14	16,4	58	68,2	13	15,2	85	42,5
Total		55	27,5	102	51,0	43	21,5	200	100,0

Quadro 16 — Quantificação da percentagem de minerais presentes em f(b)1 e f(b)2, considerando o seu grau de alteração

O feldspato potássico continua a evidenciar uma maior resistência, que se caracteriza principalmente pela percentagem de minerais ANF (53,4% e 41,8% respectivamente em f(b)1 e f(b)2 e AM (25,8% e 33,7%), embora no contexto de AF registre quantitativos superiores à biotite. Com efeito, embora esta denuncie uma alteração média mais vincada, quer em relação ao elemento anterior, quer mesmo face à plagioclase, não é muito fácil explicar os valores expressos em AF. Relativamente à plagioclase salienta-se a sua contínua degradação (sempre mais acentuada que a dos outros componentes), visível até pelo facto de em f(b)2 constituir apenas 14,5% do total dos minerais contabilizados.

Com base nestes elementos, pretendemos agora verificar, em termos comparativos, quais as modificações mais importantes registadas nos vários perfis, considerando as fases de alteração envolvidas.

Começando por analisar o comportamento dos minerais (quadro n^o17 e fig.n^o26), verifica-se que é praticamente impossível detectar mudanças uniformes, tornando-se evidentes variações significativas de perfil para perfil.

Além disso, as tendências médias reveladas contrariam as teoricamente definidas, exceptuando o caso da plagioclase. Com efeito, o quartzo evidencia sempre uma diminuição, embora pequena; o feldspato potássico apresenta um comportamento semelhante, apesar de registar um acréscimo nos perfis de Cimo de Vila e Ribeira; a biotite aumenta em termos globais, embora tal se verifique face à situação definida nos casos de Nogueira e Ribeira.

Parece-nos escusado referir que, com base em informações tão

limitadas, seja possível avaliar com rigor o grau de alteração expresso pelos perfis. Na realidade, se analisarmos as variações entre f1 e f2 (quadro n^o18), desde logo verificamos que não é fácil definir uma situação clara: os perfis de Ribeira e Nogueira revelam as modificações mais importantes ao nível do teor de quartzo e plagioclase, mas o de Vamonde é o único que denota um decréscimo de todos os elementos. Quanto ao perfil de Cimo de Vila, embora registre perdas relativas importantes de plagioclase e biotite, poderia talvez considerar-se o mais estável.

	Cimo de Vila			Vamonde		
	«00	fffl	fff	f0X>	f1l2	f1l2
Quartzo	24,95	28,30	28,10	30,80	37,60	36,30
Feldspato K	13,90	23,60	35,40	26,10	50,40	47,90
Plagioclase	43,95	27,50	19,00	34,90	11,80	6,10
Biotite	16,05	20,60	17,50	2,90	5,90	4,00
	Nogueira			Ribeira		
	%0	«g)l	«g)2	fb)O	fb)l	F(b)2
Quartzo	31,80	10,00	7,60	31,10	26,80	24,50
Feldspato K	27,40	63,70	42,00	25,30	22,90	33,80
Plagioclase	25,20	24,70	16,10	26,10	27,70	12,10
Biotite	10,60	12,60	23,20	—	22,60	29,60

Quadro 17 — Composição mineralógica dos perfis, segundo diferentes fases de alteração.

No entanto, os resultados obtidos através do processo que permitiu avaliar, no contexto de f1 e f2 e para os vários perfis, o grau de alteração evidenciado pelos minerais, permite-nos retirar conclusões mais efectivas (quadro n^o19). Em primeiro lugar, é importante referir a notória variação que se regista entre as duas fases, caracterizada por uma redução significativa da percentagem de ANF e um aumento próximo de 20% no caso de AF. Em segundo lugar, ao nível dos perfis, é possível observar situações bastante distintas: o de Vamonde, correspondente ao granito de Lustosa e Regilde, é o que apresenta maior percentagem de minerais fortemente alterados, que dominam inclusivamente em f2 (60%), evidenciando ainda quantitativos sempre inferiores de ANF (18% na primeira fase e 4,5% na segunda); imediatamente a seguir, surge-nos o de Nogueira (granito de Guimarães e Sto. Tirso), embora registre uma alteração menos vincada; finalmente, podemos considerar que embora os perfis de Cimo de Vila (granodiorito de Felgueiras) e Ribeira (granito de Burgães) evidenciem um comportamento próximo, este último parece denunciar maior resistência. Com efeito, apresenta maior percentagem de minerais com alteração nula ou fraca, enquanto o nível médio é sempre superior no de Cimo de Vila.

Face a tal panorama, poderíamos considerar que, no contexto dos perfis de alteração, os granitos de Guimarães e Lustosa denotam uma menor resistência, enquanto o granodiorito de Felgueiras e o granito de Burgães sofrem, à partida, uma degradação menos pronunciada. É lógico que deduzir a evolução do processo a partir da superfície ocupada pelas manchas de alteração, não implica necessariamente que as perdas de

material sejam maiores. No entanto, é provável que a situação definida se aproxime da realidade, uma vez que segue de perto as tendências registadas ao nível da geoquímica, tipo e percentagem de minerais argilosos, presentes nos vários perfis.

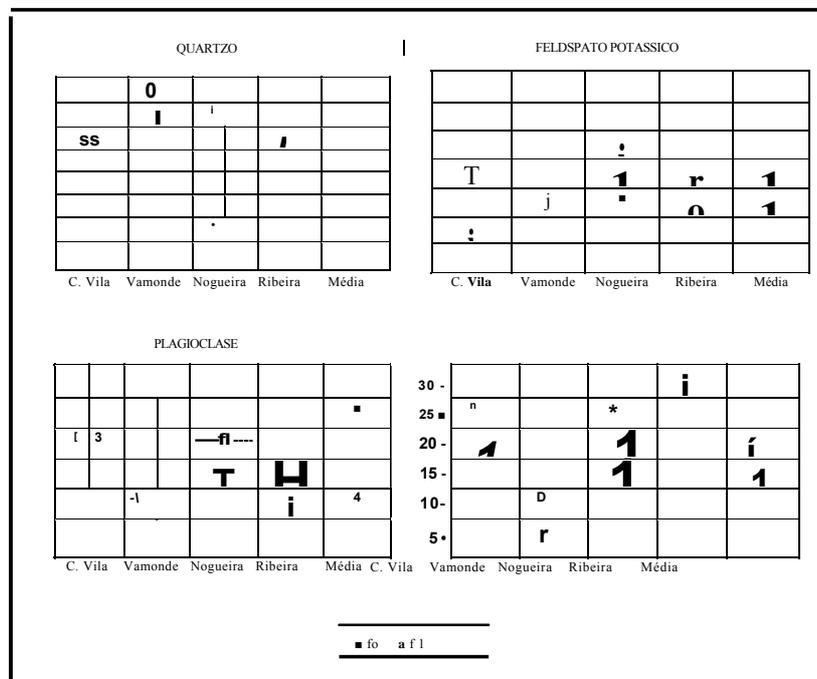


Fig. 26 — Comportamento dos minerais nos perfis em análise, segundo diferentes fases de alteração

	C. de Vila	Vamonde	Nogueira	Ribeira
Quartzo	-0,20	-1,30	-2,40	-2,30
Feldsp. K	11,80	-2,50	-21,70	10,90
Plagioclase	-8,50	-5,70	-8,60	-15,60
Biotite	-3,10	-1,90	10,60	7,00

Quadro 18 — Variação da composição mineralógica entre f1 e f2

		C. de Vila		Vamonde		Nogueira		Ribeira		Total	
		V.Abs	%	V.Abs	%	V.Abs	%	V.Abs	%	V.Abs	%
f1	ANF	74	37	36	18	70	35	76	38	256	32
	AM	103	51,5	128	64	94	47	93	46,5	418	52,3
	AF	23	11,5	36	18	36	18	31	15,5	126	15,7
f2	ANF	47	25,5	97	4,5	36	18	55	27,5	147	18,4
	AM	109	54,5	120	35,5	91	45,5	108	51	373	46,6
	AF	44	22	60	30	73	36,5	43	21,5	280	35

Quadro 19 — Quantificação da percentagem de minerais presentes em f1 e f2, considerando o seu grau de alteração

Tal parece contrariar a sequência de alterabilidade definida no capítulo anterior, mas reservámos as nossas observações para a parte final, após termos reunido o máximo de dados. Convém no entanto

salientar, que as características específicas de cada perfil e do material nele incluído, são passíveis de introduzir variações importantes, que podem explicar a inexistência aparente de uma relação directa com a rocha analisada em afloramentos sãos.

5. Aspectos químicos globais da alteração

O tratamento dos resultados obtidos a partir da análise química, permite-nos afirmar que a alteração das rochas na nossa área segue, em linhas gerais, uma evolução semelhante à que tem vindo a ser registada por vários autores. Com efeito, apesar de se verificarem algumas variações de perfil para perfil (quadro nº20 e fig.nº27), esta evolução (avaliada pelo comportamento dos elementos maiores) revela um panorama bastante próximo do habitual, principalmente se centrarmos a nossa atenção ao nível das tendências médias e nas modificações detectadas na passagem de fl para f3.

Utilizando uma metodologia idêntica à de F. Seddoh (1973), podemos dividir em dois grupos os vários componentes químicos, consoante evidenciam variações regulares positivas ou negativas, representando os ganhos e perdas de elementos na rocha alterada: quando são positivas, tal significa que os elementos em jogo se concentraram durante o processo, denotando um aumento relativo; quando são negativas, assinalam a migração de iões do nível de alteração em estudo, o que implica o seu decréscimo relativo (M[§] Amália Braga, 1988). No entanto, é necessário considerar ainda um terceiro grupo, onde serão incluídos os elementos que apresentam variações nitidamente irregulares. Elementos com variação regular positiva

Se analisarmos os gráficos representados na figura nº28 e os quadros relativos ao balanço geoquímico (quadros nº21, 22, 23 e 24), desde logo se torna evidente que os elementos que sofrem um acréscimo relativo na passagem da primeira para a terceira fase de alteração, correspondem ao Al_2O_3 , Fe_2O_3 e H_2O^+ . Este facto é inclusivamente reafirmado pela nítida diminuição das respectivas relações moleculares, definidas em função do teor de SiO_2 (quadro nº25).

Tentando justificar o seu comportamento, podemos referir, relativamente à alumina, que o aumento verificado se relaciona com uma alteração marcada das plagioclases e biotites. Tal vai implicar a sua concentração durante o processo e a génese, em fases de meteorização mais avançadas (material decomposto), de minerais argilosos do grupo da caulinite e mesmo gibsite (F. Seddoh, 1973).

Como veremos no ponto seguinte, este facto parece comprovar-se pela presença, no seio dos perfis analisados, de percentagens importantes principalmente de caulinite. No entanto, na passagem de fl para f2, o Al_2O_3 não manifesta nas diferentes formações a regularidade esperada: em Cimo de Vila e Ribeira regista uma pequena diminuição, enquanto em

MORFOLOGIA DAS SERRAS DE CAMPELOS E MARAGOTOS

	Cimo de Vila				Vam onde				Nogueira				Ribeira			
	«f0	«D1	f02	«13	«f0	«11	«12	«13	«ff0	«ff1	«ff2	«e13	«b0	«b1	«b2	«b3
SiO2	63.15	64.97	65.31	64.56	74.15	71.68	69.88	69.45	67.32	65.99	64.45	64.77	66.64	64.58	64.65	63.5
Al2O3	16.01	15.85	15.74	16.7	13.75	16.06	16.98	17.03	14.8	16.75	17.46	17.98	15.21	15.74	15.66	15.82
Fe2O3	4.39	1.4	2.82	2.17	0.39	0.62	1.05	0.87	1.68	0.86	1.05	1.32	1.25	1.25	1.59	2.87
FeO	2.63	3.29	3.03	2.62	0.73	0.72	0.36	0.49	1.88	2.42	2.49	2.65	2.71	3.69	3.5	3.33
MnO	0.09	0.08	0.05	0.1	0.02	N	0.04	N	0.04	N	N	0.04	0.06	0.07	0.07	0.07
CaO	2.82	2.2	2.07	0.97	0.25	0.48	0.34	0.42	1.97	2.61	1.35	0.36	2.24	2.65	2.03	1.07
MgO	1.72	1.03	3.03	1.38	0.71	0.16	0.12	0.07	0.87	0.71	0.82	0.94	1.33	0.92	1.26	1.41
Na2O	3.12	2.83	0.05	1.54	4.02	3.44	1.48	1.88	3.03	2.9	2.22	0.46	2.88	2.83	2.49	0.87
F2O	4.91	5	4.94	5.36	4.5	4.84	4.98	4.72	5.26	5.63	6.6	6.05	5.23	4.94	5.06	5.12
TiO2	0.9	0.7	0.65	0.6	0.15	0.05	0.04	0.04	0.86	0.41	0.53	0.38	0.75	0.96	0.99	0.95
P2O5	0.41	0.46	0.39	0.3	0.29	0.44	0.48	0.34	0.38	0.4	0.43	0.19	0.42	0.59	0.59	0.56
H2O-	0.76	0.26	0.28	0.54	0.03	0.29	0.51	0.5	0.78	0.15	0.34	0.44	0.64	0.28	0.34	0.56
H2O+	1.08	1.46	1.2	3.04	0.42	1.16	3.39	3.7	1.05	0.64	1.78	3.95	0.94	1.02	1.42	3.41

	C.Vila				Vam onde				Nogueira				Ribeira			
	f0	f1	f2	f3	f0	f1	f2	f3	f0	f1	f2	f3	f0	f1	f2	f3
Média	67.87	66.81	66.07	65.57	14.94	16.10	16.46	16.88	4.98	5.10	5.40	5.31	1.16	0.71	1.31	0.95
C.Vila	63.15	64.97	65.31	64.56	16.01	15.85	15.74	16.70	1.40	2.82	2.17	2.62	2.63	3.29	3.03	2.62
Vam.	74.15	71.68	69.88	69.45	13.75	16.06	16.98	17.03	0.39	0.62	1.05	0.87	0.73	0.72	0.36	0.49
Nog.	67.32	65.99	64.45	64.77	14.80	16.75	17.46	17.98	1.68	0.86	1.05	1.32	1.88	2.42	2.49	2.65
Rib.	66.64	64.58	64.65	63.50	15.21	15.74	15.66	15.82	1.25	1.25	1.59	2.87	2.71	3.69	3.50	3.33

	CaO				Na2O				K2O				MgO			
	f0	f1	f2	f3												
Média	1.87	1.99	1.45	0.71	3.76	3.00	1.56	1.19	4.98	5.10	5.40	5.31	1.16	0.71	1.31	0.95
C.Vila	2.82	2.20	2.07	0.97	3.12	2.83	0.05	1.54	4.91	5.00	4.94	5.36	1.72	1.03	3.03	1.38
Vam.	0.25	0.48	0.34	0.42	4.02	3.44	1.48	1.88	4.50	4.84	4.98	4.72	0.71	0.16	0.12	0.07
Nog.	1.97	2.61	1.35	0.36	3.03	2.90	2.22	0.46	5.26	5.63	6.60	6.05	0.87	0.71	0.82	0.94
Rib.	2.24	2.65	2.03	1.07	2.88	2.83	2.49	0.87	5.23	4.94	5.06	5.12	1.33	0.92	1.26	1.41

	MnO				TiO2				P2O5				H2O+			
	f0	f1	f2	f3												
Média	0.05	0.04	0.04	0.05	0.67	0.53	0.55	0.40	0.38	0.47	0.47	0.35	0.87	1.07	1.05	3.53
C.Vila	0.09	0.08	0.05	0.10	0.9	0.7	0.65	0.6	0.41	0.46	0.39	0.3	1.08	1.46	1.2	3.04
Vam.	0.02	0.00	0.04	0.00	0.15	0.05	0.04	0.04	0.29	0.44	0.48	0.34	0.42	1.16	3.39	3.7
Nog.	0.04	0.00	0.00	0.04	0.86	0.41	0.53	0.38	0.38	0.4	0.43	0.19	1.05	0.64	1.78	3.95
Rib.	0.06	0.07	0.07	0.07	0.75	0.96	0.99	0.95	0.42	0.59	0.59	0.56	0.94	1.02	1.42	3.41

Quadro 20 — Composição química dos perfis em análise, segundo diferentes fases de alteração (%)

	C. Vila	Vamonde	Nogueira	Ribeira		C. Vila	Vamonde	Nogueira	Ribeira
SiO2	-0.30	-7.80	-6.28	0.58	SiO2	-6.90	-0.94	-2.42	-2.83
Al2O3	-1.21	8.46	6.70	-0.59	Al2O3	7.41	0.94	2.47	2.91
Fe2O3	103.57	59.67	16.09	29.60	Fe2O3	-27.20	-18.86	21.69	76.39
FeO	-7.27	-54.16	-1.23	-4.59	FeO	-18.75	33.33	3.60	-5.98
MnO	-37.50	N	N	0.00	MnO	80.00	-100.00	N	-14.28
CaO	-4.50	-33.33	-50.38	-22.93	CaO	-56.66	20.58	-75.00	-48.52
MgO	197.08	-31.25	9.85	36.95	MgO	-56.57	-50.00	10.97	10.31
Na2O	-98.23	-59.30	-26.71	-11.92	Na2O	2800.00	26.17	-80.26	-64.80
K2O	-0.59	-3.09	12.36	2.82	K2O	2.01	-5.41	-11.01	0.00
TiO2	-7.14	-40.00	19.04	4.16	TiO2	-13.84	-25.00	-32.07	-7.00
P2O5	-13.04	2.27	2.50	0.00	P2O5	-30.00	-31.25	-58.13	-8.33
H2O-	3.70	65.51	113.33	13.30	H2O-	82.14	-3.92	26.47	61.76
H2O+	-17.80	176.72	168.75	39.21	H2O+	139.16	8.50	113.88	137.32

Quadro 21 — Variações fL-f2

Quadro 22 — Variações f2-f3

	C. Vila	Vamonde	Nogueira	Ribeira		C. Vila	Vamonde	Nogueira	Ribeira
SiO2	-5.76	-8.66	-8.54	-2.25	SiO2	-1.98	-24.38	-20.79	-8.45
Al2O3	6.11	9.48	9.34	2.30	Al2O3	2.01	32.22	26.25	9.24
Fe2O3	48.26	31.71	42.55	129.10	Fe2O3	-52.55	75.00	-35.11	120.96
FeO	-24.40	-36.12	2.45	-10.24	FeO	-5.38	-46.57	15.34	17.77
MnO	19.02	0.00	0.00	-0.57	MnO	12.50	-100.00	-25.00	0.00
CaO	-58.40	-17.87	-87.19	-60.00	CaO	-67.02	32.00	-85.27	-54.70
MgO	29.42	-58.93	23.45	52.39	MgO	-22.94	-92.95	-11.49	1.51
Na2O	-48.37	-48.43	-85.31	-68.60	Na2O	-52.78	-62.37	-87.78	-70.68
K2O	1.66	-8.07	0.16	3.04	K2O	4.57	-15.26	-5.32	-5.95
TiO2	-18.39	-24.91	-15.64	-1.60	TiO2	-37.77	-80.00	-63.95	21.62
J^Oδ	-37.90	-27.47	-55.71	-7.19	P2O5	-30.00	-10.00	-60.52	26.19
H2O-	90.43	61.83	179.73	85.61	H2O-	-32.43	1233.33	-54.43	-17.18
H2O+	98.26	201.01	478.41	233.40	H2O+	171.43	614.28	209.52	250.53

Quadro 23 — Variações fl-f3

Quadro 24 — Variações fD-f3

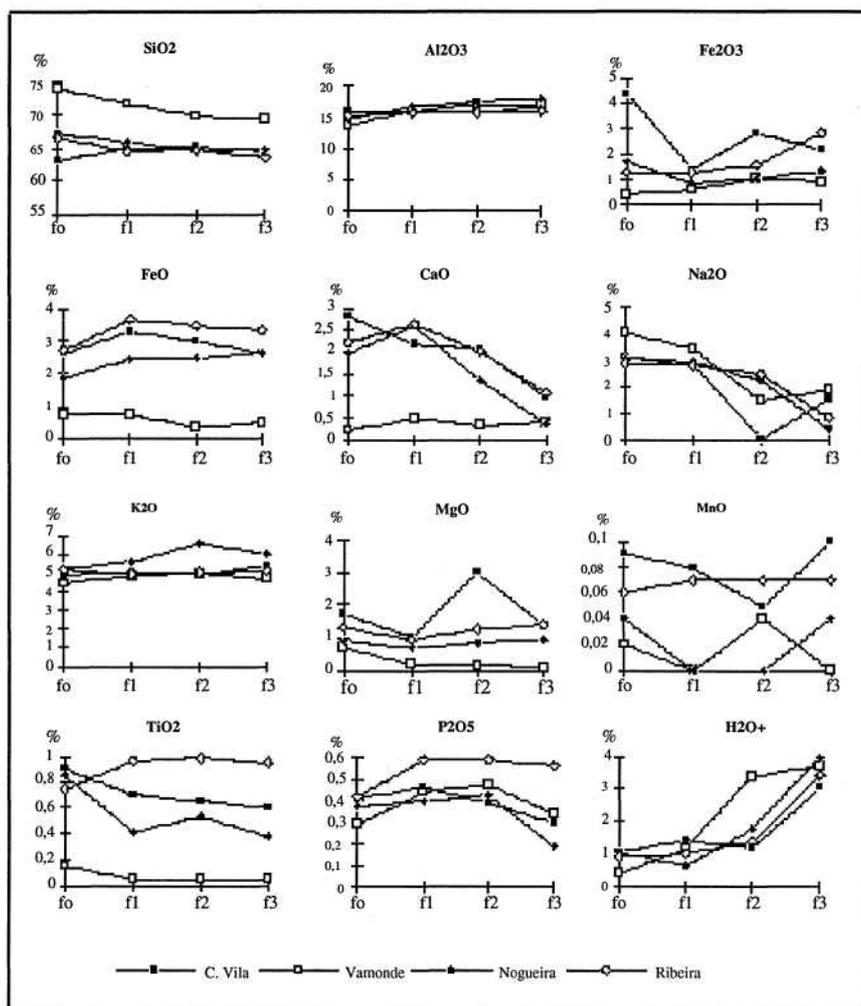


Fig. 27 — Comportamento dos elementos químicos nos vários perfis, segundo diferentes fases de alteração

Vamonde e Nogueira se assiste a um acréscimo.

A evolução do Fe₂O₃, relaciona-se fundamentalmente com o processo de oxidação do Fe²⁺ em Fe³⁺, desenvolvido a partir do momento em que se começa a assistir à libertação do ferro sobretudo das biotites (L. J. Neves e M. Godinho, 1987). Este facto é perfeitamente visível nos perfis analisados (como salientámos quando da sua descrição macroscópica), verificando-se a acumulação de oxi-hidróxidos de ferro em torno da biotite e feldspato potássico, conferindo à rocha tonalidades acastanhadas. Este aumento do ferro fêrrico é à partida acompanhado por uma diminuição progressiva do ferro ferroso, o que pode ser observado nitidamente de f1 para f2 e de f1 para fô, com excepção, nesta última fase, do perfil de Nogueira. No entanto,

convém referir que esta variação nem sempre assume um carácter tão regular. Por exemplo, F. Seddoh (1973) verificou, nos seus perfis, que o comportamento quer do Fe_2O_3 quer do FeO se insere no domínio dos elementos com variação irregular, o que acontece no nosso caso se considerarmos as modificações de f2 para f3.

Finalmente, em relação a H_2O^+ , note-se o seu progressivo acréscimo em todas as fases (com ressalva do perfil de Cimo de Vila em f1/f2), o que nos permite pensar que a alteração química se desenvolve preferencialmente através de processos de hidratação e hidrólise. Segundo Cotelos Neiva, A. Neiva e M. Godinho (1965, p.48), tal poderia ser comprovado pelo "(...) *crescente aumento na quantidade de minerais hidroxilados e hidratados (resultantes de caulínização e sericitização)*".

Elementos com variação regular negativa

Pertencem a este domínio o SiO_2 , CaO , Na_2O , TiO_2 e P_2O_5 , embora em algumas fases e perfis as variações possam ser mais aleatórias. Note-se particularmente a evolução que o Na_2O regista de f2 para f3 no perfil de Cimo de Vila, embora este acréscimo relativo possa estar relacionado com a forte diminuição que sofreu na fase anterior.

As "perdas" de SiO_2 , pouco significativas quando comparadas com as dos restantes elementos deste grupo, permitem pensar na bissialitização/arenização como processo dominante na área em estudo, apesar dos minerais argilosos presentes contrariarem, em parte, as características gerais deste tipo de alteração.

Sempre mais importante nos perfis de Vamonde e Nogueira (com excepção da fase relativa a f2/f3), este decréscimo da sílica liga-se fundamentalmente à degradação dos silicatos mais vulneráveis. Com efeito, embora no ponto anterior tenha sido registada uma diminuição do quartzo na passagem da primeira para a segunda fase de alteração (quadro nº18), F. Seddoh (1973) considera que este mineral demonstra fraca tendência à dissolução, reafirmando a plagioclase e a biotite como elementos preferencialmente responsáveis pelas perdas de SiO_2 .

Se avaliarmos conjuntamente o comportamento do Na_2O e do CaO , é possível verificar que apresentam na generalidade dos perfis e fases de alteração, as variações negativas mais intensas, como comprova o aumento da relação $\text{SiO}_2/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ (quadro nº26).

Geralmente, o seu decréscimo é associado à progressiva alteração das plagioclases, o que está de acordo com os dados relativos a f1/f2 apresentados no ponto anterior (na passagem de RPA a RA todos os perfis evidenciam perda deste mineral), embora em termos quantitativos não se verifique uma total coincidência. Por exemplo, o perfil de Ribeira apresentava ao nível da composição mineralógica a maior diminuição de plagioclase (-15,6%), enquanto quimicamente regista um decréscimo que no caso do Na_2O , é bastante inferior ao das restantes formações. Uma das explicações prováveis para tal facto, prende-se unicamente com a

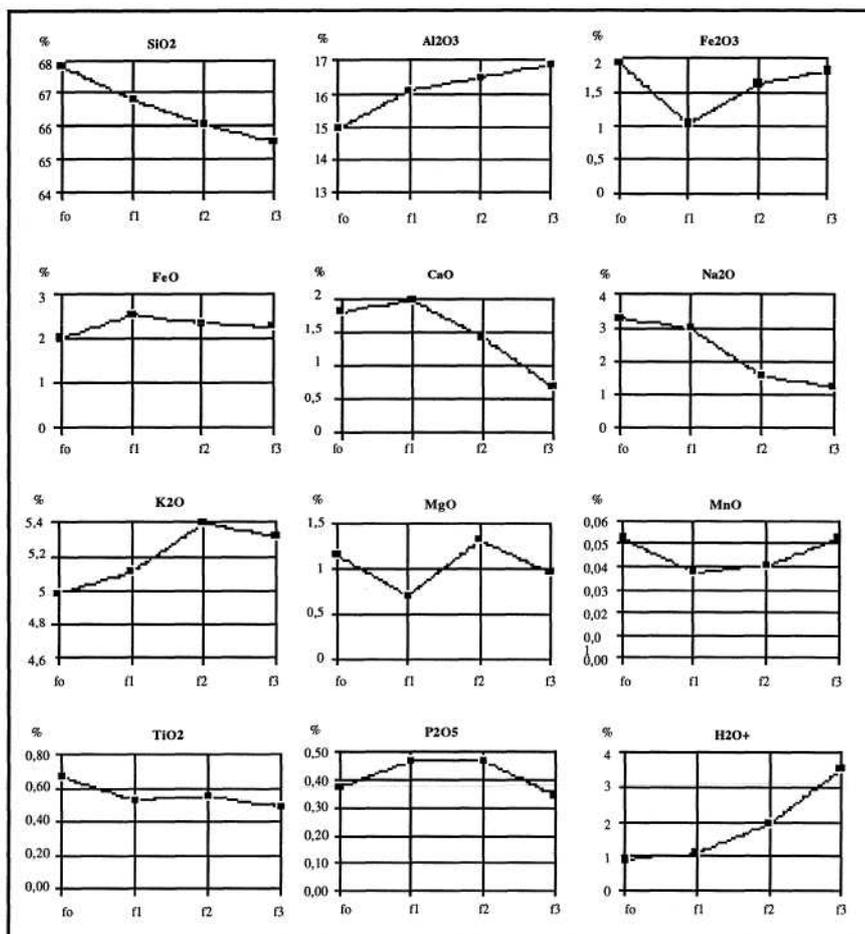


Fig. 28 — Variação das tendências médias dos diferentes elementos químicos, ao longo das sucessivas fases de alteração

	C. Vila		Vamonde		Nogueira		Ribeira	
	ff01	ff3	«D1	«D3	«g1	ff3	«b1	ff3
SiO2/Al2O3	4,09	3,86	4,46	4,07	3,93	3,60	4,10	4,00
SiO2/Fe2O3	46,40	29,75	115,16	79,82	76,73	49,06	51,66	22,12
SiO2/H2O+	44,50	21,23	61,79	17,06	103,10	16,39	63,31	18,62

Quadro 25 — Relação entre o SiO2 e os elementos que apresentam variação positiva, ao longo do processo de meteorização

possibilidade da lâmina correspondente a f2 ter abrangido menor quantidade de plagioclase, que induziu logicamente uma contagem por defeito. Mas temos também de considerar que as perdas mais intensas de Na2O verificadas em Cimo de Vila e Vamonde em relação quer ao perfil de Ribeira quer ao de Nogueira, podem estar associadas à maior percentagem de plagioclases sódicas que os primeiros evidenciam. Deste modo, justificarse-ia igualmente a situação definida no contexto mineralógico (menor diminuição deste mineral em Cimo de Vila e Vamonde), pela mais eficaz

resistência dos termos sódicos em relação aos cálcicos e, ao mesmo tempo, o decréscimo importante de Na₂O. Note-se, no entanto, que esta interpretação é válida para fl/f2.

Em relação ao comportamento de TiO₂ e P₂O₅, referimos apenas a sua regularidade de fl para f3, evidenciando perdas significativas.

	SiO ₂ /(CaO+Na ₂ O)	
	f1	f3
C. de Vila	12,91	25,72
Vamonde	18,28	30,19
Nogueira	11,97	78,98
Ribeira	11,78	32,73

Quadro 26 — Relação entre o SiO₂ e o (CaO+Na₂O) ao longo do processo de meteorização

Elementos com variação irregular

No contexto dos elementos que apresentam um comportamento irregular consoante os perfis e fases de alteração, salientámos principalmente o K₂O, o MgO e o MnO¹.

Em relação ao primeiro, verifica-se que apresenta na generalidade variações mínimas, traduzindo perdas sempre pouco acentuadas, ao mesmo tempo que denota ganhos relativos em algumas formações. Inclusivamente, em termos médios, regista um aumento percentual de fl para f3, comprovado pela diminuição do quociente SiO₂/K₂O (quadro n^o27). Esta evolução traduz claramente a maior resistência do feldspato potássico à alteração, constatando-se que, mesmo face a um decréscimo, ele é sempre muito inferior aos valores que ocorrem para CaO e Na₂O.

	SiO ₂ /K ₂ O	
	f1	f2
C. de Vila	12,99	12,04
Vamonde	14,80	14,71
Nogueira	11,72	10,70
Ribeira	13,07	12,40

Quadro 27 — Relação entre o SiO₂/K₂O ao longo do processo de meteorização

Se tentarmos conciliar as informações derivadas da composição mineralógica com as da geoquímica, logicamente ao nível de fl/f2, obtemos de novo algumas discrepâncias. Com efeito, se os dados jogam certo em relação aos perfis de Ribeira e Vamonde, são absolutamente contraditórios para Cimo de Vila e Nogueira. Na nossa opinião, para além de uma provável influência das características das lâminas observadas, podem considerar-se duas causas concretas: no caso do perfil de Cimo de Vila, não nos parece errado pensar que o facto de se assistir a um aumento do feldspato potássico não implique que ele se encontre já bastante alterado, justificando as perdas de K₂O; relativamente ao de Nogueira, que evidencia uma situação inversa, poderíamos referir a possibilidade do acréscimo

¹ Embora o FeO também esteja incluído neste grupo, ele foi analisado logo de início pela sua ligação ao Fe₂O₃

relativo deste elemento reflectir unicamente maiores perdas dos outros constituintes.

Por último, resta-nos avaliar o comportamento do MnO e MgO. No entanto, considerando a sua irregularidade marcada, não só no domínio das diferentes fases como no seio dos vários perfis (ver fig.n^o27), torna-se bastante difícil uma análise concreta. Salientamos apenas, para o MgO, uma tendência média para o decréscimo na passagem de f2 para f3, associado provavelmente a uma alteração mais forte da biotite.

Apesar desta análise nos permitir fazer já uma ideia da forma como se processa a alteração na área em estudo, vamos retomar as informações expressas nos quadros n^o 21 a 24, para que seja possível definir claramente o comportamento dos vários perfis. Por uma questão prática, vamos analisar estes dados por fases de alteração.

- Variações registadas de f1 para f2. Se contabilizarmos apenas o total de perdas assinalado nos vários perfis, verifica-se que Cimo de Vila e Vamonde registam os quantitativos mais importantes, para os quais contribui fundamentalmente o Na₂O como factor comum. Para os restantes elementos a percentagem de perdas é variável, mas observam-se diminuições significativas de FeO (acompanhadas pelo respectivo aumento do Fe₂O₃), TiO₂, CaO, SiO₂ e K₂O. Para justificar o comportamento da alteração nestes perfis, sugerimos como hipótese provável uma mais intensa microfissuração, facto que foi possível observar nas lâminas correspondentes a estas duas fases.

No entanto, se as formações de Ribeira e Nogueira apresentam generalizadamente decréscimos pouco importantes, esta última evidencia, em conjunto com Vamonde, as maiores quebras no teor de SiO₂ e aumentos substanciais das percentagens de H₂O+ e Al₂O₃.

- Variações registadas de f2 para f3. Os dados expressos no quadro n^o22, permitem-nos, de forma bastante clara, referir a importância global da destruição dos minerais, na passagem da rocha pouco alterada para a decomposta ou arena. Com efeito, a percentagem de perdas evidencia quantitativos superiores à fase anterior e, embora alguns elementos registem ganhos significativos, como o caso do Na₂O nos perfis de Cimo de Vila e Vamonde, tal reflecte provavelmente a diminuição mais importante de outros componentes, ou simplesmente o facto de em f1/f2 se ter já assistido à sua intensa mobilização.

Considerando o volume total de perdas, assinalam-se os valores mais importantes para Vamonde e Nogueira. Recorde-se que já na fase anterior o primeiro assumia igual posição, enquanto o segundo evidenciava uma alteração bastante significativa, tendo em conta as variações do SiO₂, Al₂O₃ e H₂O+. A tendência relativa a estes elementos continua parcialmente a manter-se no perfil de Nogueira, embora Ribeira e principalmente Cimo de Vila apresentem agora valores mais elevados.

- Variações registadas de f1 para f3. O quadro n^o23 representa o que

poderíamos considerar um somatório das modificações verificadas nas fases anteriores, embora, como é lógico, os valores não traduzam uma simples associação de dados. Parece-nos, no entanto, capaz de traduzir de forma mais efectiva a importância da alteração no contexto dos vários perfis, bem como permite distinguir claramente os elementos que registam maiores perdas e aqueles que tendem a concentrar-se ao longo do processo.

Ao nível dos primeiros, o facto que nos parece mais importante salientar, é a sua mobilização maciça em todos os perfis. Note-se particularmente o comportamento do Na₂O e do CaO, que, comparado com o do K₂O, reflecte nitidamente a destruição preferencial das plagioclases relativamente ao feldspato potássico. Além disso, verifica-se que, exceptuando Vamonde, todas as outras formações denunciam um ligeiro aumento do K₂O, que se pode relacionar, não directamente com a percentagem total de feldspato potássico contido na rocha inicial, mas com o facto de este se concentrar em megacristais, que permanecem, ainda que alterados, no seio dos perfis.

As perdas de TiO₂ e P₂O₅ apresentam igualmente valores importantes, assim como o FeO (embora registe um ligeiro acréscimo em Nogueira), mas para nós assume maior relevância o comportamento do SiO₂.

Ao nível dos elementos que denotam maiores acréscimos, não se verificam modificações significativas face aos quadros anteriores, salientando-se apenas diferenças relativas aos valores agora envolvidos.

Para terminar, refira-se que os perfis de Vamonde e Nogueira continuam a sofrer as perdas mais acentuadas (com ligeira vantagem deste último), situação que se repete se contemplarmos o panorama entre fD/f3 (quadro n^o24). De qualquer modo, os valores expressos neste quadro devem ser considerados com extrema cautela, uma vez que as informações relativas à rocha são podem não corresponder exactamente às suas características específicas nos perfis.

6. Minerais Secundários

6. 1. Paragénesis argilosa dos perfis estudados

Os minerais secundários que caracterizam a fracção inferior a 2 μ m do material decomposto (arena) dos vários perfis (quadro n^o28), são representados por uma associação dominante micas/caulinite e uma percentagem bastante reduzida de gibsita (oxi-hidróxido de alumínio).

Estes resultados, parcialmente semelhantes aos que têm vindo a ser obtidos por outros autores em estudos efectuados no NW de Portugal, reflectem, globalmente, a evolução química que discutimos no ponto anterior. Com efeito, a génese destes minerais argilosos e particularmente da caulinite, depende de uma remoção importante de catiões solúveis e da sílica (pela ruptura das ligações originais da rede cristalina), promovendo o enriquecimento em alumina dos produtos de meteorização. Repare-se, por exemplo, que os perfis em que se registaram maiores perdas de catiões com

baixo potencial iónico, associada a uma diminuição ainda que pouco acentuada de SiO_2 e uma relativa concentração de Al_2O_3 , evidenciam agora as percentagens mais elevadas de caulinite. Se este conjunto de elementos sugere a sua formação a partir da progressiva degradação de minerais primários, promovida em períodos que reúnem condições extremamente favoráveis à ocorrência de fenómenos de hidrólise, a presença de ilite em quantidades importantes contraria parcialmente este pressuposto¹. Com efeito, normalmente este mineral micáceo relaciona-se com situações em que a hidrólise é mínima.

Perfis	Minerais Secundários (%)		
	Ilite	Caulinite	Gibbsite
Cimo de Vila	66	21**	11
Vamonde	47	45*	3
Nogueira	46	52*	1
Ribeira	73	27**	—

Quadro 28 — Minerais secundários presentes na fracção inferior a 2 μ i dos perfis em estudo. * Caulinite bem cristalizada ou de cristalinidade mediana; ** Caulinite de mediana a fraca cristalinidade

Para justificar esta aparente oposição, poderíamos referir duas hipóteses principais. Na primeira, assinala-se a probabilidade de estarmos perante uma meteorização ainda incipiente. Como refere F. Pinto (1975), nos estádios iniciais de meteorização verifica-se uma certa tendência para a formação de minerais do tipo 2:1 (no qual se inclui a ilite), que, tornando-se gradualmente instáveis face ao progresso da alteração, são substituídos pelo grupo da caulinite (p.18). Se assim for, a génese deste último mineral poderia estar associada a um processo de transformação progressiva da ilite. Se analisarmos os dados que derivam da análise da fracção inferior a 32 μ do material correspondente a f2 e f3 (quadro n^o29), esta ideia assume um certo fundamento. Na realidade, verifica-se que à nítida redução da ilite, particularmente nos perfis de Cimo de Vila e Nogueira, corresponde um acréscimo significativo de caulinite.

No entanto, em certos casos, ela apresenta uma cristalinidade mediana a fraca, normalmente interpretada como resultado de uma degradação deste mineral. Assim, a caulinite poderia estar associada a um processo de neoformação num período em que teriam dominado climas quentes e húmidos (do Miocénico ao início do Quaternário?), constituindo actualmente uma herança dessas condições, em que a hidrólise seria mais

¹ De acordo com as análises efectuadas, a ilite é o elemento mais abundante no contexto dos nossos perfis. Segundo Amália Braga (1988), elas agrupam um conjunto de outros minerais, tais como biotites alteradas e fragmentadas, sericites e moscovites. Apresentando uma estrutura semelhante à das micas macroscópicas, das quais geralmente derivam por intervenção de processos físicos e/ou químicos (embora possam também formar-se por transformação), distinguem-se pelo facto de possuírem menos potássio e quantitativos mais elevados de água (Celso Gomes, 1988).

* A formação de minerais argilosos pode ter origem em diferentes materiais de base, que, associados aos processos que contribuem preferencialmente para a sua génese, permitem distinguir três grandes tipos: minerais argilosos neoformados, transformados e herdados. Sobre este assunto, consultar C. Gomes, 1988.

activa e intensa (JVP Assunção Araújo, 1991). Portanto, a segunda hipótese que levantamos, assenta na probabilidade da génese dos dois minerais em questão, corresponder a etapas distintas: numa primeira fase, as características do meio teriam permitido a formação preferencial da caulinite; numa segunda fase, talvez relativa a períodos mais recentes e a climas pelo menos mais frios, seria imperativo o desenvolvimento da ilite.

Perfis	Fases	Minerais Secundários (%)		
		Ilite	Caulinite	Gibbsite
C. de Vila	fC02	44	Vest.	Vest.
	fC03	18	33*	—
Vamonde	f(l)2	9	41*	—
	f(l)3	19	48*	2
Nogueira	f(g)2	45	Vest.	Vest.
	f(e)3	11	63*	Vest.
Ribeira	fCb2	35	1**	1
	f(lb)3	32	42*	—

Quadro 29 — Minerais secundários presentes na fracção inferior a 32 μ m, dos perfis analisados. * Caulinite de mediana cristalinidade; ** Caulinite de fraca cristalinidade

Tal não implica, no entanto, que a caulinite seja exclusivamente uma herança de paleoclimas de cariz tropical ou subtropical do Neogénico. Com efeito, nos últimos anos, são cada vez mais frequentes os adeptos de uma corrente de opinião, que considera que a presença de caulinite e mesmo gibbsite em determinadas formações, pode perfeitamente ser o resultado de climas próximos do actual. Como refere A.B.Ferreira (1978), a existência destes minerais em percentagens significativas, não constitui prova irrefutável de um meio climático especificamente tropical, sendo possível a sua neoformação sob condições de boa drenagem e precipitação abundante. Também F.A. Sanches Furtado (1973, 1981-82), considera que a génese de gibbsite, anteriormente admitida como pouco provável em domínio temperado, é um fenómeno habitual no NW da Península Ibérica, resultando de uma intensa alteração de rochas granitóides associada a um clima relativamente húmido: "(...) o material arenizado é muito permeável, o que permite a rápida circulação das águas e, portanto, uma intensa lavagem do meio de alteração, com a consequente exportação do silício e das bases. Este mecanismo teria originado um aumento relativo do alumínio, dada a menor mobilidade deste elemento para as condições de pH do meio de alteração, que posteriormente teria precipitado sob a forma de hidróxido." (p.86).

Poderíamos ainda referir outros autores que assinalam o extremo cuidado exigido, pela utilização dos minerais secundários como indicadores paleoclimáticos. Por exemplo, C. Gomes (1988) refere, ainda a propósito da gibbsite, que ela deve ser encarada como um mineral azonal sem significado climático, uma vez que ocorre em perfis de solos actuais, formados sobre

¹ De acordo com referências de M^a Amália Braga (1983-85), vários trabalhos efectuados no noroeste de Portugal e na Galiza, confirmam o predomínio de minerais como a caulinite e gibbsite, associados a outros do tipo das micas, na fracção argilosa de solos e capas de alteração de rochas graníticas.

granitóides de regiões temperadas húmidas. Também S. Daveau (1973), reconhecendo a importância dos estudos desenvolvidos já nessa altura, refere que a presença de caulinite associada frequentemente a ilite e montmorilonite e, por vezes, a gibsite, não pode ser atribuída exclusivamente a uma alteração antiga, quando os processos de lixiviação intensa sob climas temperados podem conduzir a situações idênticas (p.13).

Considerando estes elementos, pensamos que será bastante difícil determinar qual ou quais os períodos mais favoráveis ao desenvolvimento dos processos que conduziram à arenização dos granitóides na nossa área. No entanto, conciliando aspectos ligados à evolução climática durante o Terciário e Quaternário, referências teóricas de trabalhos efectuados próximo do sector em estudo e as características que a alteração apresenta, podemos tentar desenvolver um modelo temporal que mais se adequa à situação existente.

6. 2. Evolução climática do final do Terciário e Quaternário

Segundo João Pais (1986), as características climáticas vigentes durante a primeira parte do Miocénico em Portugal, deveriam ser bastante próximas das que actualmente correspondem aos domínios tropicais ou subtropicais. As temperaturas médias anuais provavelmente ultrapassavam os 20° e a precipitação, embora sofresse oscilações mais vincadas, raramente seria inferior a 1500 mm (fig. n^o29).

A medida que nos aproximamos do final deste período, ter-se-ia assistido a uma evolução lenta (embora com fases de recorrência) para um clima temperado quente com estações contrastadas, que parece manter-se no Pliocénico inferior mas, provavelmente, com um acréscimo significativo dos valores de humidade. No entanto, a partir desta altura começa a assistir-se a um agravamento das condições ambientais, marcando o início das oscilações climáticas que vão dominar ao longo de todo o Quaternário. Com efeito, o Pliocénico Superior é marcado por uma crise resistática (Biber?) denunciada por uma degradação progressiva da cobertura vegetal, provavelmente em resultado de uma maior secura associada a uma diminuição das temperaturas.

Mas não são ainda muito claras as condições climáticas específicas do período de transição Pliocénico/Plistocénico. Alguns autores sugerem que durante o Vilafranquiano se assistiu a uma alternância entre climas frios e temperados (H. Elhai, 1968), no entanto, estes últimos (correspondentes aos períodos interglaciares da base do Quaternário) seriam relativamente quentes e muito húmidos (João Pais, 1989)¹.

¹ Esta mesma ideia é defendida por M^{te} Amália Braga (1988), sugerindo que Portugal, no "Quaternário antigo", deveria apresentar um clima temperado quente e húmido, não muito diferente do actual, extremamente favorável à arenização intensa dos granitóides. No entanto, não especifica o que entende por "Quaternário antigo", o que seria importante, uma vez que considera as arenas paleoalterações associadas a este período e fases interglaciárias posteriores, embora identifique igualmente alterações datadas do Miocénico. De acordo com

De qualquer modo, o que nos parece importante salientar, é que embora seja difícil reconstituir sequências climáticas contínuas ao longo do Quaternário, nos últimos anos temos assistido a uma acumulação constante de informações, que cada vez mais apontam no sentido deste período não poder ser encarado como uma mera sucessão entre as clássicas glaciações e interglaciações. Como refere M^s Assunção Araújo (1991), "*(...) o que caracteriza o último período da história da Terra não é a persistência de climas frios, mas uma mutação muito rápida (à escala dos tempos geológicos), entre fases frias e quentes (...), pensando-se "(...) que o número dessas oscilações poderá ser de vinte, pelo menos, ao longo de todo o Quaternário "* (p.124).

Por outro lado, é importante assinalar que, devido ao decréscimo brutal das temperaturas durante as fases frias (segundo a mesma fonte, cerca de 15°C abaixo dos valores registados nos períodos interglaciários), seria possível o desenvolvimento de fenómenos de periglacialismo a latitudes e a cotas actualmente impossíveis. Tal tem vindo a ser afirmado e comprovado por vários autores, nomeadamente G. Soares de Carvalho (1983, 1985), referindo que, durante o Wiirm, a faixa litoral minhota esteve sujeita a um sistema periglacial. Para o interior as condições seriam ainda mais favoráveis à sua ocorrência, como demonstra a presença de depósitos de gelifractos em áreas como Valongo e S. Miguel-o-Anjo (F. Rebelo, 1975; A. Pedrosa, 1988).

Refira-se ainda que os próprios períodos glaciares, anteriormente assinalados como "climaticamente imutáveis" começam agora a ser subdivididos, admitindo-se uma alternância entre etapas de frio seco e frio húmido (interestádios), que vão ter implicações no domínio dos processos morfogenéticos e na alteração (F. Rebelo, 1985)¹.

6. 3. Evolução climática e alteração

A oscilação das condições climáticas registadas durante o Neogénico e principalmente ao longo do Quaternário, reflectiram-se obrigatoriamente nos processos de alteração das rochas. O que desde logo nos parece evidente é que estes processos se desenvolveram de forma ininterrupta ao longo dos períodos em questão, variando, no entanto, os mecanismos em jogo².

os dados da fig.n^o29, é provável que a referência temporal citada possa associar-se aos interglaciários Biber-Donau e Donau-Gunz, embora com algumas reservas.

Recorrendo a outros autores, nomeadamente M^s A. Araújo (1991), verifica-se que atribui ao Vilafranquiano Superior características inclusivamente favoráveis ao desenvolvimento de processos de encouraçamento, o que sugere um clima de cariz tropical com estações alternadamente húmidas e secas, para permitir a mobilização/imobilização do ferro.

¹ S. Daveau, em 1973, teria igualmente chamado a atenção para tal facto, referindo que o clima regional de Portugal sofreu variações importantes durante o Quaternário e, principalmente, no Wiirm. Salienta, nomeadamente, que nas áreas de baixa altitude ter-se-iam verificado fases frias e secas de curta duração, sucedidas por fases mais húmidas (p.42).

² Tal ideia é referida por J. Lagasque (1985), afirmando que a alteração deve ser encarada como um fenómeno contínuo e não como algo que se desenvolve por fases nitidamente separadas. Mesmo durante a vigência de climas frios, pouco propícios à hidrólise, a

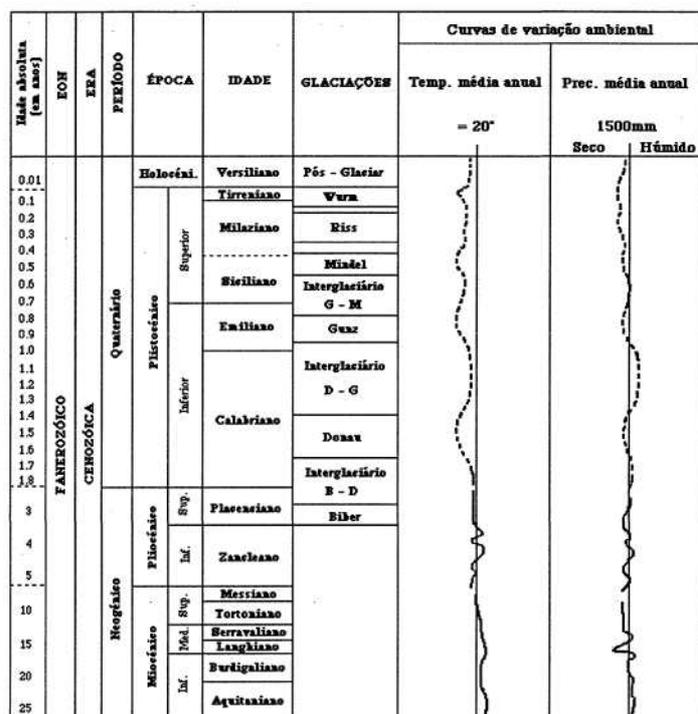


fig. 29 — (Jurvas de variação da temperatura e precipitação medias anuais, no Neogénico e Quaternário (Extraído e adaptado de João Pais, 1989)

Assim, se durante o Miocénico as características do meio eram essencialmente favoráveis ao desenvolvimento de uma alteração química intensa (associada a climas quentes e húmidos), a partir do final do Pliocénico começa a assistir-se ao domínio da alteração física (nos períodos glaciares), intercalada por fases em que provavelmente seria possível a combinação dos dois processos (períodos interglaciares e interestádios), devido a um aumento da temperatura e humidade (quadro n^o30).

Com base nestas informações e nas características que os perfis analisados evidenciam, podemos tentar inferir as condições que presidiram à alteração dos granitóides da nossa área. Para isso, é necessário ter em conta a percentagem de materiais exportados e a espessura dos perfis, bem como os minerais secundários presentes.

Os dois primeiros elementos, permitem-nos avaliar a importância que a arenização assume no sector em estudo. Neste contexto, se o quantitativo das perdas assinaladas no ponto anterior não é particularmente significativo, a espessura que alguns perfis apresentam parece indiciar o desenvolvimento de uma arenização relativamente intensa. Frequentemente associada a mecanismos de hidrólise activa sob

alteração processou-se de forma activa, prolongando-se até períodos vizinhos do actual.

climas de afinidade subtropical e períodos interglaciares do Quaternário (C. Gaussen, 1981), a arenização não é, no entanto, resultado exclusivo da actuação de processos químicos. Com efeito, ela pode derivar igualmente da desagregação mecânica das rochas, que seria bastante forte nas fases relativamente mais frias e secas (glaciares)¹. Por outro lado, será lógico pensarmos que nos interestádios húmidos referidos anteriormente, embora a fragmentação continuasse a vigorar, as condições seriam também propícias ao desenvolvimento de reacções químicas.

Mas se os perfis em análise podem ser produto de uma alteração actual ou subactual, processada essencialmente ao longo do Plistocénico Superior, não existem argumentos suficientemente fortes para impedir que, pelo menos em parte, possam constituir uma herança de períodos anteriores. Com efeito, a existência de mantos de alteração (ainda que pouco espessos) a cotas relativamente elevadas, não se coaduna, segundo A. Godard (1967), com a velocidade de alteração do granito sob climas frescos e húmidos, bem como, a presença de caulinite bem cristalizada em percentagens relativamente elevadas em alguns perfis, provavelmente só poderá ser explicada por herança de períodos em que a hidrólise seria mais intensa.

Mas os minerais secundários, como vimos, não devem ser utilizados como prova efectiva de condições climáticas específicas. No entanto, permitindo avaliar o grau de evolução mineralógica expresso pelas alterites, indirectamente assinalam a intensidade da alteração, o que, em parte, pode ajudar-nos a compreender o ambiente que presidiu à sua formação. Tendo em conta os resultados obtidos, que se caracterizam por percentagens elevadas de ilite, valores médios de caulinite e reduzidos de gibsite, poderíamos considerar, utilizando as palavras de M^ª Amália Braga (1988), que estamos perante uma evolução relativamente discreta, mas significativa. Na realidade, a presença destes dois últimos minerais traduz a actuação de processos que favorecem uma intensa destruição, num meio bastante agressivo.

No entanto, estas informações não são suficientes para que possamos fazer qualquer tipo de afirmação mais peremptória, bem como identificar qual ou quais dos perfis evidenciam uma alteração mais marcada. Embora os de Vamonde e Nogueira possam sugerir o desenvolvimento de processos mais agressivos, seria necessário o estudo de

¹ Como refere M^ª Amália Braga (1988), na formação das arenas subentende-se, sob o ponto de vista físico, uma desagregação e fragmentação importantes associadas a fenómenos de crioclastia, termoclastia e humectação-dessecação e, do ponto de vista químico, processos de decomposição ligados a mecanismos de dissolução, oxidação, hidratação e particularmente de hidrólise.

IDADE ABS. (BP)	ERA	PERÍODO	EPOCA	ANDAR	Períodos glaciares e interglaciares	Características Climáticas	Alteração				
10.000	CENOZOÓICO	O	HOLOCÉNICO	perfor	Flandriano	Pós - Glaciar	Temperado	F.Q.			
11.500					Tirreniano	Wurm IV	Frio Húmido ?	D.A.F.			
20.000						Interestádio		F.Q.			
35.000						Wurm III	Frio Húmido ?	D.A.F.			
						Interestádio		F.Q.			
55.000						Wurm II		D.A.F.			
60.000						Interestádio	Frio Húmido ?	F.Q.			
100.000						Wurm I		D.A.F.			
200.000					RN [AR]	Pleistocénico	Inferior		Interglaciar R - W	> Temperatura > Humidade	F.Q.? Q.F.?
300.000								Riss			
400.000		Interglaciar M - R	> Temperatura >	F.Q.?							
		Mindel		Q.F.?							
500.000		Siciliano		Q.F.?							
600.000			Interglaciar	> Temperatura				F.Q.?			
700.000											
800.000			Emiliano	G-M				> Humidade	Q.F.?		
900.000				Gunz					D.A.F.		
				Interglaciar				> Temperatura > Humidade	F.Q.? Q.F.? D.A.F.		
1.14		CENOZOÓICO	Pleistocénico	Inferior	Calabriano/ Vilafranco Superior	D - G Donau		F.Q.? Q.F.? D.A.F.			
1.7						Interglaciar	> Temperatura >	F.Q.?			
1.8											
3					Interglaciar	> Temperatura >	F.Q.?				
5						Humidade Crise Resistática	Q.F.? D.A.F.?				
	CENOZOÓICO				Pliocénico	Inferior	Placenciano/ Vilafranco Inferior	B - D Biber		F.Q.? Q.F.? D.A.F.?	
							Sup.	Zancleano	Temperado		
							Inf.	Messiano	quente com		
								Tortoniano	estações		
7.12							CENOZOÓICO	Pliocénico	Inferior		
15			Serravaliano	Mais fresco e húmido							
17			Langhiano	Quente e seco							
22			Burdigaliano	Tropical (mais húmido)							
		MIOC	Inferior	Aquitaniense						Tropical Subtropical	
24 MA											

Quadro 30 — Evolução climática e alteração no Neogénico e Quaternário. D.A.Q. - Domínio da Alteração Química; D.A.F. - Domínio da Alteração Física; F.Q. - Alteração Física e Química (domínio provável da primeira); Q.F. - Alteração Química e Física (domínio provável da primeira). (Adaptado de C. Teixeira; João Pais; Rogério Rocha, 1979; João Pais, 1986, 1989; M^a Assunção Araújo, 1991).

um maior número de exemplares¹.

De qualquer modo, mediante certas reservas, pensámos que grande parte da alteração na nossa área pode ser atribuída a períodos mais "recentes", embora conservando vestígios de condições que remontam provavelmente ao Terciário e Quaternário antigo².

Conciliando fases em que dominou a alteração física, com fases em que esta se associa à componente química, é perfeitamente possível construir um modelo que se coaduna com as nossas formações. Assim, durante os períodos de frio seco, as características do meio seriam favoráveis à fragmentação das rochas, dominando processos de gelificação nas áreas mais interiores, situadas a oriente da plataforma litoral (A. Araújo, 1991; F. Rebelo, 1985). Nos períodos interglaciares e talvez com menor intensidade nos interestádios húmidos, esta fragmentação prévia facilitaria o ataque químico devido ao aumento da temperatura e precipitação. Conjugados os processos, o resultado seria uma arenização significativa, que provavelmente exerceu uma influência importante na génese das depressões periféricas ao maciço das serras de Campelos e Maragotos.

7. Síntese

A grande variabilidade das modificações derivadas do avanço da alteração, não só ao nível dos diferentes perfis, mas até no contexto de um mesmo afloramento granítico, implica que as conclusões a retirar do estudo empreendido, devam ser encaradas com algumas reservas. Como refere M-Amália Braga (1988), devido às características particulares de cada perfil (onde intervêm factores como macro e microfissuração, porosidade, drenagem interna e externa e declive da área em que se localizam), é possível encontrar uma grande variação no teor de perdas, bem como diferenças importantes na distribuição dos minerais secundários. Tal significa que é necessário estudar um grande número de formações e, no seu contexto, várias amostras de material, para que seja possível registar tendências médias representativas, que caracterizem de forma clara a intensidade da alteração em determinada área. Assim, os dados que obtivemos para cada um dos nossos perfis reflectem uma situação específica e, como tal, só nos permitem observações genéricas.

Com efeito, a distribuição de minerais secundários revela grandes diferenças de perfil para perfil, mesmo quando inseridos no contexto de um mesmo afloramento, o que implica um estudo exaustivo até que se possam observar tendências significativas. Tal facto pode ser comprovado se tivermos em conta que, para as suas formações, M- Amália Braga (1988) detectou percentagens variáveis entre 5 a 40% de ilites, 10 a 85% de caulinite e 0 a 85% de gibsite, o que, no entanto, lhe permitiu, face ao grande número de amostras analisadas, definir a situação dominante.

¹ O termo Quaternário antigo é por nós utilizado para referir exclusivamente as sequências do Vilafranquiano Superior, abrangendo os interglaciares Biber-Donau e Donau-Gunz, bem como a fase de glaciação Donau.

Evolução do processo de alteração

Em termos globais, podemos considerar que o processo de alteração se desenvolve de forma semelhante em todos os perfis, embora se detectem as diferenças esperadas ao nível da intensidade de perdas e percentagem de minerais secundários presentes.

Do ponto de vista físico, são nítidas as modificações sofridas pelo material, facto que assinalámos no ponto três. Estas modificações traduzem-se por uma progressiva perda de coesão da rocha, que, implicando um aumento crescente da porosidade, vai facilitar o desenvolvimento contínuo do processo¹. Os mecanismos responsáveis por tais mudanças, devem ter envolvido fenómenos mecânicos de fragmentação e desagregação importantes, mas a meteorização química desempenhou igualmente um papel relevante. Com efeito, embora o volume de perdas que assinalámos não seja particularmente elevado, pode explicar-se por uma relativa mobilização de iões, libertados por meio de reacções químicas nas quais a hidrólise assume condição de destaque.

Ao nível da composição mineralógica, se associarmos a descrição macroscópica dos perfis à percentagem de minerais ANF, AM e AF obtida por análise das lâminas delgadas correspondentes a f1/f2, é possível fazer uma ideia das mudanças processadas. Em termos médios, observa-se uma sequência de alterabilidade que poderá traduzir uma diminuição particularmente forte das plagioclases e menos intensa das biotites, enquanto o feldspato potássico e o quartzo demonstram maior resistência e tendem a permanecer em quantidades importantes no domínio das areias graníticas.

Do ponto de vista químico, a alteração traduz-se por uma perda de elementos, em percentagens variáveis consoante os perfis e as fases em jogo. Centrando a nossa atenção nas variações registadas entre f1/f3, representámos no quadro n^o31 os valores obtidos mediante aplicação da metodologia sugerida por Krauskopf (1979). É lógico que estas percentagens não traduzem, como referimos, um somatório ou balanço exacto e global (note-se que alguns destes elementos apresentam, em f2/f3, quebras mais importante e/ou generalizadas a um maior número de perfis, como é o caso do MnO e MgO), embora nos permitam fazer uma ideia da forma como evolui o processo.

Como se pode observar, os elementos que denotam perdas mais significativas são sem dúvida o Na₂O, o CaO e o MgO (reflectindo uma degradação preferencial das plagioclases e biotites), bem como o P₂O₅; com decréscimos menos importantes, salienta-se o MnO (que regista uma variação extremamente irregular, de difícil explicação), o K₂O e o SiO₂²; por

¹ Refira-se que o tempo de infiltração da água na rocha sã é por vezes superior a duas horas, enquanto no material alterado (RA) ela é praticamente imediata. ^ Embora as variações entre fO-fô possam incluir um certo erro, note-se que as perdas de SíO₂ chegam a atingir valores próximos de 25% e o K₂O percentagens superiores a 15%.

outro lado, observámos uma nítida tendência à concentração do Fe_2O_3 e Al_2O_3 , afirmando uma sequência de mobilidade não muito diferente da definida por F. Seddoh (1973) e F. Pinto (1975); ao mesmo tempo, regista-se ao longo do processo um aumento crescente dos teores de água, que reflecte, em princípio, reacções de hidratação e hidrólise.

	% Perdas
SiO ₂	2,25-8,66
FeO	0-36,12
CaO	17-87,19
Na ₂ O	48,37-85,31
MgO	0-58,93
K ₂ O	0-8,07
MnO	0-0,57
TiO ₂	1,60-24,91
P ₂ O ₅	7,19-55,71

Quadro 31 — Percentagens mínimas e máximas de perdas registadas nos vários perfis entre fl e I3 (de acordo com a metodologia sugerida por Krauskopf, 1979)

Embora considerando o contexto restrito das nossas observações, os dados referidos podem traduzir de forma aproximada, a intensidade que a alteração assume na área em estudo. Se compararmos os teores de perdas registados nos quatro perfis, com os que M- Amália Braga (1988) refere no seu trabalho para a Bacia do Cávado, somos forçados a concluir que revelam um gradiente menos acentuado. Com efeito, os valores globais assinalados pela autora rondam os 40%, enquanto no nosso caso só dois dos perfis (Vamonde e Nogueira) registam decréscimos médios superiores a 25%. De qualquer modo, estes valores parecem-nos significativos, se tivermos em conta as variações de alguns dos elementos (por exemplo, os quantitativos observados para Na₂O e CaO são bastante semelhantes aos definidos por M^s Amália Braga), bem como o facto de só traduzirem a situação concreta das amostras analisadas. Na realidade, se considerámos o número de perfis um provável factor condicionante, não podemos também deixar de questionar a representatividade das amostras seleccionadas no contexto de cada um.

Além disso, se partirmos do princípio que os minerais secundários também traduzem de certa forma a intensidade da alteração, a presença de caulinite e gibsite (embora esta última em percentagens muito reduzidas), associada às informações anteriores, indicia uma alteração relativamente forte. Com efeito, se apelarmos de novo às formulações teóricas de M^ã Amália Braga, estes dois minerais apontam para uma evolução marcada, correspondendo geralmente a etapas finais, em que a lixiviação de iões é particularmente intensa. No entanto, os valores detectados em relação às micas, nas quais sobressai a ilite, parecem revelar que, embora importante, a alteração na área de Campelos e Maragotos não é particularmente intensa.

Mas face à espessura que alguns mantos de alteração evidenciam, podem permanecer algumas dúvidas. Note-se, no entanto, que o facto de

um perfil evidenciar uma profundidade apreciável, pode exclusivamente associar-se a fenómenos de desagregação e fragmentação bastante intensos, sem implicar uma alteração química substancial (J. Lagasque, 1985). Somos pois levados a pensar, que os processos físicos podem ter desempenhado um papel importante nesta área, para o qual contribuiu a natureza granular dos materiais e o cariz porfiróide e por vezes grosseiro de alguns espécimes, enquanto a alteração química se desenvolveu de forma relativamente moderada.

Relação entre os perfis e a alterabilidade das rochas

No segundo capítulo, definimos, com base no estudo de diferentes variáveis, uma sequência de alterabilidade provável, em que o granodiorito de Felgueiras e o granito de Guimarães seriam os termos mais susceptíveis à meteorização (devido essencialmente aos aspectos texturais, fracturação e porosidade), enquanto os granitos de Lustosa e Burgães agrupavam um conjunto de elementos que poderiam favorecer a sua conservação.

Tendo em conta que estes materiais representam os perfis de Cimo de Vila, Nogueira, Vamonde e Ribeira, verifica-se, à partida, que pode existir algum tipo de relação. No entanto, ela é apenas nítida em Nogueira e Ribeira: estes dois perfis evidenciam, respectivamente, as maiores e menores perdas ao nível da composição química e, ao mesmo tempo, as percentagens mais contrastantes relativamente ao tipo de minerais secundários.

A inexistência aparente de ligação nas duas outras formações, pode ter uma explicação razoável no caso do perfil de Cimo de Vila. Com efeito, salientámos, quando da sua descrição macroscópica, que o tipo de rocha apresenta características distintas do granodiorito de Felgueiras, constituindo talvez uma fácies mais resistente. De qualquer modo, embora em termos globais as perdas sejam menores, são superiores às de Ribeira e, para dados elementos, semelhantes às de Vamonde. Em relação a este último, é provável que a densa microfissuração detectada nas lâminas correspondentes quer a fl(RPA) quer a f2 (RA), tenha exercido uma forte influência. Além disso, recorde-se que o perfil analisado se situa não na mancha correspondente à Serra de Campelos, mas sim em Maragotos, onde este granito denota um menor grau de conservação associado à existência de uma rede de fracturas alargada, a que naturalmente não é alheia a sua localização numa área que parece ter sofrido uma tectónica activa.

Para terminar, queremos somente esclarecer que a existência de uma certa ligação entre a alterabilidade das rochas e as características dos perfis, não implica que aquela seja devida preferencialmente a factores composicionais. Como vimos no segundo capítulo, é provável que os elementos ligados à textura, fracturação e porosidade específicas dos materiais no contexto de cada formação sejam mais importantes. Não excluimos a hipótese de uma certa influência da composição químico-mineralógica, no entanto, seria necessário um estudo mais exaustivo para

que pudéssemos afirmar com absoluta certeza tal relação.

Localização dos perfis

Se considerarmos a localização concreta dos perfis em análise e avaliarmos as modificações a nível químico e no contexto da existência de percentagens maiores ou menores de minerais secundários, desde logo se observa que não existe qualquer tipo de associação. Aliás, F. Seddoh (1973) parece reafirmar esta ideia ao defender que a situação topográfica não interfere nas características dos perfis, uma vez que é possível encontrar modelos idênticos em diferentes posições.

No entanto, existe na nossa área uma certa concordância ao nível da espessura, verificando-se que os mantos de alteração mais profundos se localizam preferencialmente na base das vertentes que limitam as depressões. De qualquer modo, é provável que tal resulte unicamente da sua melhor conservação em áreas deprimidas, facilitando inclusivamente um posterior desenvolvimento do processo, em resultado da existência de declives mais suaves, que favorecem a infiltração da água e o seu contacto prolongado com os materiais.

IV. MORFOLOGIA DA ÁREA EM ESTUDO: PAPEL DA TECTÓNICA E DA EROSÃO DIFERENCIAL

Esta última parte do nosso trabalho, tem por objectivo analisar a importância que poderão ter assumido os condicionamentos tectónicos e a erosão diferencial na morfogénese da área em estudo, pretendendo-se basicamente distinguir as formas cuja origem parece denunciar os efeitos directos de uma tectónica activa, daquelas que, embora possam estar relacionadas indirectamente com a sua actuação, sugerem a influência dominante dos processos erosivos.

No entanto, nem sempre é fácil responder à problemática em questão, principalmente quando nos debruçamos sobre áreas inseridas no domínio do maciço antigo e, mais especificamente, no noroeste de Portugal. Como refere A.B. Ferreira (1983, 1986), esta vasta área apresenta características originais, que se traduzem por uma topografia extremamente acidentada, com vertentes abruptas, desníveis importantes e vales profundos que apontam nitidamente para a exploração de linhas de fragilidade, à qual se sucedem amplas depressões cuja origem nem sempre é clara e no fundo das quais os cursos de água correm sem encaixe visível. De acordo com o referido autor, explicar tal morfologia implica um estudo exaustivo de vários elementos, considerando a influência de uma litologia específica, uma tectónica complicada que continuou a rejogar até períodos recentes e a vigência de climas favoráveis a uma alteração intensa, que, provavelmente, remonta ao Quaternário e, pelo menos em parte, ao Terciário. Se por si só estes factores dificultam as interpretações, por vezes a inexistência de depósitos correlativos, a descontinuidade e má

conservação de níveis de aplanamento, aos quais se associa a originalidade da evolução das vertentes graníticas, implica a permanência da dúvida: tectónica recente ou erosão diferencial?

Neste sentido, convém formular três questões implícitas no final da primeira parte do trabalho: na primeira, coloca-se a hipótese das Serras de Campelos e Maragotos poderem constituir um horst subdividido numa série de compartimentos alternadamente elevados e abatidos, sugerindo a actuação de uma tectónica recente. A análise detalhada do relevo parece apontar neste sentido, defendendo-se um modelo em parte semelhante ao que A. B. Ferreira (1980) apresentou para a área do Caramulo; a segunda questão, intimamente relacionada com a anterior, refere-se à possibilidade de reconstituir prováveis níveis de aplanamento. No entanto, embora não seja possível ignorar a provável existência de vários níveis, parece-nos que numa área relativamente limitada como a nossa, seria talvez delicado forçar uma divisão exaustiva. Assim salientamos apenas a presença de uma superfície inicial, cuja descontinuidade e desnivelamento teria resultado da movimentação dos diferentes blocos e encaixe da rede hidrográfica; finalmente, questiona-se a origem das depressões periféricas, pretendendo-se esclarecer os principais processos implicados no seu afeiçoamento.

1. As Serras de Campelos e Maragotos

Embora inicialmente as Serras de Campelos e Maragotos pudessem ter constituído uma unidade extensa e uniforme, temos vindo a assinalar desde a introdução do presente trabalho, que o relevo actual é formado por uma série de blocos, cujo desenvolvimento poderá estar associado à movimentação, provavelmente recente, de falhas com direcção preferencial NNW-SSE a NW-SE. Na realidade, existem vários indícios que nos permitem admitir a validade da primeira questão levantada, ou seja, do conjunto formado pelas duas serras corresponder a um horst que, perante a actuação de uma tectónica activa, teria sofrido uma compartimentação importante.

Um dos primeiros elementos que nos levaram a considerar a hipótese das Serras de Campelos e Maragotos constituírem um horst, foi a existência de uma série de acidentes conjugados NNE-SSW a NE-SW, que parecem impor limites bem definidos à unidade em estudo (fig.n^o30). Aliás, a estes acidentes correspondem alinhamentos topográficos rígidos, denunciando uma dependência estreita com a tectónica. O próprio mapa de declives (consultar fig.n^o11), conjugado com o hipsométrico (fig.n^o31), permite-nos identificar a presença de uma unidade bem individualizada a cotas médias da ordem dos 500m, sugerindo um soerguimento importante em relação às áreas envolventes.

De qualquer modo, basta observarmos as cartas topográficas que abrangem a área em estudo, para nos apercebermos que esta "unidade" se

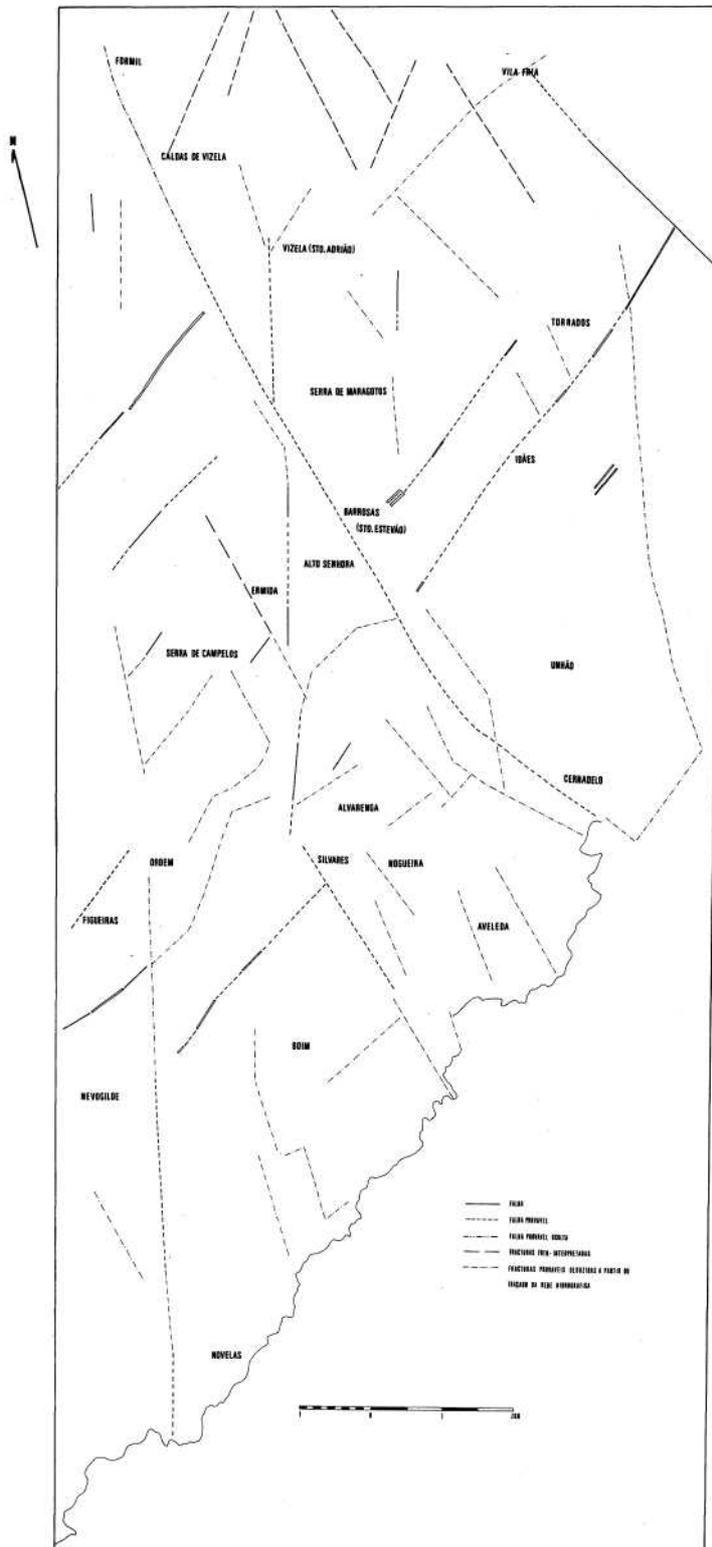


Fig. 30 — Mapa de falhas o fracturas

encontra recortada por uma série de degraus nítidos, interpostos entre o compartimento ocidental constituído pela Serra de Campelos e o vale de fractura tjeue o separa da Serra de Maragotos. Este dispositivo sugere claramente a influência da tectónica, até porque, apesar de algumas diferenças litológicas, este último bloco, talhado no granodiorito de Felgueiras, não permite pensar num processo de erosão diferencial.

A grande densidade de fracturação manifesta em toda a área, constitui um elemento fundamental para justificar a influência exercida pelos movimentos recentes da crosta. No entanto, o seu carácter actual só poderá ser assinalado considerando a presença de outros indícios mais importantes, entre os quais destacamos: o encaixe profundo da rede hidrográfica, sugerindo adaptação a linhas de fragilidade que, segundo C. Gachelin (1978), seriam exploradas por recidivas de erosão em resultado de uma tendência ao soerguimento; a presença de uma topografia acidentada com desníveis importantes e vertentes abruptas que, pela sua frescura, indiciam escarpas de falha relativamente recentes, mesmo considerando a originalidade da evolução das vertentes graníticas que tendem a manter um perfil rígido; finalmente, a existência de retalhos planos a diferentes altitudes no topo dos vários blocos, que, na nossa opinião, parecem corresponder a uma mesma superfície desnivelada tectonicamente e não a diferentes níveis de aplanamento.

Com base nestes elementos, vamos tentar analisar a forma como podem ser conjugados, para comprovar a nossa ideia principal.

Se observarmos o mapa de falhas e fracturas, é possível destacar dois factos principais. Em primeiro lugar, é evidente a existência de uma série de acidentes com uma direcção NNW-SSE a NW-SE, associados a um alinhamento N-S, que parece delimitar de forma bastante precisa os vários compartimentos que temos referido. Em segundo lugar, define-se um sistema de falhas e fracturas prováveis, perpendicular ao anterior (NNE-SSW/NE-SW), que em parte define os limites setentrional e meridional do maciço constituído por Campelos e Maragotos.

Relativamente aos primeiros acidentes, já enunciados no primeiro capítulo, eles constituem respectivamente: a fractura provável que se desenvolve entre Boca da Ribeira e Boa Vista, onde o Rio Mezio assume um encaixe vigoroso e, de certo modo, estabelece uma ruptura entre a área que se situa a ocidente do sector estudado e a Serra de Campelos; o alinhamento localizado entre Casa Nova e Chã das Lebres (onde se estabelece o vale de um afluente da Ribeira de Sá), que define a separação entre o bloco de Campelos e o de Ermida-S.Mamede; a falha que se desenvolve entre o compartimento anterior e o Alto da Senhora, constituindo provavelmente o prolongamento do acidente localizado entre Vizela (Sto. Adrião) e Silvares e assinalando o encaixe de um outro tributário da Ribeira de Sá; finalmente, destacámos a falha provável que se estende desde Formil até ao Rio Sousa, atravessando toda a área e

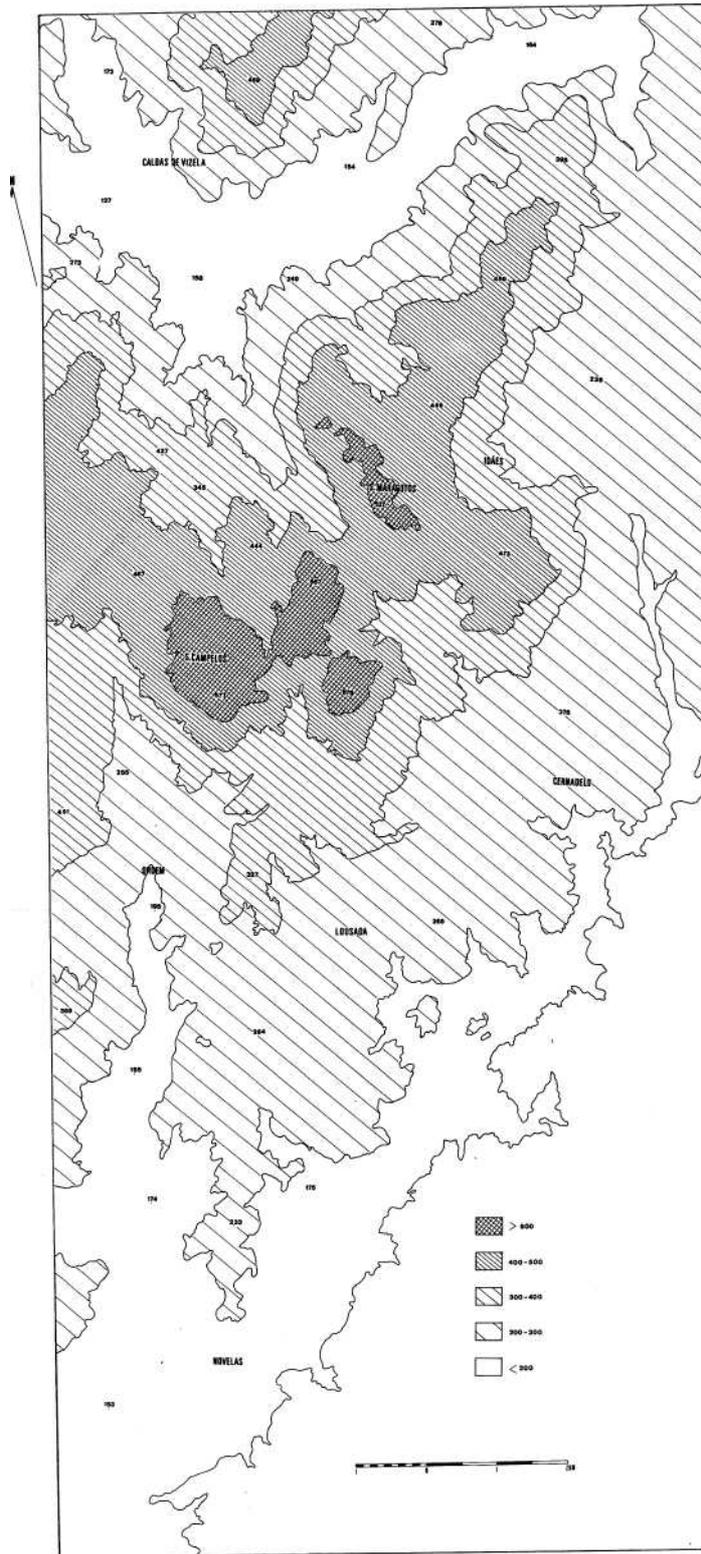


Fig. 31 — Mapa hipsométrico

estabelecendo o limite entre a superfície anterior e a Serra de Maragotos. Este limite apresenta no entanto uma característica interessante, que, no nosso entender, pode indiciar a continuidade anteriormente existente, pelo menos entre estes dois últimos compartimentos. Com efeito, se analisarmos o esboço geomorfológico (fig.n^o32), verifica-se que a divisão entre os sectores ocidental e oriental é concretizada por intermédio do acidente referido, explorado pelo encaixe de dois profundos vales cuja drenagem se efectua em sentido oposto. A área de Barrosas (Sto. Estevão), que define a separação entre a ribeira com o mesmo nome e a ribeira de Sá, constituiria simultaneamente parte do interflúvio que define as bacias hidrográficas das duas linhas de água e o elo de ligação entre a Serra de Maragotos e os blocos que se desenvolvem para Oeste¹.

É lógico que os indícios desta aparente continuidade passada, são bastante ténues. Até porque o desenvolvimento de importantes vales de fractura, representando no fundo os pontos efectivos da ruptura entre os vários blocos, são responsáveis pela sua progressiva degradação. E se tais características da rede hidrográfica podem por si só constituir um indicador importante da actividade tectónica, o próprio padrão de drenagem existente reflecte os mesmos condicionamentos. Como se pode observar no mapa respectivo (fig.n^o33), embora em termos globais se verifique o desenvolvimento de um traçado dendrítico, o alinhamento rígido de alguns cursos de água, o seu paralelismo, associado ainda à existência clara de mudanças bruscas de direcção, denunciam em alguns sectores uma trama ortogonal, resultado de uma adaptação sensível à estrutura. Repare-se, inclusivamente, na coincidência quase perfeita que existe entre os acidentes que promovem a compartimentação do relevo e o traçado da rede hidrográfica.

Mas se este quadro descritivo não sugere de forma clara a ideia que pretendemos reafirmar, a elaboração de um perfil topográfico cortando a área situada entre o Mezio e Idães no sentido SW-NE (fig.n^o34), traduz nitidamente a existência de uma série de blocos limitados pelos acidentes descritos, desenvolvendo-se a cotas variáveis.

O primeiro destes compartimentos, formado pela Serra de Campelos, apresenta a forma geral de um domo granítico, limitado a Norte pela depressão de Vizela-Barrosas e a Sul pela de Covas-Figueiras. O substrato dominante nesta área é representado pelo granito de Lustosa e Regilde que, como vimos no segundo capítulo, constitui provavelmente o termo mais resistente, em favor da sua homogeneidade e composição fracamente ferromagnésiana, a que se associa uma fracturação pouco densa e valores de porosidade bastante limitados². No entanto, este

¹ Com efeito, verifica-se que a superfície plana que se desenvolve no topo desta serra sofre um prolongamento na direcção de Barrosas, constituindo como que um corredor de passagem que actualmente se estende apenas até à base do compartimento do Alto da Senhora.

² Recorde-se que o granito de Lustosa e Regilde é alcalino, de duas micas e não porfiróide, apresentando na Serra de Campelos um grau de conservação importante.

granito encontra-se envolvido por uma faixa de corneanas, que na vertente Sul ocupa uma grande extensão prolongando-se pelo alinhamento de Cristelos, enquanto na vertente ocidental se resume a uma estreita banda próxima do topo, definindo a transição para o granito de Guimarães e Sto. Tirso, termo bastante alterável.

Considerando apenas os elementos referidos, poderíamos pensar que este bloco se manteve a cotas relativamente elevadas em resultado de um processo de erosão diferencial, relacionado com a maior resistência do granito de Lustosa e também com a protecção exercida por parte das corneanas que o envolvem. Repare-se, inclusivamente, que as cotas mais elevadas da Serra de Campelos (v.g. de Sta. Águeda, 577m) se encontram inseridas no contexto destes materiais. Por outro lado, também poderíamos utilizar este argumento, para justificar a conservação da superfície relativamente plana que se desenvolve no topo desta serra, a uma altitude média que pouco ultrapassa os 500m.

Mas será que não existe intervenção da tectónica?

Se analisarmos a vertente ocidental deste bloco, verificamos que ela forma um abrupto rectilíneo, com declives que o mapa elaborado não permite precisar (consultar fig.n^o11), mas que, medidos no campo, ultrapassam os 70° em alguns sectores. Aliás, próximo das cabeceiras do Rio Mezio, esta vertente assume mesmo a forma de uma parede vertical, constituída por blocos diaclasados tanto horizontal como perpendicularmente, permitindo o desenvolvimento de uma espécie de escadaria rochosa, formada por material bastante são (Cf. Fot.n^o9).

Será que o vigor desta vertente pode ser explicado apenas pela existência de uma fractura provável explorada pelo Rio Mezio? E até que ponto a conservação de um perfil rígido pode ser atribuída a um processo de evolução que implica o recuo da vertente paralelamente a si própria, de acordo com o fenómeno clássico da "imunidade das vertentes graníticas"? (A.B. Ferreira, 1978, p.46-47). É lógico que este processo poderia ser considerado, até porque na base deste sector foi possível observar a presença de alguns desmoronamentos, favorecidos pelo trabalho de sapa do curso de água e pela existência de um manto de detritos importante, o que vai de encontro aos mecanismos considerados para explicar a manutenção das escarpas graníticas.

De qualquer modo, não podemos excluir a hipótese de um soerguimento recente da Serra de Campelos. Como referimos no primeiro capítulo, o grau de conservação do granito que aflora na margem esquerda do Rio Mezio (granito de Guimarães e Sto, Tirso), relativamente ao mesmo granito mas bastante alterado da margem direita, pode perfeitamente associar-se a uma exposição mais tardia. Por outro lado, repare-se que existe uma diferença importante de cotas (por vezes superior a 100m) entre a superfície da Serra de Campelos e a que se desenvolve para ocidente da área em estudo. Embora possam ser integradas no contexto de um mesmo

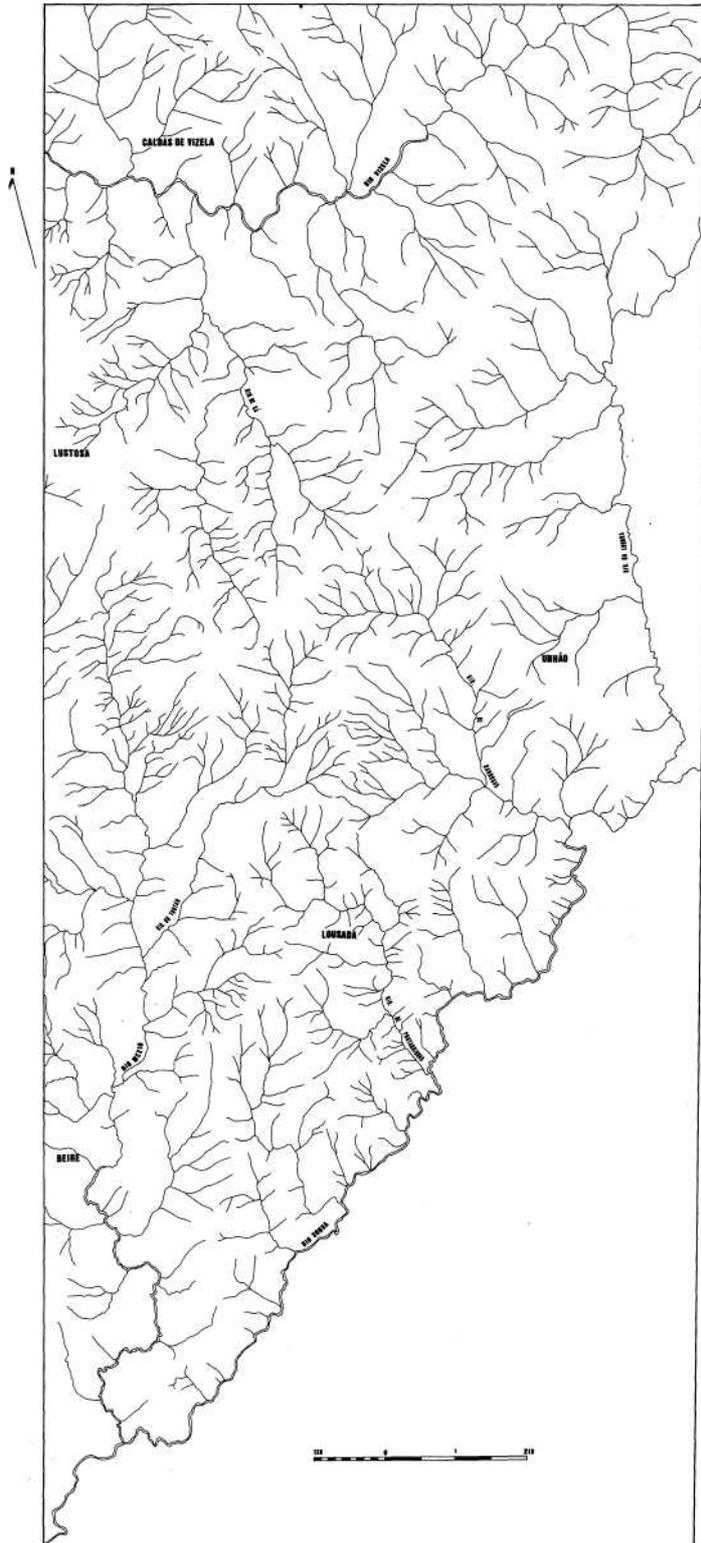


Fig. 33 — Rede hidrográfica

nível de aplanamento, a verdade é que existe um desnível importante entre elas. Se pode ser atribuído a uma erosão preferencial sobre o granito de Guimarães e o de Burgães (que constituem o substracto da superfície ocidental) ou à actuação da tectónica, é uma questão difícil de responder. Aliás, pensámos que, face aos elementos referidos, é delicado afirmar se a vertente ocidental da Serra de Campelos é uma escarpa tectónica ou tem uma origem puramente erosiva.

Pelo contrário, não temos grandes dúvidas em afirmar que a vertente oriental parece constituir uma escarpa de falha relativamente jovem, ou que, pelo menos, rejogou num período recente, associada ao abatimento provável do bloco de Ermida. Este último, que constitui o segundo compartimento da área, encontra-se perfeitamente delimitado por dois acidentes nítidos, como se pode observar na fig.n^o34. Desenvolve-se a cotas que variam aproximadamente entre 450 e 480m, o que implica uma diferença de altitude que por vezes ultrapassa os 100m, em relação aos blocos adjacentes. Neste sentido, o sector em questão foi cartografado no esboço geomorfológico como correspondendo a uma área deprimida, limitada por duas escarpas de falha. Na realidade, aliado aos aspectos anteriores, se o substracto litológico é constituído pelo mesmo material que aflora na Serra de Campelos (granito de Lustosa e Regilde), não poderíamos invocar a erosão diferencial como processo responsável pelo desnível observado e pela posição que Ermida ocupa. Sendo assim, parece-nos lógico pensar que a superfície correspondente ao topo deste bloco, faz parte do mesmo nível de aplanamento previamente referido, cuja continuidade teria sido quebrada por intervenção da tectónica.

Relativamente ao Alto da Senhora, que representa a terceira unidade, a situação não nos parece tão clara. Com efeito, o facto de se desenvolver integralmente no contexto das corneanas, implica que consideremos a hipótese de uma conjugação de processos, para explicar a sua forma actual. Se não é difícil admitir um soerguimento deste bloco, também limitado por acidentes prováveis, o material extremamente resistente que o constitui, pode ter permitido a sua conservação a cotas mais elevadas. Repare-se, nomeadamente, no seu prolongamento para Sul até Monte Telégrafo, onde mantém uma altitude superior aos 570m, que vai diminuindo progressivamente ao entrar no domínio do granito de Guimarães e Sto. Tirso, onde são definidas várias depressões importantes. Mas será que o aparente elo de ligação que se estabelece em Barrosas (Sto. Estevão) a uma cota aproximada de 500m, não poderá sugerir uma movimentação posterior do Alto da Senhora? De qualquer modo, considerando apenas os efeitos da erosão diferencial, dificilmente poderíamos explicar que, à semelhança do sector Sul, para Oriente não se desenvolva uma vasta depressão, mas sim o bloco formado pela Serra de Maragotos.

Este último compartimento representa sem dúvida a unidade mais

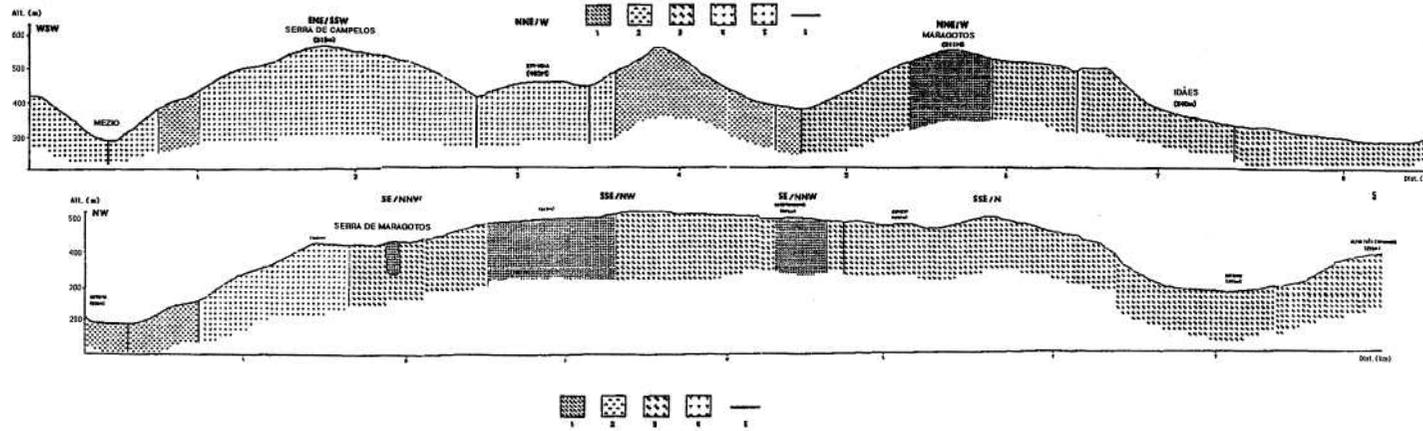


Fig. 34 — Corte Geológico. 1. Unidade de Vila Nune; 2. Corneanas; 3. Granodiorito de Felgueiras; 4. Granito de Lustosa e Regilde; 5. Granito de Guimarães e Sto. Tirso; 6. Falhas ou fracturas

Fig. 35 — Corte Geológico. 1. Unidade de Vila Nune; 2. Corneanas; 3. Granodiorito de Felgueiras; 4. Granito de Lustosa e Regilde; 5. Falha provável

extensa, desenvolvendo-se a cotas variáveis entre 450 e 500m, embora este valor seja ultrapassado em alguns sectores. Exceptuando pequenos retalhos da Unidade de Vila Nune (que aflora principalmente no topo) e a mancha de granito de Lustosa que ocupa parte da vertente norte, o substracto litológico dominante é constituído pelo granodiorito de Felgueiras. Tendo em conta que se trata de um material extremamente sensível à alteração (recorde-se que representa o último termo na sequência de alterabilidade definida), temos de apelar a um dispositivo tectónico para compreendermos a posição que ocupa.

É lógico que apenas este elemento não seria suficiente para comprovar a nossa ideia. No entanto, vários outros indícios poderão ser assinalados, principalmente se tivermos em conta a existência de um contraste nítido entre o compartimento em questão e as áreas periféricas, ao qual se associa o vigor das vertentes que o limitam e a importância dos acidentes que recortam o maciço.

Aliás, foi precisamente com base nestas características e na conservação de uma superfície relativamente plana e bastante extensa a cotas elevadas (fig.n^o35), que representámos, no esboço geomorfológico, uma série de escarpas de falha prováveis, que, envolvendo o bloco em questão, sugerem o seu soerguimento. Mas talvez seja importante discriminar estes elementos.

No sector Norte, é possível verificar que a Serra de Maragotos se desenvolve até à depressão de Vizela-Barrosas, dominando-a por um abrupto com cerca de 300m de comando. Embora denuncie os efeitos de uma degradação promovida pelo encaixe de alguns valeiros mais importantes, a origem tectónica desta escarpa parece-nos indubitável e associada ao acidente provável NE-SW, localizado entre Vila Fria e Lustosa. Aliás, embora não seja o mais adequado, se observarmos o mapa de declives é possível identificar um alinhamento topográfico nítido, paralelo ao referido acidente.

No sector Ocidental, que corresponde à vertente da margem direita do vale de fractura que define a individualização deste compartimento, considera-se o prolongamento da escarpa anterior, pelo jogo combinado de acidentes NNW-SSE/N-S que cruzam a área. Embora em alguns locais o vigor da vertente possa estar associado à faixa de corneanas e ao filão de aplito que se desenvolve desde o vértice geodésico do Maninho até praticamente ao fundo do vale (note-se que os declives ultrapassam os 30°), parece-nos mais importante a influência da tectónica. De qualquer modo, ao passarmos Barrosas (Sto. Estevão), é mais difícil falar da existência ou continuidade da escarpa de falha, devido a uma degradação nítida da vertente, que deixa de apresentar um perfil rectilíneo e se traduz por declives mais suaves, da ordem dos 10 a 15°.

No entanto, quer o sector Oriental quer o sector localizado a Sudeste, retomam os traços que indiciam o soerguimento deste bloco. Com efeito, o

vigor das vertentes que limitam as depressões de Idães-Torrados e Unhão, combinado com dois importantes acidentes que cortam a área, constituem fortes argumentos de estarmos perante um limite tectónico e não um simples rebordo de erosão. Na realidade, considerando a inexistência de variações de âmbito litológico e a susceptibilidade do granodiorito de Felgueiras à alteração, é provável que só uma movimentação recente da Serra de Maragotos, possa justificar o bloqueio dos processos que estão na base do desenvolvimento das depressões. Se assim não fosse, é possível que estas tivessem sofrido um alargamento e aprofundamento contínuos, pelo menos até à faixa de corneanas que aflora no sector ocidental (ver fig.n^o32).

Face a estas considerações, pretendemos agora elaborar um esboço geral da evolução das Serras de Campelos e Maragotos, tentando, simultaneamente, definir o quadro temporal em que se integram, tendo em conta as principais fases de deformação admitidas.

No final do primeiro capítulo, considerámos que a tectónica hercínica e tardi-hercínica condicionou de forma importante a morfologia da área em estudo. No entanto, sugerimos que as linhas gerais do relevo actual teriam resultado do rejogo, principalmente dos acidentes tardi-hercínicos, imposto pelos movimentos que tiveram lugar durante o Terciário e o Quaternário. É lógico que não dispomos de elementos que nos permitam estabelecer datações precisas e afirmar com total rigor esta conjuntura. Apenas podemos socorrer-nos das informações derivadas da descrição anterior e conjugá-las com as interpretações teóricas que vários autores têm desenvolvido para explicar a evolução do relevo em Portugal.

Recuando ao início da era secundária, podemos considerar que toda a área correspondente ao Maciço Antigo, era constituída por uma vasta superfície aplanada que teria resultado do arrasamento da cordilheira hercínica. Embora Sole Sabaris e L. Liado (1952) a considerem como uma extensa peneplanície fossilizada pelos sedimentos do Mesozóico e início do Cenozóico, em favor de uma pretensa calma tectónica que teria vigorado durante esse espaço de tempo, a verdade é este panorama tem sofrido algumas alterações. Com efeito, admite-se ao longo do secundário a ocorrência de uma série de fases orogénicas responsáveis pela modificação progressiva do relevo, que teria sofrido sucessivos retoques associados a uma alternância entre deformações e consequentes arrasamentos (A.B. Ferreira, 1978; C.Teixeira, J. Pais e R. Rocha, 1979).

Assim, ao contrário do que anteriormente era assinalado, a evolução morfológica do Maciço Antigo sofreu vicissitudes complexas durante o período de tempo considerado, mesmo partindo do princípio que os movimentos fossem pouco intensos. Como refere A.B. Ferreira (1980, p.55), "*(-) a imagem que permanece é a de uma topografia deformada e regradada por várias vezes, mais do que uma superfície de degradação lenta*".

Na sequência deste processo e segundo o mesmo autor, no início do

Terciário o relevo da área em questão seria constituído por uma vasta superfície poligénica (superfície fundamental da Meseta), derivada da pré-Triássica. Provavelmente associada a uma fase de compressão que se estabelece no Eocénico Superior (paroxismo pirenaico?), esta superfície seria retomada e novamente erodida, desenvolvendo-se um novo nível de aplanamento durante o Paleogénico, que A.B. Ferreira (1978) considera como o ponto de partida para a evolução da morfologia actual.

Com efeito, a partir do Miocénico Médio inicia-se um regime de deformação intracontinental na Península Ibérica (associado, como já referimos, à convergência entre as placas africana e euroasiática), que, promovendo o rejogo continuado dos acidentes hercínicos e tardi-hercínicos durante o Terciário e o Quaternário, será responsável por uma alteração radical do relevo previamente existente (C. Lepvrier e D. Mougnot, 1984; J-C. Grillo e C. Drogue, 1985). Neste contexto, sucedem-se várias fases de deformação que expressam a complexidade da tectónica ligada à orogenia alpina, dificultando a reconstituição de um provável modelo evolutivo. Se vários autores defendem a importância dos movimentos béticos durante o Miocénico (considerando que nesta época o Maciço Antigo teria sofrido uma intensa fracturação da qual resultaria a sua divisão numa série de blocos de cimo aplanado, mas a altitudes diversas), assinalam igualmente a tectónica do Pliocénico e do Plio-Quaternário como principal responsável pelas linhas gerais do relevo presente.

Na realidade, consideram que aos movimentos essencialmente verticais desenvolvidos durante estas fases de deformação, devem ser atribuídos os maiores desníveis verificados, aos quais se liga directamente a reactivação das falhas tardi-hercínicas e o desenvolvimento de um sistema horst-graben, promovido por uma tectónica que afectou toda a Europa (M^s Amália Braga, 1988). Com efeito, embora A. Ribeiro (1979) considere que a estrutura do Maciço Antigo é devida a uma sobreposição de vários acidentes tectónicos que se processaram desde o Pré-Câmbrico ao Miocénico Superior, assinala que a sua individualização é essencialmente o resultado de um soerguimento muito recente, que data do Plio-Quaternário ou mesmo do Quaternário. De acordo com um modelo idêntico ao sugerido por M^e Amália Braga (1988), refere que durante o Pliocénico se teria assistido a um soerguimento de conjunto acompanhado simultaneamente por abatimentos e frequentemente basculamentos, processo que continuaria a vigorar posteriormente, de acordo com um campo de forças actual.

Assim, se nos anos 70 era delicado falar em neotectónica, ou seja, dos movimentos ocorridos nos últimos dois milhões de anos, hoje em dia ninguém contesta a sua importância e influência. Como referem J. Cabral e A. Ribeiro (1988), o enquadramento geotectónico de Portugal confere-lhe condições estruturais extremamente favoráveis à ocorrência de Neotectónica, calculando-se que durante o Quaternário a região Norte teria

sofrido um soerguimento da ordem dos 10^3 m¹. Segundo J. Cabral (1986, 1988), tal facto seria evidenciado pelo encaixe profundo mas relativamente recente dos cursos de água, como testemunham as formas vivas de muitos vales e a sucessão de terraços escalonados nas vertentes. Além destes elementos, considera ainda que outros indícios importantes de movimentações recentes podem ser assinalados, com base em critérios de ordem estratigráfica, sísmica e geomorfológica, destacando, no contexto destes últimos, a presença de escarpas de falha nítidas com aspecto jovem, ou acidentes que afectam superfícies de erosão quaternárias.

No domínio geográfico mais uma vez salientámos referências de A.B. Ferreira (1983, 1986), que em várias obras tem demonstrado a importância da tectónica recente no afeiçoamento do relevo. Refere a evidência de um soerguimento que atinge algumas centenas de metros na orla ocidental do soco ibérico, que, para além de outros factores, justificaria a conservação de superfícies de aplanamento a cotas elevadas a pouca distância do oceano. Interpretação semelhante havia sido já exposta por F. Rebelo em 1975, questionando a provável influência que o rejogo recente de certos alinhamentos, teria desempenhado na morfologia das cristas quartzíticas de Valongo. Referindo-se nomeadamente às Serras de Santa Justa e Flores, salienta que "(...) *a frescura das formas, só por si, mostra bem como houve movimentos tectónicos recentes* (.. J" (p. 172).

Assim, se a tectónica do Terciário é responsável por grande parte do relevo presente, o jogo diferencial de blocos desenvolvido ao longo do Quaternário, deve igualmente ter exercido forte influência.

Tendo em conta estes pressupostos e associando-os às características da área em estudo, não temos grandes dúvidas em afirmar que ela obrigatoriamente reflecte os condicionamentos expressos. No entanto, pensamos que não é fácil traçar um quadro evolutivo concreto, face ao grande número de deformações envolvidas. Por outro lado, sabemos que elas não se desenvolveram de forma similar no espaço e no tempo, o que complica ainda mais a definição de um modelo que se adegue ao sector analisado.

Na fig.n^o36, representámos, de forma simplificada, um esboço dos vários compartimentos que constituem a área em questão (A), associado a um corte esquemático (B) que nos permite traduzir de forma mais clara os factos já expostos. Como se pode observar, é clara a definição da sequência de blocos referida anteriormente, cujo limite coincide com uma série de acidentes tectónicos. Por outro lado, é possível identificar no seu topo uma

■*■ De acordo com os autores referidos, Portugal localiza-se numa área que, pelas suas características, justifica o desenvolvimento de uma actividade neotectónica intensa. Com efeito, a fachada ocidental da Península Ibérica situa-se num ponto de convergência específico, onde se assiste ao cruzamento de uma margem continental que tudo indica estar em fase de evolução para uma margem activa, com uma fronteira de placas representada pela zona de fractura Açores-Gibraltar. Uma análise atenta da Carta Neotectónica de Portugal Continental (1988), permite-nos verificar a existência de um grande número de estruturas activas em todo o território, o que implica que sofreram movimentação durante o Quaternário.

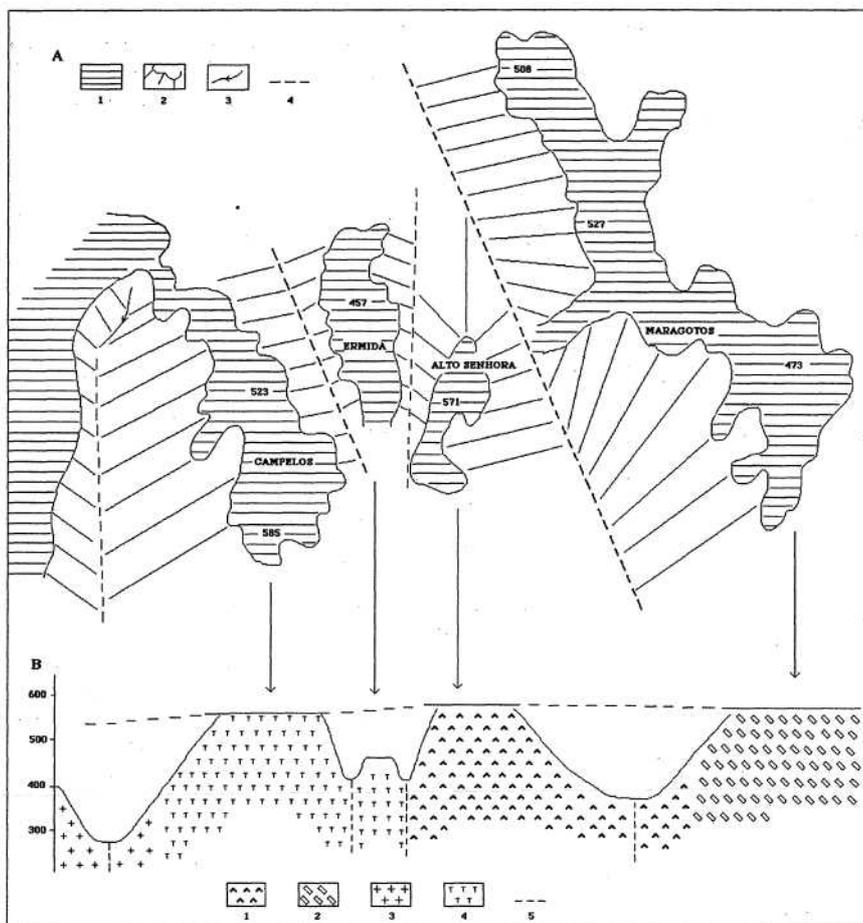


Fig. 36 — A. Esboço simplificado dos diferentes compartimentos. 1. Nível de aplanamento; 2. Vertentes; 3. Linha de água; 4. Falhas. B. Corte esquemático. 1. Corneanas; 2. Granodiorito de Felgueiras; 3. Granito de Guimarães e Sto. Tirso; 4. Granito de Lustosa e Regilde; 5. Falhas.

série de retalhos planos que, apesar de desnivelados, poderão constituir, como referimos, testemunhos de um antigo nível de aplanamento mais extenso e não superfícies distintas.

Apesar da diferença de cotas atingir por vezes valores importantes, principalmente considerando o bloco do Alto da Senhora, no campo é possível observar a existência uma certa uniformidade entre a superfície da Serra de Campelos e a de Maragotos, cuja continuidade prévia, bastante provável, teria sido destruída pelos movimentos tectónicos e o encaixe profundo da rede hidrográfica¹. Se a terceira unidade se conserva a uma

¹ Refira-se ainda, que no esboço morfológico do Minho Ocidental elaborado por B.Ferreira (1983), é possível verificar, mesmo considerando as diferenças na escala de análise, que a área em estudo é representada como parte integrante de um mesmo nível de aplanamento, que, abrangendo uma série de sectores próximos, se encontra embutido nos níveis

altitude relativamente superior, pensámos que tal se deve ao facto das corneanas terem permitido a sua melhor conservação.

Aliás, não é muito difícil tentar reconstituir esta superfície. Como representámos na figura em análise e no esboço geomorfológico, é inclusivamente provável que ela pudesse desenvolver-se ainda para Ocidente, o que, neste caso, implicaria que o bloco da Serra de Campelos e Maragotos fizesse parte de uma unidade mais vasta globalmente soerguida, num período anterior ao jogo diferencial de blocos que teria dado origem à compartimentação do relevo inicial¹.

A influência da tectónica do Terciário Médio e Superior, promovendo o rejogo de acidentes tardi-hercínicos e provavelmente o soerguimento de um conjunto uniforme, parece-nos relativamente clara se considerarmos os princípios gerais da evolução do relevo do Noroeste. Além disso, justificaria a existência de uma superfície plana contínua, a altitudes importantes. A compartimentação posterior deste bloco poderá ligar-se a movimentos mais recentes (promovendo o rejuvenescimento do relevo), testemunhados pelo encaixe profundo dos cursos de água e pelas formas vivas das vertentes, que conservariam no topo os vestígios da superfície anterior.

No entanto, não excluimos a hipótese desta compartimentação poder estar já associada à tectónica Terciária, embora posteriormente fosse retomada no Quaternário. Só assim poderíamos justificar a permanência actual de uma topografia movimentada, com desníveis por vezes superiores a uma centena de metros. Além disso, como também salientamos no final do primeiro capítulo, a proximidade de uma falha activa provável (Vigo-Régua) pode ter exercido uma forte influência na área em estudo, o que, embora não seja suficiente para validar a presença de neotectónica, constitui um argumento importante. Na realidade, será possível admitir que a movimentação deste acidente não tenha reflexos no conjunto de falhas certas e prováveis de um sector adjacente?

Por outro lado, se é possível considerar a vigência de uma tectónica recente no âmbito da plataforma litoral (devido ao jogo Quaternário da flexura marginal), é provável que também as áreas situadas a oriente do "relevo marginal" tivessem sofrido os seus efeitos, inclusivamente responsáveis pelo contraste topográfico acentuado que se estabelece entre a fachada mais ocidental e as regiões do interior (A. Ribeiro, 1979; A.B. Ferreira, 1983; M^s Assunção Araújo, 1991)².

Considerando este quadro evolutivo, somos levados a pensar, à semelhança do que A.B. Ferreira (1980) estabeleceu para o Norte da Beira,

culminantes das montanhas do Minho Ocidental.

Observando as cartas topográficas anexas, verifica-se que na realidade toda a área até Monte Córdova poderia ter constituído um bloco levantado mais extenso, que englobaria o sector em estudo.

² O termo "relevo marginal", é utilizado por A. Araújo (1991) para designar uma série de compartimentos grosseiramente paralelos ao litoral, que, na área compreendida entre o Rio Ave e o Rio Leça, se desenvolvem a cotas próximas dos 200m.

que o afeiçoamento do relevo correspondente às Serras de Campelos e Maragotos não apresenta uma dependência estreita dos processos de erosão diferencial: "(...) *é a tectónica que joga o papel principal, frequentemente por rejogo, no Pliocénico e Quaternário, de fracturas tardi-hercínicas (...)*" (p.51).

2. Depressões periféricas às Serras de Campelos e Maragotos

O facto de ser possível considerar dois mecanismos genéticos para explicar a origem das depressões periféricas às Serras de Campelos e Maragotos, implicou que desde o início do trabalho tivéssemos evitado atribuir-lhes uma designação específica. No entanto, face às características que estas formas evidenciam na área em estudo, pensamos que elas representam uma série de alvéolos nos quais a erosão diferencial assumiu um papel de destaque, explorando de forma conjugada alguns contactos litológicos e a trama de fracturação, embora esta última tenha provavelmente implicado condicionamentos mais intensos. Com efeito, o seu desenvolvimento preferencial em sectores cortados por uma rede de falhas e fracturas mais ou menos densa, sugere a importância que estes acidentes exerceram no seu afeiçoamento, ao definirem a concentração dos processos de alteração ao longo dos alinhamentos de fragilidade tectónica.

De qualquer modo, mesmo partindo do princípio que estes mecanismos ligados à erosão diferencial foram os principais responsáveis pela sua génese, será que o rejogo relativamente recente de certos acidentes não criou condições propícias ao desenvolvimento dos alvéolos? Na realidade, a reactivação provável de certas estruturas durante o Quaternário (facto que assinalámos no ponto anterior), poderia ter contribuído para acentuar desníveis previamente existentes, o que talvez permitisse o progresso mais intenso da alteração ao longo dos sectores que limitam os blocos soerguidos. Inclusivamente, não podemos ignorar a hipótese destas formas terem constituído áreas de abatimento sobre as quais se desenvolveriam posteriormente os alvéolos, de acordo com um esquema similar ao anterior¹. Parece-nos, no entanto, que esta probabilidade é bastante remota, já que não se observam limites tectónicos nítidos no contexto das depressões, para além de existir uma relação estreita com os principais eixos de drenagem e ser evidente o seu desenvolvimento exclusivo no domínio dos granitóides.

2. 1. Algumas considerações iniciais sobre a problemática dos alvéolos

Por definição, os alvéolos constituem depressões circunscritas que resultam de uma degradação progressiva e intensa de planaltos cristalinos,

¹ Esta ideia foi defendida por C. Kuzucuoglu (1982), para explicar a génese de um alvéolo situado no maciço de Kozak (Turquia). Segundo a autora, a sua formação está associada a um abatimento inicial ao longo de uma fractura importante, implicando a concentração preferencial dos processos de alteração nessa área deprimida.

adquirindo pleno significado em áreas de substrato granítico (A. Godard, 1977; J. Garreau, 1985). Segundo A. Godard (1977, p.84), representam sempre uma forma de exploração selectiva de materiais previamente fragilizados e alterados (obedecendo o seu alargamento e aprofundamento ao princípio clássico do exagero de contrastes por efeitos de acumulação) que vão sendo removidos espasmodicamente, no decurso de períodos em que a drenagem, associada a fortes precipitações, se torna mais efectiva.

Este esquema implica que a génese dos alvéolos possa ser subdividida em duas fases distintas, na primeira das quais dominam os processos de alteração prefigurando a forma, enquanto na segunda prevalece a evacuação dos detritos, o que vai permitir o seu contínuo aprofundamento e alargamento (R. Cordeiro, 1992). É lógico que estes mecanismos vão actuar na estreita dependência de uma série de condicionamentos, que justificam desenvolvimento preferencial dos alvéolos em determinadas áreas, bem como o facto de poderem apresentar formas e dimensões variáveis. Com efeito, para além de estar em causa a idade destas formações, o seu desenvolvimento agrupa um conjunto de factores favoráveis que incluem a litologia, a tectónica e as características climáticas, que, para além de exercerem um forte controle sobre a sua localização, condicionam igualmente a intensidade com que actuam os processos nos dois momentos de evolução assinalados¹.

Mas analisemos de forma mais precisa a importância destes factores. O facto dos alvéolos se desenvolverem quase de forma exclusiva em áreas graníticas, sugere desde logo a influência que a litologia exerce na sua génese, assinalando também a importância dos processos de alteração diferencial (A.B. Ferreira, 1978). Na realidade, é frequente a sua ocorrência em áreas de contacto entre formações distintas, normalmente rochas granitóides e materiais de origem metamórfica muito resistentes, embora explorem de forma similar diferenças composicionais e petrográficas tanto ao nível de granitos distintos como no seio de um mesmo batólito. Na realidade, como vimos no primeiro e segundo capítulos, para além de existir uma grande diversidade de granitóides, identificados por características dependentes da sua composição químico-mineralógica e aspectos ligados à textura, variações frequentemente locais ao nível da macro e microfissuração a que se associa intimamente a porosidade, podem favorecer o progresso da alteração com uma intensidade diferenciada, em rochas que à partida se inserem no mesmo conjunto.

Assim, se a litologia pode ser considerada como um dos factores que presidem ao desenvolvimento dos alvéolos, sem dúvida que a tectónica ao

¹ Como refere A.B. Ferreira (1983, p.326), a localização prioritária dos alvéolos nas regiões centro e norte litoral do país, não é um fenómeno aleatório. Ela resulta do claro domínio dos granitóides nestas áreas, de uma tectónica activa que vigorou até períodos recentes (promovendo uma intensa fracturação das rochas que facilitou a alteração), bem como das suas características climáticas específicas, que, contrastando nitidamente com as do interior, provavelmente remontam ao Quaternário e pelo menos em parte ao Terciário.

controlar as descontinuidades dos materiais (tanto ao nível dos minerais como à escala dos afloramentos), assume um papel talvez mais importante. Efectivamente, existe uma clara tendência para a sua distribuição ao longo de alinhamentos tectónicos, que, muitas vezes, condicionam o seu próprio traçado ou forma (C. Gaussen, 1981). Na realidade, as linhas de fracturação vão conduzir e facilitar o avanço contínuo da alteração, implicando que os processos de meteorização actuem de forma mais veemente nas áreas que apresentam maior densidade de fracturas (A. Godard, 1977, p.70).

No entanto, embora a existência de factores estruturais favoráveis seja condição essencial para a génese dos alvéolos, temos também de considerar a importância dos elementos de ordem climática nas duas fases concretas da sua evolução. Com efeito, como vimos no segundo capítulo, depende em grande parte do clima a intensidade com que se processa a alteração, bem como os mecanismos que, assegurando a evacuação destes materiais, vão ser os responsáveis efectivos pela sua evidência topográfica. Na realidade, embora a alteração desempenhe um papel essencial (constituindo como que o elemento motor de todo o processo), ela limita-se a prefigurar os alvéolos motivando um aprofundamento basal constante da superfície de meteorização, enquanto o pleno desenvolvimento da forma só se concretiza após remoção das alterites (A.B.Ferreira, 1978).

Correspondendo, como referimos, a momentos de evolução distintos, estas duas fases estão associadas igualmente a características climáticas diferenciadas e, em parte, implicam um certo desfasamento temporal. Com efeito, se a grande maioria dos autores considera que o essencial da alteração remonta na maior parte dos casos ao Terciário (pela vigência de climas quentes e húmidos), o esvaziamento ter-se-ia processado por etapas principalmente no decurso de episódios breves do Pliocénico e Quaternário, associados a regimes climáticos em que se assiste à concentração de chuvas intensas em determinados períodos (A. Godard, 1967, 1977; A.B. Ferreira, 1980, 1983; R. Cordeiro, 1991, 1992).

No entanto, recordando alguns dos elementos referidos no terceiro capítulo (ver ponto 6.3.), é possível introduzir algumas modificações ao esquema anterior.

Logo após termos elaborado uma reconstituição sumária da evolução climática do final do Terciário e Quaternário, assinalámos que os processos de alteração se desenvolveram provavelmente de forma ininterrupta, ao longo dos períodos considerados. É lógico que estariam em causa processos de meteorização distintos, de acordo com as respectivas variações climáticas (consultar o quadro nº30), mas todos eles seriam responsáveis por uma arenização intensa dos granitóides: se durante o Miocénico e Pliocénico Inferior poderia dominar a alteração química (implicando uma decomposição importante das rochas), ao longo dos períodos glaciares os processos mecânicos seriam igualmente responsáveis pela ruptura dos

materiais, criando, inclusivamente, condições favoráveis para que nos interglaciares e interestádios as reacções químicas, provavelmente conjugadas aos processos físicos, se desenvolvessem de forma significativa (C. Gaussen, 1981; J. Lagasquie, 1985; F. Rebele, 1985; M- Amália Braga, 1988; M- Assunção Araújo, 1991). Assim, embora seja possível atribuir aos períodos quentes e húmidos do Neogénico uma parte importante da alteração, tal não implica que durante o Quaternário ela não fosse igualmente intensa, permitindo o desenvolvimento contínuo das formas alveolares¹.

Em relação às fases preferenciais dos esvaziamentos, é provável que possam estar associadas aos períodos interglaciares e mesmo aos interestádios das glaciações Quaternárias (principalmente devido ao aumento das precipitações), processando-se, segundo A.B. Ferreira (1983, p.327), "*(...) ao longo dos principais eixos de drenagem, que forneciam um nível de base local para a evolução das vertentes e, ao mesmo tempo, asseguravam a evacuação dos detritos.*"¹¹ De qualquer modo, considerando as características climáticas do final do Terciário, é sem dúvida possível que o transporte de materiais alterados tivesse sido já importante em determinadas áreas.

Embora seja difícil precisar o contexto temporal em que se enquadra, pensamos que este modelo de evacuação espasmódica de detritos, se adequa perfeitamente à evolução das formas alveolares. Com efeito, ele assegura a remoção constante das alterites e a exposição progressiva de materiais frescos, permitindo o desenvolvimento de um processo contínuo (A. Begonha, 1989). Por outro lado, o facto de actuar por etapas, associado ao carácter mais ou menos recente da alteração (obrigatoriamente distinto consoante as áreas), explica, em parte, a existência de alvéolos que poderão pertencer a gerações distintas, face às dimensões e altitudes variadas a que se encontram (B. Ferreira, 1983; B. Etlicher, 1985).

2. 2. Classificação das formas alveolares

Como vimos no ponto anterior, a génese dos alvéolos conjuga uma série de factores estruturais e climáticos extremamente favoráveis. De qualquer modo, apesar de uma aparente identidade genética, é possível considerar a existência de vários tipos de alvéolos. Embora os processos de alteração e erosão diferencial sejam os principais responsáveis pelo seu afeiçoamento, o peso dos diferentes factores estruturais conduz à elaboração de modelos distintos, que se caracterizam pelas suas dimensões e forma, bem como pelos mecanismos que condicionam de modo mais vincado a sua formação (J. Garreau, 1985). Assim, nos últimos anos temos

¹ Aliás, referimos em relação à nossa área a possibilidade da alteração ser recente (apesar de manter vestígios prováveis de processos que actuaram em períodos anteriores), baseando-nos na importância que a desagregação física parece assumir face aos valores moderados das perdas químicas.

assistido ao desenvolvimento de uma série de classificações diversificadas, que, especificando as características próprias de cada tipo de alvéolo, facilitam o melhor discernimento dos processos que estão na sua base.

Confrontando tipologias expressas por diferentes autores, tentámos resumir as principais ideias definidas, que integramos no quadro nº32. Refira-se, no entanto, que a terminologia adoptada segue, em linhas gerais, a nomenclatura que R. Cordeiro (1992) defendeu numa das comunicações apresentadas no último Colóquio Ibérico de Geografia.

No entanto, convém assinalar que não existe uma uniformidade total nesta caracterização, verificando-se algumas discrepâncias no contexto descritivo das várias formas. Isto é, se as designações utilizadas por vários investigadores são idênticas, os elementos que cada um considera como típicos de determinados alvéolos podem apresentar algumas diferenças, fruto das condições específicas dos sectores que estudaram. Como refere B. Etlicher (1985, p.27), cada uma destas formas tem a sua originalidade, que depende das condições locais do desenvolvimento da morfogénese. Além disso, sublinhando a dificuldade da problemática dos alvéolos, considera que para além de diferenças de escala no contexto dos fenómenos analisados, existem ainda variações significativas ao nível da sua idade, bem como na duração e complexidade da sua génese. Assim, não é fácil definir uma tipologia que se adequa a todo o tipo de formas presentes em áreas distintas.

Antes de passarmos ao ponto seguinte, queríamos apenas levantar algumas questões relativamente ao quadro que expressa a classificação das formas alveolares. Em primeiro lugar, é importante referir que para além dos quatro grandes tipos assinalados, R. Cordeiro (1992) considera ainda a existência de Alvéolos Mistos. De qualquer modo, como na área em estudo não encontramos formas que correspondessem à definição expressa, não foram considerados na tipologia apresentada. Segundo o autor, este termo pode ser utilizado para designar formações que se desenvolvem no contacto entre rochas granitóides e não granitóides, mas também para aquelas que, embora topograficamente similares às anteriores, se integram no domínio de afloramentos não graníticos¹. Em segundo lugar, queremos ainda salientar que os corredores de erosão não constituem, provavelmente, um tipo específico de forma alveolar. Na realidade, eles parecem representar essencialmente uma associação de alvéolos elementares e complexos, mas, pelas suas características gerais, não podem deixar de ser incluídos nesta classificação. Finalmente, gostaríamos de assinalar as dúvidas que por vezes subsistem ao atribuímos uma designação específica aos alvéolos.

Por exemplo, relativamente à grande depressão de Arouca e talvez

¹ Sobre esta questão consultar Y.B. Queney (1982), que define na região de Moei Garegog (NE do País de Gales) a formação de depressões através de mecanismos genéticos semelhantes aos dos alvéolos, mas numa área em que dominam grés-quartzíticos.

DESIGNAÇÃO	CARACTERÍSTICAS GERAIS	GÊNESE
Alvéolos Elementares	Podem apresentar forma irregular, mas os mais frequentes são geralmente circulares ou elípticos. O seu diâmetro máximo não excede, por via de regra, valores entre 1 e 3 Km. Correspondem a pequenas bacias de erosão que por vezes evidenciam algumas dezenas de metros de profundidade e normalmente o seu fundo é irregular e acidentado. É frequente a sua localização nos sectores marginais dos maciços graníticos e é notório o seu desenvolvimento a partir da progressiva degradação das superfícies culminantes que os dominam. Manifestam igualmente uma estreita ligação com os cursos de água, diminuindo os declives na sua direcção.	Podem estar associados ao entrecruzamento de eixos de fracturação (alvéolos sobre falhas ou fracturas) ou mesmo fracturação (alvéolos sobre falhas ou fracturas) ou mesmo variações locais de microfissuração ou porosidade, mas é também frequente o seu desenvolvimento em áreas litologicamente diferenciadas (alvéolos sobre contactos litológicos). Quando apresentam dimensões superiores, a sua origem pode estar ligada à exploração de pequenas depressões de ângulo de falha, ou apoiar-se no rebordo interno de degraus tectónicos.
Alvéolos Complexos	Apresentam dimensões pluriquilométricas. São bastante mais largos e profundos que os anteriores, evidenciando normalmente uma forma profunda que os anteriores, evidenciando normalmente uma forma elipsoidal alongada. O seu fundo é relativamente plano e são limitados, na generalidade dos casos, por vertentes de forte declive.	Exploração de diferentes contactos litológicos ou resultado de uma intensa alteração do granito relativamente a uma auréola de rochas metamórficas que o envolve, ou desenvolvimento sobre áreas de falha ou fractura. Podem ainda resultar da combinação dos dois processos genéticos: os alinhamentos tectónicos determinam a sua posição, enquanto os seus limites são definidos ou bloqueados sobre contactos litológicos.
Corredores de erosão	Formas de grande dimensão que se estendem por várias dezenas de Km, ao longo dos eixos hidrográficos principais, definindo estes a sua orientação. Como a palavra indica, constituem alinhamentos onde a erosão actuou de forma preferencial, caracterizando-se geralmente por uma sucessão de alvéolos complexos, correspondendo à exploração provável de antigos níveis de erosão que teriam constituído o fundo de um corredor prévio. A este conjunto associam-se alvéolos elementares em sectores periféricos, que, pertencendo a gerações mais recentes, estão ligados aos tributários do curso de água principal.	A sua localização preferencial sobre acidentes tectónicos, assinala a importância que a rede de falhas e fracturas desempenha na sua génese. Podem existir contactos litológicos diferenciados limitando o seu alargamento, mas a alterabilidade diferencial não está directamente ligada à litologia.
Vales Alvéolo	Não é por vezes muito clara a sua distinção dos alvéolos complexos e podem também confundir-se com as formas anteriores. Constituem vales alargados que evoluíram a partir de uma intensa alteração, podendo estender-se por vários quilómetros.	Correspondendo geralmente a vales de fractura, são sem dúvida os acidentes tectónicos que condicionam de forma mais vincada a sua formação.

Quadro 32 — Tipologia das formas alveolares

(Elaborado com base em: A. Godard, 1977; B. Etlicher, 1985; J. Garreau, 1985; M. Mietton, 1975; R. Cordeiro, 1992)

tendo em conta diferentes escalas de análise (o que sugere a própria dificuldade em estabelecer limites espaciais quando se pretendem estudar estas formas), ela pode ser inserida em diferentes contextos: se por um lado corresponde a um alvéolo complexo (dos mais perfeitos segundo R. Cordeiro, 1992), as suas características não permitem que se ignore a hipótese de representar um vale alvéolo, ao mesmo tempo que, de acordo com o mesmo autor, também se integra no domínio de um vasto corredor de erosão. De qualquer modo, mesmo considerando tais limitações, vamos tentar enquadrar os alvéolos por nós definidos na tipologia apresentada.

2. 3. Descrição dos alvéolos da área em estudo

Alvéolo de Caldas de Vizela - Barrosas (Sta. Eulália)

Situado praticamente no limite setentrional da nossa área de trabalho, o alvéolo de Caldas de Vizela-Barrosas ocupa sem dúvida um lugar de destaque, quando comparado com as outras formas analisadas, devido ao seu dimensionamento (Fot.n^o30). Apresenta uma área

aproximada de 8 Km², evidenciando um comprimento máximo de 5,5 Km e uma largura variável, que atinge cerca de 4,5 Km entre Formil e Souto (consultar fig.n^o32).

Drenado pelo Rio Vizela e por uma série de afluentes entre os quais de destaca principalmente a Ribeira de Sá, desenvolve-se na base das Serras de Campelos e Maragotos, que definem o seu limite meridional, enquanto a norte confina com uma série de relevos que atingem cotas superiores a 400m. O seu fundo não é perfeitamente plano e situa-se a uma altitude variável entre 200 e 130m, verificando-se igualmente uma certa irregularidade ao nível dos declives que o caracterizam. Com efeito, embora dominem valores da ordem dos 0 a 5°, na área compreendida entre Outeiro e Vizela (Sto. Adrião) existem pequenos retalhos que apresentam declives por vezes superiores a 20°, diminuindo progressivamente à medida que se aproximam do curso de água principal.

Quanto à forma evidenciada, podemos observar no esboço geomorfológico que ela não é uniforme, sendo claro o seu desenvolvimento segundo duas direcções preferenciais, que reflectem importantes acidentes. Na realidade, o alvéolo regista um alongamento de NNW para SSE sobre a falha que atravessa toda a área de estudo desde Formil até ao Rio Sousa, bem como aproveita o alinhamento tectónico NE-SW, que provavelmente se estende desde Vila Fria até Lustosa. Este dispositivo assinala a importância que a rede de fracturação exerceu na sua génese, facilitando o progresso nítido da alteração ao longo destas linhas de fragilidade, de acordo com o esquema evolutivo já assinalado.

De qualquer modo, é preciso considerar igualmente o contexto litológico. Com efeito, o alvéolo de Caldas de Vizela-Barrosas é constituído quase na totalidade pelo granito de Guimarães e Sto. Tirso, que, como vimos no segundo capítulo representa um dos termos mais alteráveis, surgindo na sequência do granodiorito de Felgueiras. Mas esta situação não justificaria por si só o seu desenvolvimento, uma vez que tanto a norte como a sudoeste o material subjacente é o mesmo. Tal já não acontece a sul e a sudeste, onde existe uma barreira de rochas mais resistentes, que podem ter condicionado a sua evolução. Na realidade, a faixa de corneanas que se prolonga praticamente até Barrosas (Sta. Eulália), os retalhos da Unidade de Vila Nune do Monte da Santa e Pedregais, bem como a mancha de granito de Lustosa e Regilde que aflora próximo da base da Serra de Maragotos, provavelmente constituíram um obstáculo à sua progressão (fig.n^o37).

Considerando estes elementos, pensamos que é clara a importância que os mecanismos de alteração/erosão diferencial assumiram na sua génese, combinando a exploração simultânea da rede de fracturas e as diferenças litológicas. Mas a influência que os factores de ordem estrutural exerceram sobre o afeiçoamento do alvéolo, foi provavelmente distinta. Parece-nos que os acidentes tectónicos condicionaram fundamentalmente a

sua posição e forma actuando com um carácter mais intenso, enquanto as variações de âmbito litológico, bloqueando o desenvolvimento pelo menos para SE, podem em parte ter controlado as suas dimensões.

Tendo em conta estas características gerais e associando-as à tipologia definida no quadro nº32, poderíamos talvez classificar a forma em questão como um alvéolo complexo. No entanto, será que não pode ser integrado no domínio mais vasto de um corredor de erosão? Esta hipótese parece-nos bastante provável, principalmente devido a dois factores: se analisarmos a área situada a ocidente da Serra de Campelos, verifica-se a definição de formas similares ao alvéolo estudado, nomeadamente próximo de Sto. Tirso, bem como a existência de algumas unidades elementares (por exemplo, a de Roriz - Campo), em estreita ligação com o Rio Ave; por outro lado, consultando o esboço morfológico do Minho Ocidental apresentado por A.B. Ferreira (1983), verifica-se que esta área corresponde a um nível de aplanamento de transição entre a superfície correspondente às Serras de Campelos e Maragotos e o nível mais recente do Plio-Quaternário. Considerando o que anteriormente referimos acerca dos corredores de erosão, é possível que o alvéolo de Caldas de Vizela-Barrosas tenha evoluído a partir da progressiva degradação deste nível intermédio.

Alvéolo de Cancela Nova-Alvarenga

Situado no sector oriental do alinhamento de Cristelos, o alvéolo de Cancela Nova-Alvarenga constitui uma pequena depressão circunscrita, que ocupa uma área aproximada de 800m² (Fot.nº31). Encontra-se envolvido por relevos importantes com declives da ordem dos 20-25°, sendo limitado a norte pelo Monte Telégrafo (578m).

Apresenta uma forma grosseiramente quadrangular e o seu fundo, relativamente plano, desenvolve-se a cotas pouco superiores a 300m. É drenado pela Ribeira de Fontão (afluente do Rio Mezio), que, pelas suas características rígidas e coincidência quase perfeita com a falha que se desenvolve provavelmente desde Vizela até Silvares segundo uma direcção N-S, constitui um vale de fractura importante.

O contexto litológico subjacente, poderá ter exercido uma forte influência na sua génese. Com efeito, o alvéolo de Casa Nova-Alvarenga integra-se no granito de Guimarães e Sto. Tirso, precisamente no contacto com o alinhamento de Cristelos (figs.nº32 e 38). Formando uma "crista" alongada a cotas que raramente ultrapassam os 380m, este alinhamento é constituído por uma estreita faixa de corneanas, que representa o prolongamento da auréola de metamorfismo de contacto que envolve os granitóides da área. No sector em análise, define o contacto entre o granito de Burgães e o de Guimarães e Sto. Tirso, comportando-se como um relevo de dureza e demonstrando a importância dos processos de erosão diferencial. Aliás, como se pode observar no esboço geomorfológico, ele constitui o interflúvio que separa o alvéolo de Cancela Nova-Alvarenga do

de Covas-Figueiras. De qualquer modo, verifica-se igualmente a existência de uma série de acidentes importantes, no contexto da área ocupada por esta unidade. Assim, mais uma vez se assinala a conjugação de factores estruturais para justificar a sua origem, constituindo de novo as formações resistentes um obstáculo à sua progressão.

Pelas características evidenciadas, pensámos que este alvéolo pode ser considerado um exemplo nítido dos tipos elementares e é provável que pertença a uma geração mais recente no quadro evolutivo das outras formações. No entanto, esta nossa suposição baseia-se apenas no facto de se encontrar a uma altitude superior.

Queríamos ainda referir um aspecto que nos parece importante. Se analisarmos o esboço geomorfológico, podemos verificar que o alvéolo de Cancela Nova-Alvarenga se situa numa área de transição, entre as formas definidas ao longo do vale do Mezio e as que se relacionam com o Rio Sousa e a Ribeira da Longra. Aliás, repare-se que não existe uma separação nítida entre este alvéolo e o de Nogueira. Por outro lado, é possível verificar que algumas das depressões definidas ao longo dos cursos de água anteriores, não são muito diferentes desta. Assim, será que não poderão igualmente ter constituído depressões isoladas, que, face a um progressivo alargamento do vale acabaram por ficar associadas? Considerando esta evolução que assinala um mecanismo de coalescência para justificar o desenvolvimento destas formas, em resultado, como é lógico, de uma alteração sequencial, é provável que o alvéolo de Cancela Nova-Alvarenga acabe por ficar integrado no seu contexto, partindo do princípio que as condições actuais do meio são favoráveis à continuidade do processo.

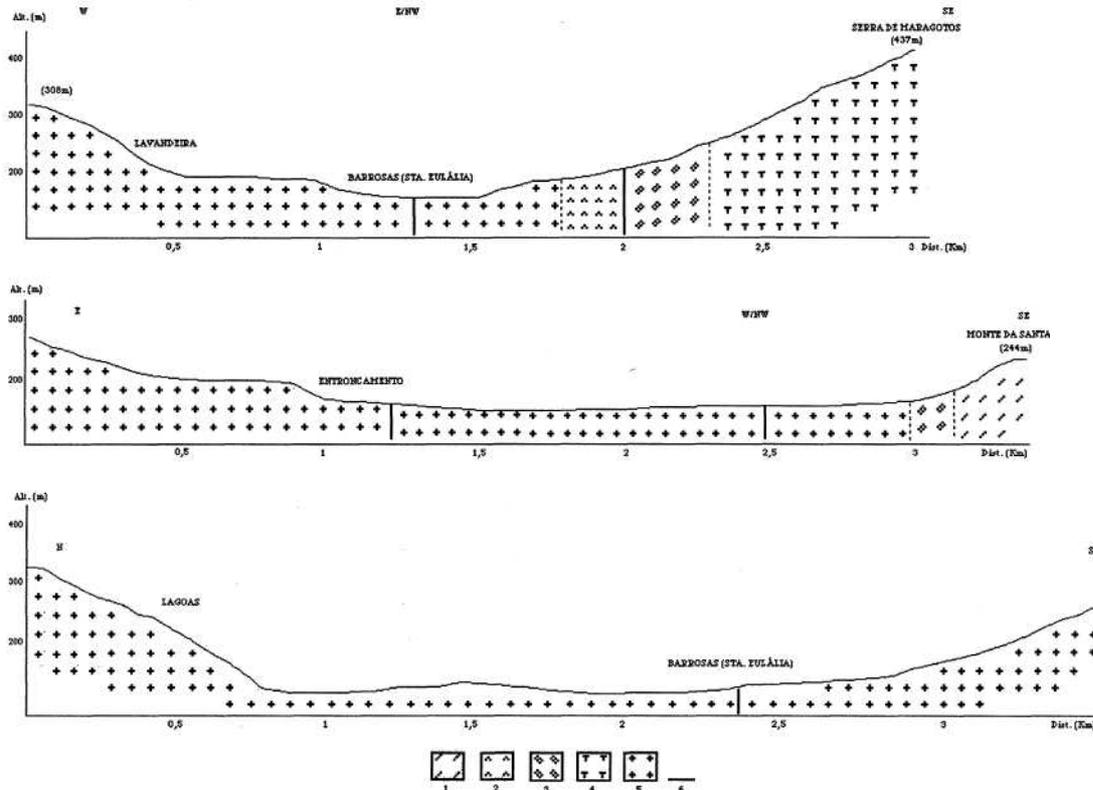
Vale alvéolo do Mezio

Como se pode ver no esboço geomorfológico, o Rio Mezio, afluente da margem direita do Rio Sousa, apresenta determinadas características que nos levam a pensar tratar-se de um vale alvéolo. Com efeito, exceptuando o sector montante onde evidencia um encaixe profundo, próximo de Fontainhas começa a sofrer um progressivo alargamento transformando-se num vale relativamente amplo, que, registando alguns estrangulamentos pontuais, chega a atingir cerca de 2 Km de largura.

Baseando-nos precisamente nas diferenças que evidencia ao longo do seu percurso (principalmente ao nível da dimensão), pensamos que é possível subdividir o vale do Mezio em três secções principais, que vamos tentar descrever. Para isso, elaborámos uma série de cortes transversais nas áreas consideradas mais características de cada sector, que nos permitem conciliar aspectos morfológicos e estruturais.

Na fig.n^o39, agrupamos o conjunto de perfis que representam a secção superior do referido vale. Como se pode observar, o seu encaixe é pronunciado e mantém-se praticamente até Boa Vista (traduzindo a exploração de um acidente provável, como salientámos no primeiro ponto

Fig. 37 — Alvéolo de Caldas de Vizela-Barros. 1. Unidade de Vila Nune; 2.

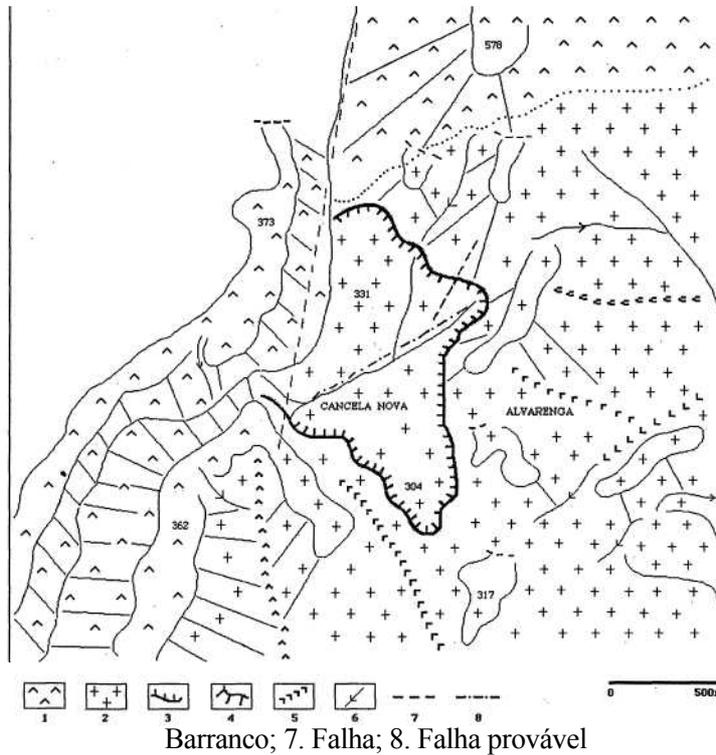


Corneanas; 3. Granodiorito de Felgueiras; 4. Granito de Lustosa e Regilde; 5. Granito de Guimarães e Sto. Tirso; 6. Falhas prováveis

deste capítulo), que forma uma pequena rechã sobranceira ao Mezio. Neste sector, o curso de água apresenta um declive bastante acentuado, vencendo um desnível de cerca de 300m em apenas 3,5 Km, valores que se atenuam de forma significativa para jusante. Do ponto de vista litológico, verifica-se o domínio do granito de Guimarães e Sto. Tirso, embora na vertente da margem esquerda aflore a estreita faixa de corneanas que estabelece a transição para o granito de Lustosa e Regilde e, na margem direita, se verifique o contacto com o granito de Burgães.

À medida que nos aproximámos de Fontainhas, o vale do Mezio passa a registar características totalmente distintas das anteriores. Como já referimos, nesta área ele evidencia um progressivo alargamento, definindo o "alvéolo" de Covas-Figueiras (Fig.n^o40). Note-se que esta abertura do vale coincide precisamente com o contacto entre o granito de Guimarães e o de Burgães, sugerindo que os factores de ordem litológica podem ter exercido uma certa influência no seu afeiçoamento. Além disso, não podemos esquecer o afloramento das corneanas de Cristelos no sector oriental (que provavelmente constituíram um obstáculo ao seu desenvol-

Fig. 38 — Alvéolo de Cancela Nova - Alvarenga. 1. Corneanas; 2. Granito de Guimarães e Sto. Tirso; 3. Limite do alvéolo; 4. Vertentes; 5. Valeiro; 6.



vimento, segundo um mecanismo similar ao esquematizado para Cancela Nova-Alvarenga), bem como algumas manchas isoladas de granodioritos e quartzodioritos biotíticos, que originam pequenos patamares na margem esquerda do Mezio.

Embora em termos gerais seja possível considerar que o "alvéolo" de Covas-Figueiras constitui uma forma única, alongada no sentido NE-SW, se observarmos o esboço geomorfológico constata-se que o seu comportamento não é uniforme. Poderíamos mesmo considerar a sua divisão em dois sectores, que evidenciam algumas diferenças importantes: o primeiro na área de Covas, onde atinge uma largura máxima de cerca de 1 Km e se caracteriza por um fundo extremamente plano a cotas pouco superiores a 200m (Fot.n^o32; o segundo em Figueiras, assumindo maiores dimensões e desenvolvendo-se a uma altitude média superior a 240m.

Tendo em conta estes elementos, é provável que este último sector possa ter constituído um alvéolo elementar localizado na periferia do Mezio, que, face a uma evolução posterior, seria integrado no seu contexto. Esta hipótese parece-nos bastante verosímil apelando ao mecanismo de coalescência já sugerido, para além da diferença de cotas observada entre Covas e Figueiras, poder representar um indício importante desta situação.

Assim, como parecem denunciar os quatro primeiros perfis da fig.n^o40, é possível considerar que esta secção intermédia do vale do Mezio, estaria em dado momento limitada à área entre Fontainhas e Ordem.

Precisamente na área de Subsia, muito próximo do local onde se situa um dos perfis de alteração que analisámos (Ribeira-granito de Burgães), assiste-se a um estrangulamento da forma anterior. Com efeito, o Rio Mezio passa a correr num vale estreito entre a Serra de Santiago (a W) e o Monte de S. Domingos (a E), este último constituído por um afloramento de corneanas, que faz parte de uma série de pequenos retalhos isolados da faixa de Cristelos (Fig.n^o41). Este estrangulamento prolonga-se durante cerca de 1 Km, marcando a passagem para a secção final do vale do Mezio, que, a partir de Recanto apresenta de novo as características de uma forma ampla e aberta. Assume plena expressão na área de Nevogilde, principalmente entre Beire e Belos Ares, não se registando alterações significativas até à confluência com o Sousa (consultar esboço geomorfológico).

Mas quais teria sido os mecanismos que permitiram a definição deste vale alveolar?

É lógico que os factores de ordem litológica podem em parte ser considerados para justificar a forma presente. Na realidade, salientámos a existência de alguns contactos entre materiais distintos, embora tal se verifique apenas na área situada a norte e oriente de Covas-Figueiras. Com efeito, exceptuando essas variações pontuais, o vale do Mezio desenvolve-se integralmente no contexto do granito de Burgães, assinalando uma homogeneidade litológica bastante significativa.

Assim, não temos grandes dúvidas em afirmar, que foram os condicionamentos ligados à rede de fracturação, os principais responsáveis pela sua génese e desenvolvimento. Na realidade, para além do importante alinhamento N-S, que, como referimos, abrange provavelmente toda a área (condicionando o próprio traçado do curso de água), é possível definir alguns acidentes perpendiculares ao anterior, coincidindo geralmente com os locais em que o vale assume maior dimensão. Entre eles, poderíamos destacar a falha provável NNE-SSE que atravessa o "alvéolo" de Covas-Figueiras, definindo a sua forma e motivando o seu alargamento.

De qualquer modo, queríamos ainda salientar um facto que nos parece importante e que está associado a questões litológicas. Embora o vale do Mezio apresente dimensões significativas, não há dúvida que o seu desenvolvimento é bastante mais restrito, quando comparado com as formas ligadas aos Rios Sousa, Vizela e Ribeira da Longra, integradas no contexto do granodiorito de Felgueiras e granito de Guimarães e Sto. Tirso. Assim, tendo em conta que estes materiais constituem os termos mais alteráveis da área em estudo, de acordo com a sequência estabelecida no segundo capítulo, eles podem em parte justificar a maior amplitude que essas unidades evidenciam.

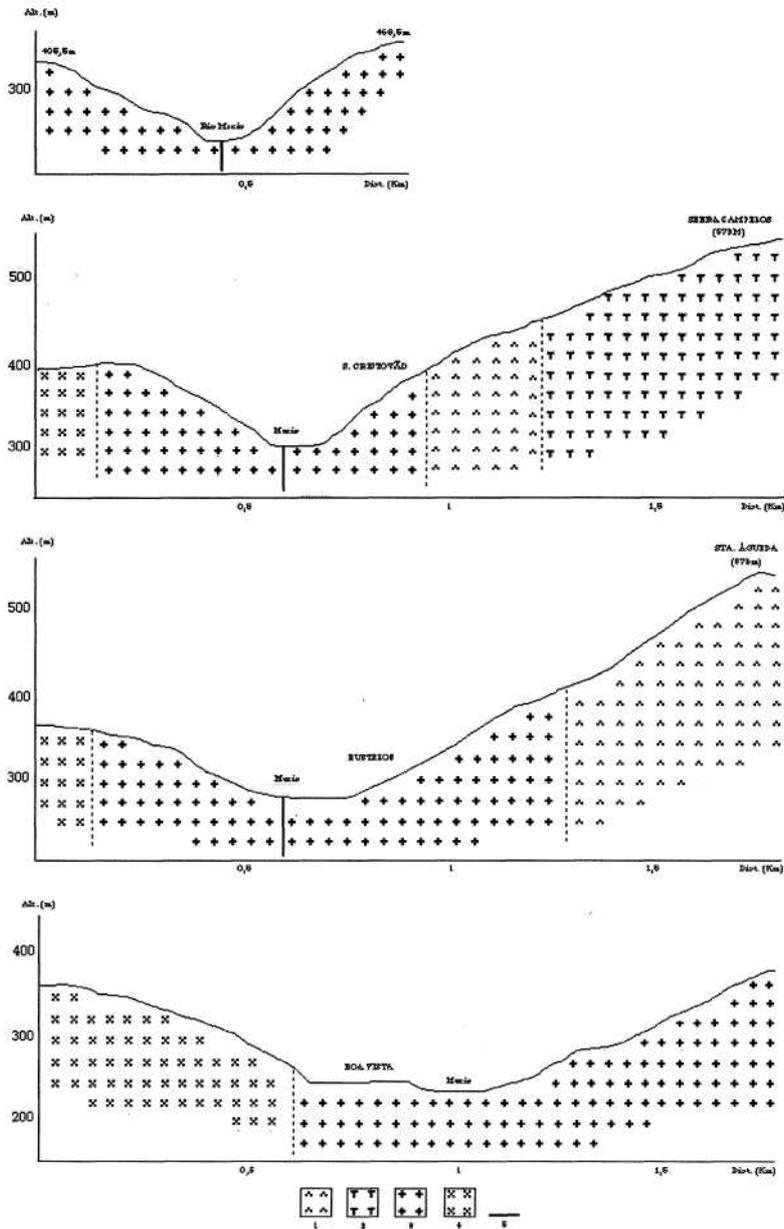


Fig. 39 — Secção superior do Vale do Mezio. 1. Corneanas; 2. Granito de Lustosa e Regilde; 3. Granito de Guimarães e Sto. Tirso; 4. Granito de Burgães, Selho e Arões; 5. Falhas prováveis

Formas alveolares do Vale do Sousa e Ribeira da Longra

Ao analisarmos o esboço geomorfológico, desde logo se torna evidente o facto que assinalámos em relação às formas integradas no contexto da Ribeira da Longra e Rio Sousa. Com efeito, embora revelem características

MORFOLOGIA DAS SERRAS DE CAMPELOS E MARAGOTOS

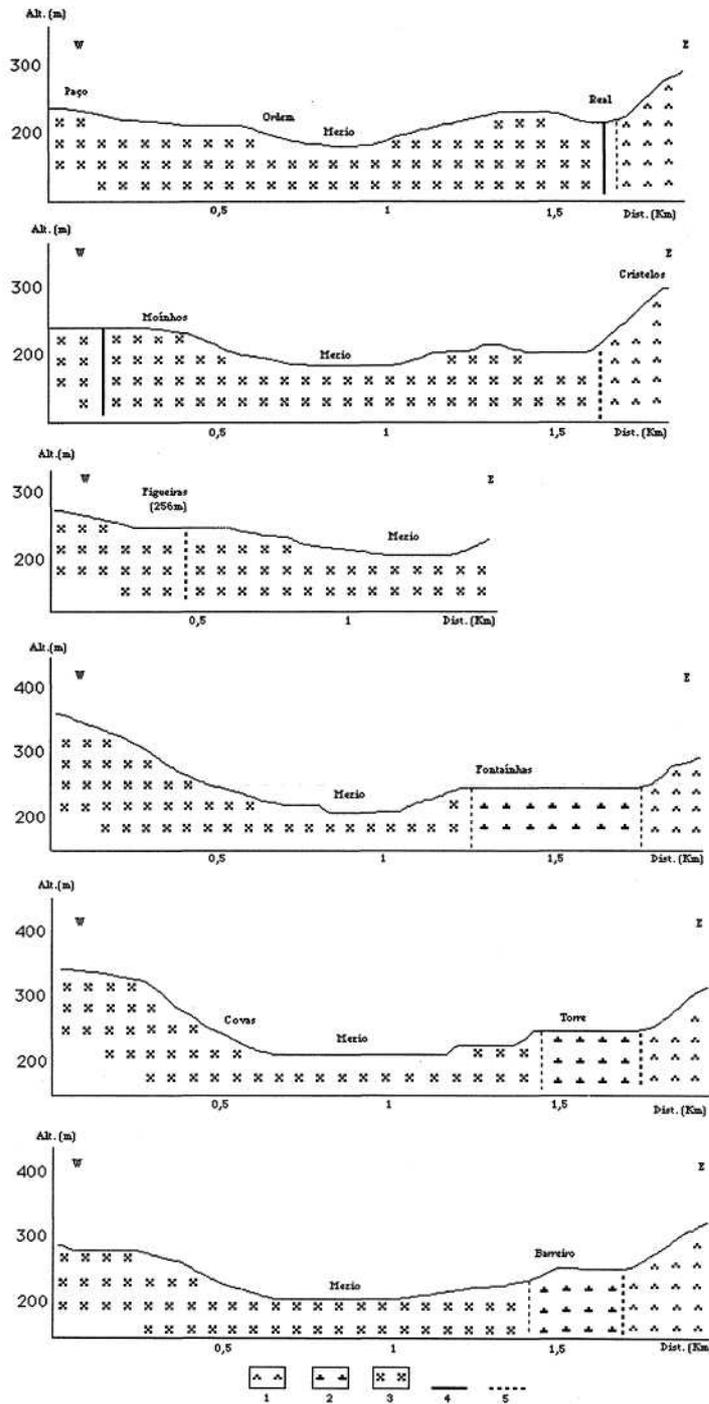


Fig. 40 — Alvéolo de Covas - Figueiras. 1. Corneanas; 2. Granodioritos e raros quartzodioritos biotíticos; 3. Granito de Burgães; 4. Falhas; 5. Falhas prováveis

algo semelhantes ao caso anterior, abrangem áreas nitidamente mais amplas, que parecem constituir uma sucessão de "alvéolos" por vezes intercalados por corredores estreitos.

No entanto, se no vale do Mezio foi possível definir três secções distintas, neste caso são ainda mais evidentes as mudanças registadas. De qualquer modo, pensamos que ao estabelecermos uma separação, ela poderá precisamente basear-se nas diferenças que existem entre os sectores drenados pelos dois cursos de água principais.

A Ribeira da Longra, afluente da margem direita do Rio Sousa, apresenta um comprimento aproximado de 8 Km e segue uma direcção geral N-S. Embora não evidencie um encaixe notório, o seu traçado rectilíneo sugere uma evolução condicionada pelo acidente provável definido no mapa de falhas e fracturas (fig.n^o30). No seu contexto desenvolvem-se duas formas alveolares importantes (principalmente a de Idães-Torrados), nitidamente separadas por um estrangulamento, que se prolonga até ao ponto de confluência com o Rio Sousa. Este, orientado NNE-SSW, exibe um vale amplo em determinados sectores (embora o seu encaixe seja por vezes manifesto), evidenciando uma série de meandros provavelmente associados a uma rede de fracturação local. Embora seja possível destacar um conjunto de formas ao longo de todo o seu percurso, elas não apresentam uma subdivisão marcada e poderíamos mesmo considerar a existência de uma superfície relativamente contínua.

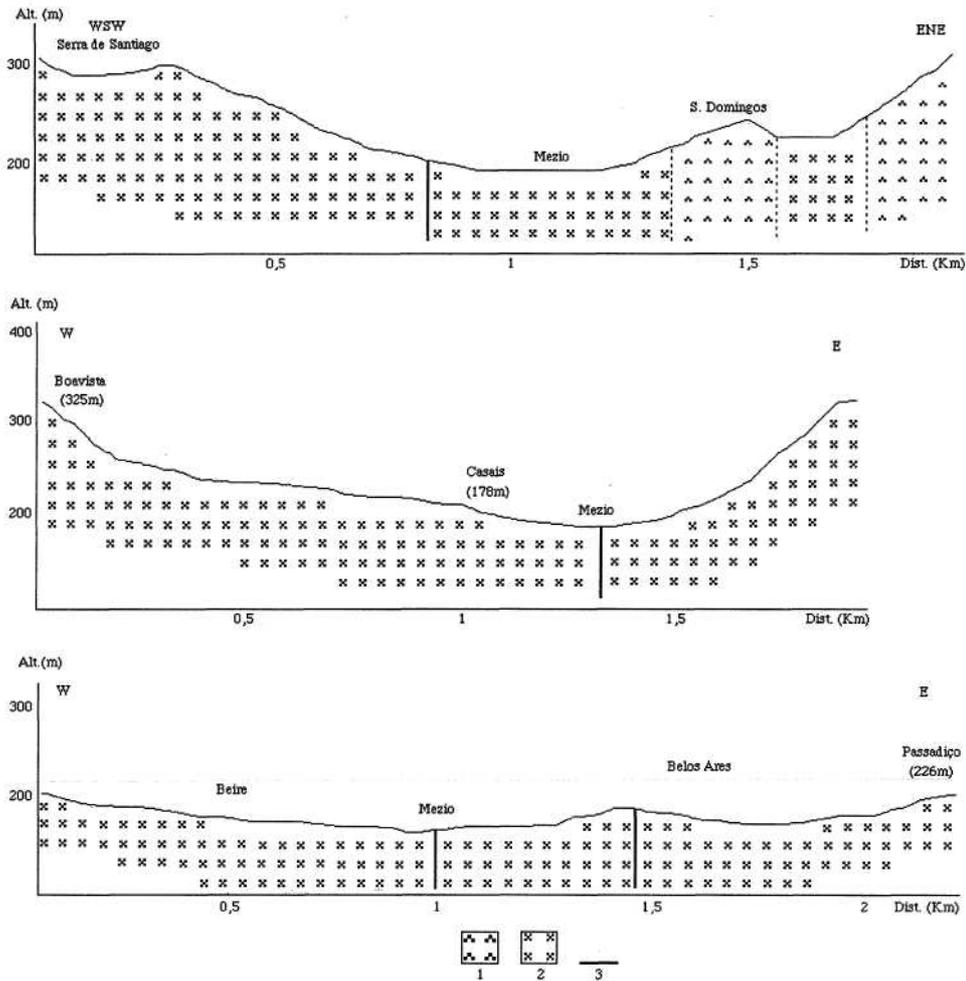
Saliente-se ainda, que a diferença entre os dois sectores assinalados coincide precisamente com o local de confluência dos dois cursos de água, mas principalmente com uma alteração do substrato litológico: enquanto a Ribeira da Longra está inserida no granodiorito de Felgueiras, a partir de Cernadelo entramos no domínio do granito de Guimarães e Sto. Tirso, sendo o contacto entre estas formações definido por uma faixa de corneanas.

Antes de iniciarmos a descrição das principais formas, queremos apenas destacar a sua íntima ligação a uma série de tributários que alimentam a Ribeira da Longra e o Rio Sousa, denunciando a extrema importância da drenagem no seu afeiçoamento.

O "alvéolo" de Idães-Torrados, constitui provavelmente a formação mais importante no contexto da área em análise¹. Ocupando uma área aproximada de 4,5 Km², apresenta uma forma alongada segundo a direcção NE-SW, cujo comprimento máximo ultrapassa os 3 Km. O seu fundo, relativamente plano, desenvolve-se a cotas que vão diminuindo no sentido do curso de água principal (280-230m) e embora evidencie declives da ordem dos 0 a 5°, em alguns sectores eles ultrapassam os 10°.

¹ Este "alvéolo" poderia provavelmente integrar-se no contexto da depressão que se desenvolve na área de Felgueiras. Com efeito, não existe uma separação muito nítida entre os dois sectores, embora seja possível definir alguns relevos a cotas por vezes superiores a 300m, que parecem interromper a sua continuidade.

Fig. 41 — Vale do Mezio a jusante do alvéolo Covas - Figueiras; 1. Cornenanas; 2. Granito de Burgães, Selho e Arões; 3. Falhas prováveis



A Serra de Maragotos define os seus limites ocidental e meridional, formando um importante abrupto com um comando por vezes superior a 200m, que provavelmente constitui uma escarpa de falha (Fig.n^o42). Foi precisamente com base em situações deste tipo e considerando a probabilidade de algumas escarpas estarem associadas a movimentações recentes, que levantámos a hipótese, no início deste capítulo, do afeiçoamento dos alvéolos poder também estar associado ao desenvolvimento preferencial dos processos de alteração em áreas limítrofes aos blocos soerguidos. O contexto estrutural da área, associado às características climáticas, seria provavelmente o principal responsável pela sua evolução posterior, criando condições mais ou menos favoráveis ao avanço da meteorização.

No contexto específico de Idães-Torrados, totalmente inserido no granodiorito de Felgueiras, mais uma vez terá sido a rede de fracturação que condicionou a sua génese. Com efeito vários acidentes cruzam a área (condicionando de novo a sua forma), entre os quais se destacam a falha provável que se estende desde Torrados até à vertente SW da Serra de Maragotos, bem como o alinhamento N-S que define o traçado da Ribeira da Longra.

Na sequência do anterior, surge-nos o alvéolo de Unhão, pequena unidade que se desenvolve num sector periférico ao "corredor" que o separa de Idães-Torrados. Aliás, a posição que ocupa leva-nos a sugerir que se trata de um pequeno alvéolo elementar, ligado à Ribeira da Longra por uma estreita passagem na área de Lordelo (consultar esboço geomorfológico). Ocupa uma área aproximada de 1km² e apresenta um comprimento máximo de 1,7Km, evidenciando uma forma alongada no sentido NE-SW. Desenvolve-se na base da escarpa de falha provável que define a vertente SE da Serra de Maragotos, que nesta área atinge uma altitude próxima de 450m, encontrando-se envolvido a SW e W por uma série de relevos significativamente mais baixos, que evidenciam da mesma forma declives pouco acentuados. O granodiorito de Felgueiras constitui integralmente o seu substrato litológico, embora próximo do Alto dos Três Caminhos, que define a sua separação do alvéolo de Cernadelo, aflora a faixa de corneanas que define o contacto com o granito de Guimarães e Sto. Tirso e, de certo modo, a transição para a área correspondente ao vale do Sousa.

Ao entrarmos neste sector, podemos subdividi-lo em quatro unidades principais, embora, como já referimos, não se verifique uma nítida separação entre elas. Com efeito, reflectem preferencialmente uma vasto alargamento do vale do Sousa, que progride para as áreas mais internas em favor de uma série de afluentes importantes, bem como explorando um conjunto de falhas e fracturas prováveis com uma direcção NNW-SSE a NW-SE.

De qualquer modo, parece-nos pelo menos necessário definir algumas características dos "alvéolos" de Cernadelo e Aveleda.

O primeiro, apresentando uma forma bastante irregular, evidencia um comportamento idêntico ao de Covas-Figueiras (situado no vale do Mezio), podendo considerar-se a sua divisão em duas secções distintas: a área situada entre Cernadelo e Macieira e a que se localiza próximo de Boavista (Fig.n^o43). O mecanismo que provavelmente poderá explicar esta situação é o mesmo que referimos para o caso citado, considerando uma evolução progressiva dos processos de alteração. Quanto aos factores que justificam o seu desenvolvimento, é possível salientar a importância da litologia, embora conjugada à rede de fracturação (fig.n^o4). Com efeito, ele desenvolve-se principalmente no granito de Guimarães e Sto. Tirso, sendo limitado a NE por uma faixa de corneanas e a SW pelo pequeno afloramento do granito de Lousada, que, como vimos no primeiro capítulo, se integra no mesmo grupo do de Lustosa e Regilde (consultar o quadro n^o1).

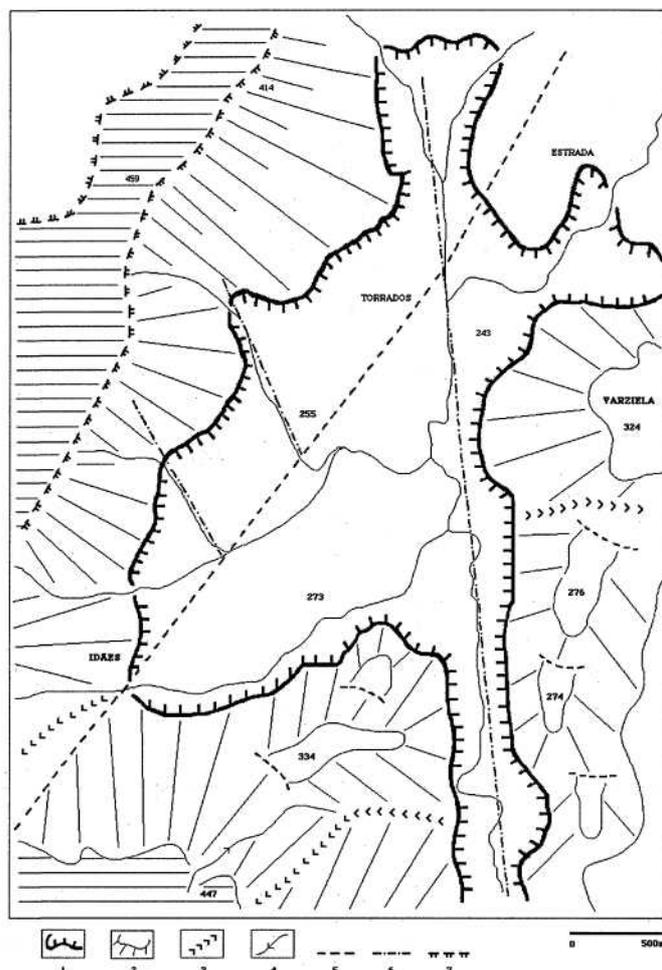


Fig. 42 — Alvéolo de Idães - Torrados. 1. Limite do alvéolo; 2. Vertentes; 3. Valeiro; 4. Barranco; 5. Falha provável; 6. Fractura provável; 7. Escarpa de falha provável

Relativamente ao alvéolo de Aveleda, queremos essencialmente salientar a sua ligação à unidade de Nogueira. Esta constitui o mais pequeno alvéolo elementar da área (com uma dimensão pouco superior a 500m²), desenvolvendo-se a cotas próximas de 240m a SE de Cancela Nova-Alvarenga. É drenado pela Ribeira de Pontarrinhas constituindo como que uma bacia de recepção limitada e o seu afeiçoamento poderá estar ligado a uma fractura provável, que, com uma orientação NW-SE, define o seu alongamento.

À medida que nos aproximamos da confluência com o Rio Mezio, o vale do Sousa torna-se relativamente mais estreito, embora próximo de Lodares seja possível assinalar um ligeiro aumento das suas dimensões. Convém referir que neste sector sul da área em estudo, não é por vezes

nítida a faixa de transição entre o vale do Mezio e o do Sousa (consultar esboço geomorfológico), estabelecida precisamente no contacto entre o granito de Burgães e o granito de Guimarães e Sto. Tirso.

Pelas características apresentadas, poderíamos talvez considerar, à semelhança do caso anterior, que estamos perante um vale alvéolo mas com dimensões mais importantes. De qualquer modo, pensámos que é difícil atribuir-lhe uma designação específica.

Aliás, parece-nos importante referir que nem sempre é possível ou clara a sua diferenciação, principalmente quando entrámos no domínio de unidades mais vastas. Assim, como em parte já referimos, a utilização dos termos expressos no quadro n^o32 deverá ser bastante cuidadosa, tendo sempre em conta a escala espacial a que são analisadas as diferentes formas, bem como o contexto particular da área em que se integram.

2. 4. Algumas conclusões genéricas

Antes de passarmos ao ponto seguinte, vamos apresentar um breve resumo que contempla as principais ideias expressas sobre os alvéolos da área em estudo.

Em primeiro lugar, pensamos que foram efectivamente os processos de erosão diferencial que permitiram o desenvolvimento das "depressões" periféricas às Serras de Campelos e Maragotos. Como referimos logo no início do ponto dois, embora elas pudessem ter constituído áreas de abatimento associadas à movimentação do relevo que as domina, não existem indícios claros de tal situação, para além do facto de não impedirem o desenvolvimento posterior das formas alveolares no seu contexto. De qualquer modo, sugerimos que este mecanismo teria essencialmente permitido uma concentração dos processos de alteração, na base dos blocos elevados. Recorde-se, inclusivamente, que no final do terceiro capítulo salientámos a existência de mantos de alteração mais espessos precisamente na margem dos alvéolos, denunciando provavelmente os efeitos de uma drenagem interna e externa mais eficiente.

Em segundo lugar, verificámos que a erosão diferencial se exprime em função de contrastes litológicos e da trama de fracturação. Com efeito, estes dois factores de ordem estrutural, permitindo o desenvolvimento de uma alteração mais intensa em determinados locais, definem o mecanismo genético responsável pela origem dos alvéolos. No entanto, a sua influência exerce-se a um nível distinto, bem como o seu peso é variável no âmbito das diferentes unidades estudadas. Efectivamente, vimos que alguns alvéolos se situam no contacto entre diferentes formações, destacando-se o caso de Cernadelo, no entanto a litologia parece controlar principalmente as suas dimensões. Na realidade, constatámos que tanto em Caldas de Vizela-Barrosas como em Cancela Nova-Alvarenga e Covas-Figueiras, para já não referir o caso anteriormente citado, a existência de afloramentos de rochas mais resistentes constituiu um obstáculo à sua expansão. Por outro

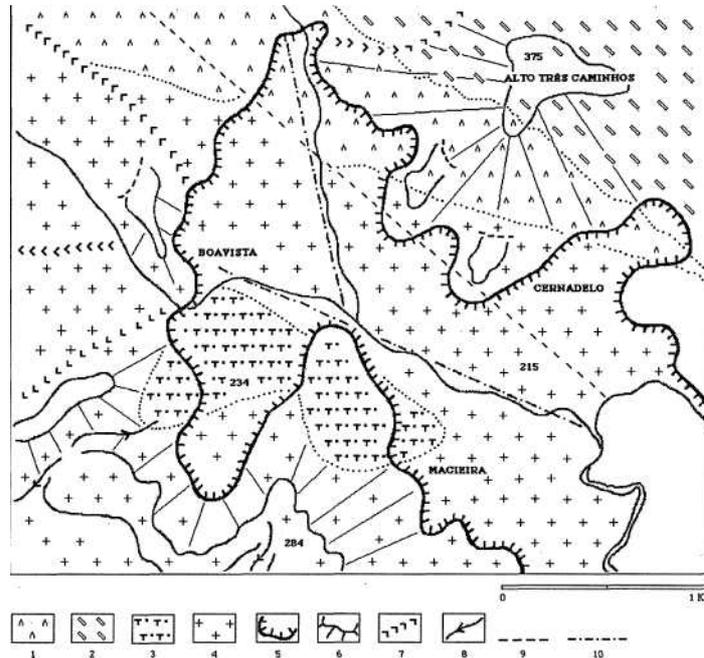


Fig. 43 — Alvêolo de Cernadelo. 1. Corneanas; 2. Granodiorito de Felgueiras; 3. Granito de Lousada; 4. Granito de Guimarães e Sto. Tirso; 5. Limite do alvéolo; 6. Vertentes; 7. Valeiros; 8. Barrancos; 9. Falha provável; 10. Fractura provável

lado, também salientamos a maior amplitude das formas que se desenvolvem no contexto do granito de Guimarães e Sto. Tirso e granodiorito de Felgueiras, seguindo de perto a sequência de alterabilidade que definimos no segundo capítulo.

Mas a rede de falhas e fracturas que atravessam as várias formações exerceu sem dúvida um condicionamento mais importante na sua gênese, guiando os processos de alteração. Quase todos os alvéolos evidenciam uma série de acidentes conjugados, que, como referimos, têm uma forte incidência sobre a sua forma. Na realidade, apresentam geralmente uma orientação conforme à rede de fracturação, que controla o seu alongamento. É lógico que evidenciam igualmente uma estreita ligação aos cursos de água principais e seus afluentes, até porque são eles que asseguram o transporte dos materiais alterados, mas note-se que a rede hidrográfica na área em estudo é fortemente condicionada pelas falhas e fracturas presentes.

Tendo em conta estes elementos, poderíamos considerar que a tectónica definiu o traçado dos alvéolos, enquanto a heterogeneidade litológica é em parte responsável pelas suas dimensões (C. Gausen, 1981).

Em terceiro lugar, sugerimos que o desenvolvimento de algumas das formas analisadas poderia estar associado a um mecanismo de coalescência. Este facto pareceu-nos particularmente importante nos casos de Covas-Figueiras e Cernadelo, constituindo os "alvéolos" elementares de Unhão e

Nogueira prováveis indícios de um processo deste tipo, mas ainda numa fase incipiente. Se for possível apelar a este mecanismo evolutivo, os vales alvéolo poderiam em alguns casos representar uma associação de formas elementares e, de certo modo, um estado transitório para os corredores de erosão, tendo em conta o avanço progressivo da alteração. Considerando a tipologia definida e associando-a a este modelo explicativo, os quatro tipos de formas alveolares representariam não só diferentes escalas espaciais de análise, mas provavelmente formações de idades distintas.

Finalmente, aproveitando a sequência anterior, referimos a probabilidade dos alvéolos estudados não pertencerem a uma só geração. É lógico que possuímos poucos elementos para comprovar tal ideia, assim como será muito difícil precisar os períodos a que remontam. Aliás, se consideramos o provável desenvolvimento contínuo dos processos de alteração, associado ao carácter espasmódico da remoção dos detritos, a formação dos alvéolos poderia também ser considerada um fenómeno progressivo e em constante evolução. As diferenças que registariam quer em termos das suas características gerais, quer em termos de idade, estariam ligadas aos condicionamentos próprios de cada área ou mesmo de cada unidade, função dos factores de ordem litológica, tectónica e paleoclimática.

3. Ensaio de síntese: evolução da área em estudo

1. Provavelmente associado à tectónica do Miocénico Médio e Superior, assiste-se a um soerguimento geral da área. Nesta altura, o relevo seria formado por uma vasta unidade contínua, talvez englobando sectores localizados fora dos limites do actual maciço de Campelos e Maragotos. De qualquer modo, considerando referências de A. B. Ferreira (1978), é possível que este movimento fosse acompanhado por uma intensa fracturação, que teria definido a compartimentação do maciço em blocos individualizados, conservando no seu topo os vestígios de uma superfície de aplanamento a cotas diversas.

2. Na vigência de climas favoráveis (que permaneceram durante o Terciário até ao Pliocénico Inferior), desenvolve-se uma forte alteração essencialmente química, que conduz à arenização dos granitóides. Tal processo concentrar-se-ia preferencialmente nas áreas mais fracturadas e nos locais onde a drenagem seria mais eficiente. No entanto, como referimos no terceiro capítulo, embora os mantos de alteração estudados conservem alguns indícios de uma situação que poderia estar relacionada com este período, é provável que o seu desenvolvimento seja mais recente. De qualquer modo, considerando o carácter contínuo dos processos de alteração (que temos defendido ao longo do trabalho), mas também a exiguidade de perfis e amostras em que nos podemos basear, pensamos que já nesta altura poderiam ter sido prefiguradas algumas das depressões actualmente existentes, a partir da progressiva degradação das superfícies anteriormente soerguidas. No entanto, encaramos esta hipótese

com fortes reservas.

3. Provavelmente no Pliocénico ou na fase de transição para o Quaternário, ter-se-ia verificado um rejuvenescimento do relevo. Estes movimentos, essencialmente verticais, talvez pudessem ser os responsáveis efectivos pela compartimentação do relevo inicial, ou apenas ter promovido o rejogo dos diferentes blocos, por reactivação de antigos acidentes. Embora seja possível considerar as duas hipóteses, assim como referir a probabilidade de uma tectónica mais recente (justificando o aspecto "jovem" de algumas escarpas de falha prováveis assinaladas no esboço geomorfológico), interessa-nos apenas destacar a importância que os desníveis criados podem ter exercido no contexto dos processos de alteração e, consequentemente, no próprio desenvolvimento dos alvéolos. Com efeito, as áreas periféricas às diferentes unidades não só poderiam permitir a melhor conservação dos mantos previamente formados, como reuniriam condições extremamente favoráveis ao progresso contínuo do seu aprofundamento.

4. Neste contexto, a alteração mantém-se ao longo de todo o Quaternário, associada a episódios breves de evacuação dos detritos acumulados, responsáveis pela "formação" efectiva das formas alveolares. Como referimos, os mecanismos de meteorização acompanhariam as variações climáticas expressas no quadro nº40, mas no conjunto teriam permitido uma forte arenização dos granitóides. A remoção dos produtos alterados seria efectuada de uma forma espasmódica provavelmente no decurso dos períodos interglaciares e interestádios das glaciações, face a um aumento sensível da precipitação e de uma maior eficiência da drenagem.

Na nossa opinião, os alvéolos da área em estudo podem ser considerados formas relativamente recentes. Como já referimos, a desagregação física parece ter assumido maior importância do que os processos químicos, o que se coaduna perfeitamente com as características climáticas dominantes ao longo do Quaternário. É lógico que nas fases mais quentes e húmidas poderíamos assistir a uma decomposição dos materiais, mas sempre favorecida pela sua fragmentação prévia, que não deixaria de ser importante mesmo nos interglaciares e principalmente nos interestádios.

Por outro lado, as diferentes formas analisadas não apresentam dimensões que nos permitam assinalar uma evolução remota, associada, por exemplo, a períodos de esvaziamento anteriores ao Quaternário (como alguns autores, nomeadamente B. Etlicher, 1985, salientam para explicar determinadas unidades). No entanto, é difícil estabelecer o quadro temporal específico em que se inserem. Até porque, considerando os elementos referidos no ponto anterior e o próprio carácter faseado da remoção das alterites, é possível admitir uma sucessão de ciclos, responsáveis pela expansão progressiva dos alvéolos. Esta expansão seria em parte condicionada pelas características gerais dos granitóides, favorecendo um desenvolvimento diferencial da alteração, que provavelmente se traduziria na intensidade com que os detritos seriam removidos.

De qualquer modo, existem algumas diferenças importantes ao nível das dimensões e altitude a que se encontram as formas estidadas, que não podem apenas ser atribuídas ao controle exercido por factores de ordem litológica e/ou estrutural. Assim, consideramos a probabilidade de não pertencerem a uma só geração, reflectindo os alvéolos mais amplos (nomeadamente o de Caldas de Vizela-Barrosas) uma evolução mais prolongada no tempo, enquanto as pequenas unidades elementares, desenvolvidas principalmente na periferia dos eixos principais de drenagem (algumas já associadas e permitindo a definição dos vales alvéolo) a cotas relativamente mais elevadas, representariam formas ainda incipientes fruto de uma evolução mais recente.

CONCLUSÃO

De acordo com os objectivos previamente definidos, neste trabalho preocupamo-nos fundamentalmente em tentar avaliar a importância da coexistência de diferentes tipos de granitóides, na morfologia das Serras de Campelos e Maragotos e depressões associadas. Estava em causa uma análise que nos permitisse justificar as formas presentes, inserindo-as num contexto genético e evolutivo, em que procuramos determinar se seria mais importante o papel exercido pela erosão diferencial ou pela tectónica.

Neste momento, parece-nos ser possível afirmar que a morfologia da área em estudo não pode ser explicada isoladamente por uma ou por outra, resultando, em termos globais, da sua conjugação. No entanto, face às conclusões que apresentámos no final do último capítulo, parece-nos claro o efeito dominante da tectónica no âmbito das Serras de Campelos e Maragotos, enquanto os processos de alteração/erosão diferencial desempenharam uma acção preponderante no afeiçoamento das depressões, ou melhor, das formas alveolares descritas.

A análise efectuada no segundo capítulo e em parte no terceiro (relativa às características dos granitóides e mantos de alteração deles derivados) constituiu uma base de apoio fundamental para que pudéssemos chegar a esta interpretação. Por outro lado, representa igualmente uma tentativa de esclarecer os factores que maior influência exercem sobre a alterabilidade das rochas granitóides, propósito sempre implícito nos objectivos que guiaram o nosso estudo. Com efeito, ao pretendermos avaliar a importância dos processos de alteração/erosão diferencial, era indispensável a definição de uma escala de resistência dos diferentes materiais e, ao mesmo tempo, analisar de que factores está mais dependente. Neste contexto, verificámos que o grau de conservação das rochas privilegia essencialmente variáveis ligadas aos aspectos texturais, fracturação, e porosidade, enquanto a composição química e mineralógica assume um papel subalterno. Repare-se, inclusivamente, que o granito de Guimarães e Sto.

Tirso representaria um dos termos menos alteráveis considerando estes dois últimos factores, embora no terreno evidencie uma forte degradação. Por outro lado, o granito de Lustosa e Regilde parece assinalar pelo menos uma certa influência da composição química (já que ocupa o primeiro lugar na sequência definida face aos índices WPI e RSA), mas é provável que a sua maior resistência esteja associada ao facto de acumular um conjunto de características favoráveis, no domínio dos elementos considerados mais relevantes. Além disso, a importância aparente do factor referido não pode ser generalizada a todos os granitóides.

Relativamente aos perfis de alteração, a sua análise permitiu-nos essencialmente obter informações sobre a intensidade com que esta se desenvolveu na área em estudo, processos que privilegiou (físicos ou químicos) e, em parte, o provável contexto temporal em que se insere. Por outro lado, demonstrou-se a existência de uma certa relação com a escala de alterabilidade apresentada, mas principalmente a influência que certos condicionamentos locais exercem sobre a conservação das rochas.

Mas será que estes elementos foram realmente úteis para determinar ou distinguir a importância da tectónica e da erosão diferencial na morfologia da área em estudo? E até que ponto podemos afirmar o desenvolvimento preferencial das formas presentes, nomeadamente os alvéolos, sobre granitóides específicos?

No contexto das Serras de Campelos e Maragotos, podemos considerar que a evidência de uma série de falhas e fracturas prováveis, conjugadas ao aspecto abrupto de algumas vertentes e aos desníveis assinalados entre os blocos em que subdividimos o maciço, constituíram os argumentos de maior peso para assinalarmos a influência dominante da tectónica neste sector. No entanto, é lógico que, para afastarmos a hipótese dos processos de alteração/erosão diferencial terem assumido um papel importante, seria necessário conhecermos o comportamento do substrato litológico. Se no caso da Serra de Campelos o granito de Lustosa e Regilde poderia justificar a sua posição a cotas elevadas, já em Maragotos, onde domina o granodiorito de Felgueiras, seria impossível a sua conservação a uma altitude superior a 500m, se não apelássemos a um dispositivo tectónico. Por outro lado, o desnível entre os blocos de Campelos e Ermida, a que se associa o perfil abrupto da vertente oriental do primeiro e o aspecto dissimétrico do vale de fractura que os separa, também não pode ser explicado por mecanismos de erosão diferencial: o material subjacente às duas unidades é o mesmo e o encaixe do curso de água, explorando uma área de fragilidade, não seria suficiente para justificar as características referidas. No caso do compartimento do Alto da Senhora, as corneanas podem ter contribuído para a sua preservação a cotas superiores a 550m. De qualquer modo, o facto de se encontrar limitado por dois acidentes, acentua a probabilidade de um soerguimento.

Relativamente às "depressões" periféricas, parece-nos desnecessário

refrisar os elementos em que nos baseámos para definir a importância dos processos de alteração/erosão diferencial na sua génese. No entanto, insere-se no seu contexto a segunda questão que formulámos: a incidência dos diferentes granitóides na sua formação. Se privilegiámos a rede de falhas e fracturas e, em parte, a provável diferença de idades para explicar o seu traçado e dimensões, também referimos a influência que o substrato litológico pode ter exercido em relação à amplitude que evidenciam. Com efeito, verificámos o maior desenvolvimento das unidades impressas no granito de Guimarães e Sto. Tirso e se nos limites da área em estudo os alvéolos ligados ao granodiorito de Felgueiras denotam uma fraca representatividade, assinalámos a existência de uma vasta "depressão" na área de Felgueiras, que inclusivamente poderia integrar a de Idães-Torrados. Por outro lado, o granito de Lustosa e Regilde, assumindo-se como o termo mais resistente, terá provavelmente bloqueado a evolução do alvéolo de Caldas de Vizela-Barrosas (embora associado a outras formações), denunciando um carácter pouco propício ao afeiçoamento destas formas.

No*entanto, o estudo elaborado não é suficiente para que se possa afirmar, com absoluta certeza, a influência que granitóides distintos exercem pelo menos na génese das formas alveolares. Além disso, é provável que as próprias características destes materiais não fossem suficientemente contrastantes. Na realidade, poderíamos referir, à semelhança de J. Garreau (1985), que três dos granitóides analisados são cogenéticos e coalescentes (granodiorito de Felgueiras, granito de Guimarães e Sto. Tirso e granito de Burgães), o que à partida, mesmo tendo em conta algumas diferenças no domínio das variáveis que nos permitiram distingui-los, provavelmente não teria qualquer impacto no desenvolvimento, localização e mesmo dimensão dos alvéolos. Assim, para que pudéssemos avaliar até que ponto diferentes granitos originam diferentes formas, seria necessário um estudo centrado em materiais cujas características genéticas, mineralógicas, químicas e texturais fossem significativamente opostas. Mas esta análise implicava a selecção de uma extensa área de trabalho, ou então de vários sectores, o que por sua vez anulava a uniformidade das condições espaciais, inserindo outras variáveis (nomeadamente as características climáticas e os condicionamentos geotectónicos específicos de cada contexto espacial) que poderiam contribuir para justificar a morfogénese. No entanto, não deixa de constituir um desafio interessante, uma hipótese provável de investigação no âmbito de um grupo alargado.

Para terminar, queremos referir que este trabalho nos permitiu adquirir novos conhecimentos não só ao nível teórico mas principalmente metodológico, que pretendemos desenvolver futuramente. Com efeito, devido a condicionamentos de ordem prática, nomeadamente o tempo disponível e as dificuldades ligadas ao tratamento laboratorial, não foi possível explorar da forma mais conveniente, as potencialidades das técnicas utilizadas. Referimo-nos principalmente à necessidade de aperfeiçoar

as metodologias aplicadas no terceiro capítulo, que embora demasiado dependentes da Geologia, poderão constituir um grande auxílio para as questões geomorfológicas.

Aliás, numa fase em que o conhecimento cada vez mais apela à interdisciplinaridade, não é possível defender a permanência de compartimentos científicos estanques, que no entanto mantêm a sua identidade face à definição de objectivos concretos desde o início de um trabalho.

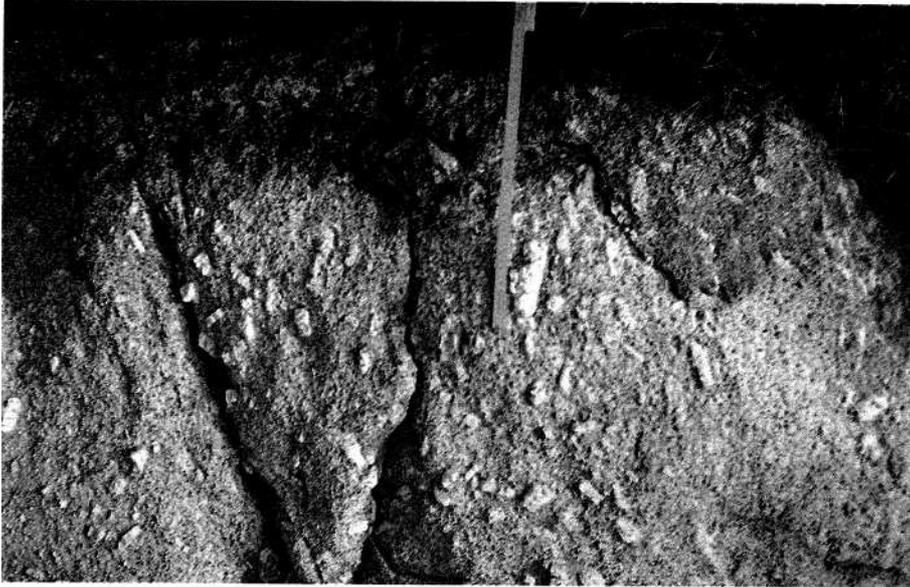
BIBLIOGRAFIA

- AIRES-BARROS, L. (1971) - *Alteração e alterabilidade de rochas ígneas*, Lisboa, LNEC, 57 p.
- ANDRADE, M. Montenegro; BORGES, F. Sodré; NORONHA, F. (1985) - *Livro guia das excursões a realizar em Portugal*, Porto, IX Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências do Porto, 35 p. ARAUJO, M^a da Assunção (1991) - *Evolução geomorfológica da plataforma litoral da região do Porto*, Porto, Dissertação de Doutoramento apresentada na Faculdade de Letras da Universidade do Porto, 534 p. BARD, J. P. et ali (1973) - "Geotectonic model for the Iberian Variscan orogen", Sep. de *Nature Physical Science*, Vol. 241 (15), pp. 50-52. BARROS, J.S.; Tavares, M.J. (1985) - *Análise química de rochas silicatadas*, Lisboa, LNETI, Instituto de Tecnologia Industrial, 174 p. BATTIAU-QUENEY, Y. (1985) - "Alvéoles dans les grès-quartzites namuriens du Moei Garegog, Nord-Est du Pays de Galles", Paris, *Physio-Géo*, n^o13, pp.3-10. BEGONHA, A.J. de Sá (1989) - *Alteração das rochas graníticas do Norte e Centro de Portugal. Uma contribuição*, Porto, Dissertação de Mestrado apresentada na Universidade Nova de Lisboa, 249 p. BIROT, Pierre (1952) - "Le relief granitique dans le nord-ouest de la Péninsule Ibérique", Washington D.C., *Proceedings of Eighth General Assembly and Seventeenth International Congress*, 8-15, pp.310-303. BRAGA, Maria Amália Sequeira (1988) - *Arenas e depósitos associados da bacia de drenagem do Rio Cávado (Portugal). Contribuição para o estudo da arenização*, Braga, Dissertação de Doutoramento apresentada na Universidade do Minho, 325 p. (1985) - "Gibsite em estruturas filonianas e em perfis de meteorização de rochas graníticas do Minho", Lisboa, *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, Vol. XXIV, pp. 7-16.
- CABRAL, J. (1986) - "A neotectónica de Portugal Continental-Estado actual dos conhecimentos", Lisboa, *Maleo*, Vol.2, n^o14, pp. 3-5.
- (1988) - "Introdução à Neotectónica", Lisboa, *Geonovas*, n^o10, pp. 55-65.
- CABRAL, J.; Ribeiro, A. (1989) - *Carta Neotectónica de Portugal Nota Explicativa*. Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal, 10 p. CARVALHO, A.M. Galopim (1987) - "Alteração das Rochas", *Textos e Documentos de apoio ao ensino*, Lisboa, Museu e Lab. Min. e Geol. da Fac. de Ciências, 21p. CARVALHO, Gaspar Soares (1983) - "Consequências do frio durante o Quaternário na faixa litoral do Minho (Portugal)", Corufla, *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, n^o5, pp. 365-379.
-(1985)- "Novos índices de ambiente periglacial no litoral do Minho (Portugal)", Lisboa, *Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico*, Vol.I, pp.27-36. CHAPPELL, B.; WHITE, A.J.R. (1974) - "Two contrasting granite types", *Pacific Geology*, Vol.8, pp.173-174. COQUE-DELHUILLE, Brigitte (1981) - "indice d'alterabilité potentielle approchée des roches granitoides", Paris, *Physio-Géo*, n^o2, pp. 59-70. COUDE, Armet (1985) - "L'alvéole granitique de la Baie de Bertraghboy, Connemara (Mande)", Paris, *Physio Géol*, n^o13, pp. 11-18. COUDÉ-GAUSSSEN, G. (1980) - "Les serras orientales du Minho (Portugal): orogénese, modele granitique, altérations.", *Journal de Géographie des Pyrénées et du Sud-Ouest*, Toulouse, T.51, Fasc.3, pp.291-313.
- (1981) - "Les Serras da Peneda et do Geres. Étude Géomorphologique." Lisboa, *Memórias do Centro de Estudos Geográficos*, n^o5, 254 p.
- DAVEAU, Suzanne (1969)- "Structure et relief de la Serra da Estrela", *Finisterra*, Lisboa, Vol.IV, n^o7, 1969, pp. 31-63.
- (1973) - "Quelques exemples d'évolution quaternaire des versants au Portugal", Lisboa, *Finisterra*, Vol.VIII, n^o15, pp. 5-47.

- DEBON, F.; LE FORT, P. (1983) - "A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations", Trans. R. Soc. Edinburgh, *Earth Sciences*, n^o73, pp. 135-149.
- DERCOURT, J.; PAQUET, J. (1978) - *Geologia. Objectos e métodos*. Coimbra, Liv. Almedina, 450p.
- ELHAI, Henri (1968) - *Biogéographie*. Paris, Armand Colin, 404 p.
- ETLICHÉ, Bernard (1985) - "Quelques types d'alvéoles et de couloirs dans l'Est du Massif Central", Paris, *Physio-Géo*, n^o13, pp. 19-29.
- FERREIRA, A. de Brum (1978) - *Planaltos e montanhas do norte da Beira. Estudo de geomorfologia*, Lisboa, Memórias do CEG, n^o4, 374 p.
- (1978) - "Erosão diferencial e modelado das regiões graníticas do Norte de Portugal", Lisboa, *Linha de Acção de Geografia Física*, Relatório n^o7, CEG, 88 p.
- (1980) - "Surfaces d'aplanissement et tectonique recente dans le Nord de la Beira (Portugal)", Paris, *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, Vol.22, Fasc.1, pp. 51-62.
- (1983) - "Problemas de evolução geomorfológica Quaternária do NW de Portugal", Corúia, *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, VI Reunion do Grupo Español de Trabalho Quaternario, pp. 311-329.
- (1986) - "L'évolution tectonique Tertiaire e Quaternaire dans le nord-ouest du Portugal. L'apport des méthodes géomorphologiques", Lisboa, *Linha de Acção de Geografia Física*, Relatório n^o26, 26 p.
- FERREIRA, Denise de Brum - "Carte Geomorphologique du Portugal", Lisboa, *Memórias do CEG*, n^o 6, 53 p.
- FERREIRA, N. et al (1987) - "Granitoides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico", Madrid, *Libro Homenaje a L.C. Garcia Figuerola*, Edit. Rueda, Parte 1, Cap. 4, pp. 37-51.
- FURTADO, A.F.A. Sanches (1970) - "Sur Tarénisation d'un granit à muscovite", Madrid, *Boi. Geol. y Minero*, T.LXXXI, II-III, pp.135-13.
- (1973) - "Sobre a presença de gibsite em solos derivados de rochas graníticas em climas tropicais e temperados", Lisboa, *Garcia da Orta*, Série Geologia, Vol.1, n^o1, pp. 15-21.
- (1981-82) - "Novos dados sobre a presença de gibsite em solos derivados de granitos do NW de Portugal", Lisboa, *Garcia da Orta*, Série Geologia, Vol.5, n^o1 e 2, pp. 59-68.
- GACHELIN, Christiane (1978) - "Néotectonique et géomorphologie du Monténégro Littoral", Aix-Marseille, *Méditerranée*, n^o4, pp. 19-37.
- GARREAU, J. (1985) - "Alvéoles circulaires ou ellipsoïdales des roches granitiques et métamorphiques de Bretagne Occidentale", Paris, *Physio-Géo*, n^o13, pp. 31-38.
- GODARD, Alain (1965) - "Morphologie des socles et des massifs anciens. Questions d'altération", *Revue Géographique de l'Est*, n^o1, pp. 91-101.
- (1967) - "Morphologie des socles et des massifs anciens: érosion différentielle et tectonique recente", *Revue Géographique de l'Est*, T.VII, n^o1-2, pp. 201-209.
- (1977) - *Pays et paysages du granite*. Paris, 1^o ed., P.U.F., 232 p.
- GOMES, Celso F. (1988) - *Argilas. O que são e para que servem*. Lisboa, Fundação Calouste Gulbenkian, 457 p.
- GRILLÔT, Jean-Claude; DROGUE, Claude (1985) - "Tectonique cassante dans les granites hercyniens du Nord du Portugal (région de Viseu)", Paris, *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, Vol.26, Fasc.1, pp.19-28.
- GROVES, A. W. (1937) - *Silicate Analysis*, Londres, Thomas Murby & Co.
- JUNG, J ; BROUSSE, R. - *Classification modale des roches éruptives utilisant les données fournies par le compteur de points*, Paris, Masson e Cie., 112 p.
- KUZUCUOGLU, Catherine (1982) - "L'origine des alvéoles en milieu cristallin. L'exemple du massif de Kozak (Turquie)", Paris, *Physio-Géo*, n^o4, pp.1-23.
- LAGASQUIE, J.J. (1974) - "Les dépressions granitiques de l'est des Pyrénées", Toulouse, *Revue Géog. des Pyrénées et du Sud-Ouest*, T.45Q, pp. 55-56.
- (1984) - "Géomorphologie et diapirisme granitique", Paris, *Annales de Géographie*, n^o 515, pp.1-22.
- (1985) - *Géomorphologie des granites. Les massifs granitiques de la moitié orientale des Pyrénées françaises*, Paris, Edit. du CNRS, 374 p.
- (1989) - "Fracturation et étagement des surfaces d'érosion dans un socle: l'exemple de Millas (Pyrénées Orientales)", Paris, *Bull. Assoc. Géog. Franç.*, n^o1, pp. 35-41.
- LE COEUR, Charles (1982) - "Les formes d'érosion différentielle dans le complexe granitique annulaire des Mourne Mountains (Irlande du Nord): le rôle morphologique des bordures intrusives", Paris, *Physio Géol*, n^o5, pp.1-22.
- LEPVRIER, C. ; MOUGENÔT, D. (1984) - "Déformations cassantes et champs de contrainte posthercyniens dans l'Ouest de l'Ibérie (Portugal)", Paris, *Rev. Géol. Dyn. et Géog. Physique*, Vol.25, FdiScA, pp.291-305.

- MEDEIROS, A. Cândido; MOREIRA, E. Pereira (1980) - *Carta Geológica de Portugal Notícia Explicativa da folha 9-D (Penafiel)*, Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal, 46 p.
- MIDDLEMOST, Eric (1985) - *Magmas and magmatic rocks*, New York, Longman, 266 p.
- MIETTON, Michel (1985) - "Alvéoles et reliefs résiduels associés (Sud de la Haute-Volta, région de Tiébélé)", Paris, *Physio Géol.*, n°13, pp. 67-78. NEIVA, J.M. Cotelos; NEIVA, Ana; GODINHO, M.Q965) - "Meteorização do granito em clima temperado quente-alteração do granito de Pisões (Montalegre)", Coimbra, *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, n°60, pp.33-53. NEVES, L.J.;
- GODINHO M.M. (1987) - "Nota sobre o comportamento geoquímico da biotite de rochas granitoides face à alteração", Coimbra, *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, n°103, pp. 49-64. NONN, H. (1971) - "Sur le problème de l'érosion différentielle en terrain granitique. Présentation de deux cas Galiciens", Lisboa, *Finisterra*, Vol.VI, n°12, pp. 247-255. NUNES, J.E.; BRAGA, M.A.Sequeira (1979) - "Ocorrência de montmorilonite em rochas graníticas da região de Braga", Lisboa, *Bol.Mus.Lab.Min.Geol. Fac.Ciências*, Vol.16, Fasc.I, pp. 69-80. OLIVEIRA, J.M.Santos et al (1979) - "Bases metodológicas para o estudo geoquímico de granitoides de Portugal", Lisboa, *Com. dos Serv. Geol. de Portugal*, n°64, pp. 287-298.
- OLIVEIRA, J.M. Santos (1970) - "Geoquímica de alguns granitos do Norte de Portugal e suas relações com mineralizações estaníferas", Porto, *Estudos Notas e Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro*, Vol. XIX, Fase. 3-4, pp. 227-275. OLLIER, C. D. (1971) - "Causes of spheroidal weathering", *Earth Sciences Reviews*, n°7, pp.127-141.
- (1975) - *Weathering*. Londres, 2ª ed., Longman Group Limited, 304 p.
- (1981) - *Tectonics and landforms*, Londres, Longman Group Limited, 324 p.
- PAIS, João (1986) - "Évolution de la végétation et du climat pendant le Miocène au Portugal", Lisboa, *Ciências da Terra*, n°8, pp.179-191.
- (1989) - "Evolução do coberto florestal em Portugal no Neogénico e no Quaternário", Lisboa, *Com. Serv. Geol. Portugal*, T.75, pp. 67-72.
- PEDRO, G. (1968) - "Distribution des principaux types d'altération à la surface du globe. Présentation d'une esquisse géographique", Paris, *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, Vol.10, Fasc.5, pp. 457-470. PEDROSA, António de Sousa (1988) - *As vertentes na área de S.Miguel-O-Anjo. Contributo para o estudo da sua evolução*, Porto, Provas de Apt. Ped. e Cap. Científica, 155 p.
- PEREIRA, Eurico (1985) - *Ciclo Hercínico e o sector Entre Douro e Minho (Deduções baseadas na paleogeografia da Península Ibérica)*. Lisboa, Fac. Ciências, 155 p.
- (1987) - *Estudo geológico-estrutural da região de Celorico de Basto e sua interpretação geodinâmica*. Lisboa, Dissertação de Doutoramento apresentada na Faculdade de Ciências da Universidade Lisboa, 274 p.
- (1988) - "Soco Hercínico da Zona Centro-Ibérica-Evolução Geodinâmica", Lisboa, *Geonovas*, n°10, pp.13-35.
- (1989) - *Notícia Explicativa da folha 10A. Celorico de Basto*. Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal, 53 p.
- PETIT, Michel (1985) - "Deux bassins dans les socles tropicaux: le Mutara granitique (Rwanda), les Babas Budan Hills métavolcaniques (Inde Péninsulaire méridionale)", Paris, *Physio Géol.*, n°13, pp. 79-89. PINTO, A.F. Ferreira (1974) - "Acções tectónicas e metassomatismo em granodioritos do Norte de Portugal", Coimbra, *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, n°77, pp.1-27.
- (1975) - "Geoquímica das alterações de rochas granodioríticas do Norte de Portugal", Coimbra, *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, n° 79, pp.1-34.
- RAMALHAL, F.J.S.; RAMALHAL, Mª Regina (1984) - "Técnicas sedimentológicas. Ensaio de aplicação. II - Cálculo do balanço da matéria durante a meteorização pelo método de Kornienko. Aplicação a rochas graníticas e gábróicas de Angola", Lisboa, *Garcia da Orta - Série de Geologia*, Vol.7, n°1 e 2, pp. 67-85.
- READ, H. H. (1948) - "Granites and granites", *The Geological Society of America*, n°28, pp.1-19.
- (1957) - *The granite controversy*, Londres, Thomas Murby e Co., 430 p.
- REBELO, Fernando (1975) - *Serras de Valongo. Estudo de geomorfologia*. Coimbra, Suplementos de Biblos, n°9, 194 p.
- (1985) - "Contribuição para o conhecimento do modelado periglacial de baixa altitude em Portugal", Lisboa, *Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico*, Vol. I, pp.141-151.
- REYNAUD, A. (1971) - *Épistémologie de la Géomorphologie*, Paris, Masson et Cie. 125 p.
- RIBEIRO, A. et al (1979) - *Introduction à la Géologie générale de Portugal*, Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal, 114 p.

- RIBEIRO, A. *et al* (1983) "Modele géodynamique des Hercynides Ibériques", Lisboa, *Com. Serv. Geol de Portugal*, T.69, Fasc.2, pp. 291-293. RIBEIRO, A. (1974) - *Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental*, Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal, Memória n^o 24 (nova série), 168 p.
- (1984) - "Néotectonique de Portugal", *Livro de Homenagem a Orlando Ribeiro*, Lisboa, CEG, Vol.1, pp.173-182.
- (1984) - "Evolução geodinâmica da Zona Centro-Ibérica", Lisboa, *Geonovas*, Vbl. 1, n^o7, pp.146-146.
- (1988) - "A tectónica alpina em Portugal", Lisboa, *Geonovas*, n^o10, pp. 9-11.
- ROCHETTE CORDEIRO, A.M. (1991) - *Alguns aspectos da morfologia granítica do Maciço da Gralheira*, Coimbra, Livro-Guia da Viagem de Estudo à Serra da Freita, IV Semana de Geografia Física, 38 p.
- (1992) - "Alvéolos graníticos do Centro-Norte de Portugal. Génese e tipologia", Porto, *Actas do VI Colóquio Ibérico de Geografia* (no prelo).
- (1992) - "O peso do factor estrutural no desenvolvimento do relevo granítico ligado à erosão diferencial (o exemplo dos alvéolos do Centro-Norte de Portugal)", Porto, *Actas do VI Colóquio Ibérico de Geografia* (no prelo).
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1982) - "Framework and evolution of Hercinian mineralization in Iberian Meseta", Lisboa, *Com. Serv. Geol. de Portugal*, T.68, Fasc.1, pp. 91-140. SEDDOH, F. (1973) - "Altération des roches cristallines du Morvan (granites, granophyres, rhyolites). Étude minéralogique, géochimique et micromorphologique", *Mémoire Géologique de l'Université de Dijon*, n^o1, 377 p. SILVA, J.M. Vieira (1980) - "Ocorrência de vermiculite - Al e gibsite em solos de granito do Noroeste de Portugal. Génese destes minerais", Lisboa, *Com. Serv. Geol. de Portugal*, T.66, pp. 71-77. SOEN, Oen Ing (1970) - "Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal", Madrid, *Boi. Geol y Minero*, T. LXXXI, II-III, pp. 157-184. STRAHLER, A.N. (1984) - *Geografia Física*, Barcelona, T Ed., Ed.Omega, S.A., 767 p.
- (1987) - *Geologia Física*, Barcelona, Ed.Omega, S.A., 629 p.
- SUGUIO, K (1980) - *Rochas Sedimentares*, São Paulo, Edgard Blücher, 500 p.
- TEIXEIRA, Carlos; PAIS, João; ROCHA, Rogério (1979) - *Quadros de unidades estratigráficas e da estratigrafia portuguesa*, Lisboa, INIC, 28 p. TWIDALE, C. R. (1982) - *Granite landforms*, Amsterdam, Elsevier, 372 p. UNA ALVAREZ, Elena (1986) - "Tectónica de fractura tardihercínica en los afloramientos graníticos: el ejemplo dei Macizo de "A Corufta" (Galicia, Espana)", Coimbra, *Actas do IV Colóquio Ibérico de Geografia*, pp. 917-921. VIDAL ROMANI, J.R. *et al* (1983) - "Rasgos de micromodelado periglacial actual sobre zonas graníticas de los Pirineos espanoles (Panticosa, Huesca y Cavales, Lleida)", *Acia Geológica Hispânica*, T. 18, pp. 55-65. VIDAL ROMANI, J.R. (1984) "Geomorfologia granítica. Modelo de deformación post-tectónica de los macizos rocosos", Coimbra, *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Min. Geol Univ. Coimbra, n^o97, pp.143-158.
- (1989) - "Geomorfologia granítica en Galicia (NW Espana)", Corufta, *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, n^o13, pp. 89-163.
- WHALLEY, W.B.; DOUGLAS, G.R.; MC GREEVY, J. P. (1982) - "Crack propagation and associated weathring in igneous rocks", Berlin, *Zeitschrift fur Geom.*, 26(1), pp. 33-53.



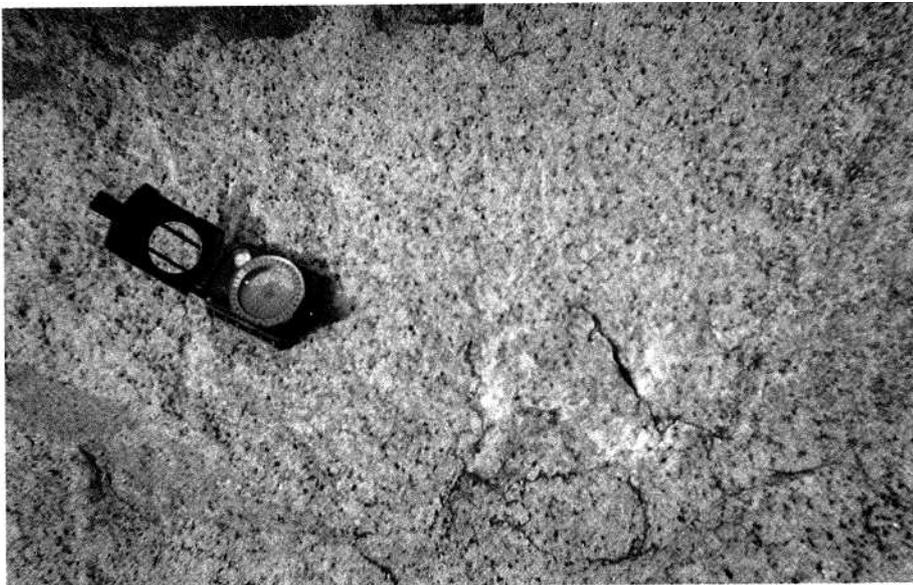
Fot. 1 - Granodiorito de Felgueiras. Note-se a dimensão dos megacristais de feldspato potássico e o seu destaque da matriz



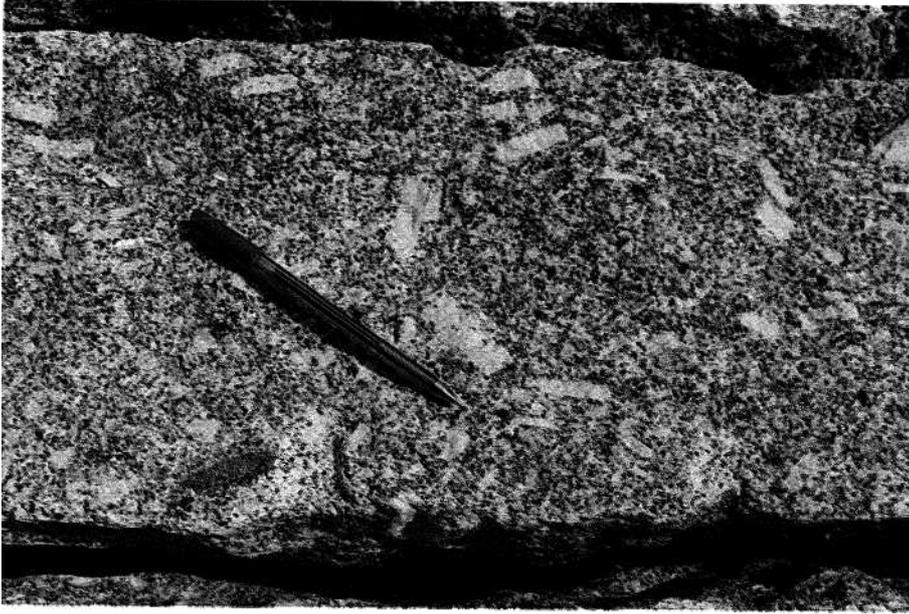
Fot. 2 - Granito de Guimarães e Sto. Tirso



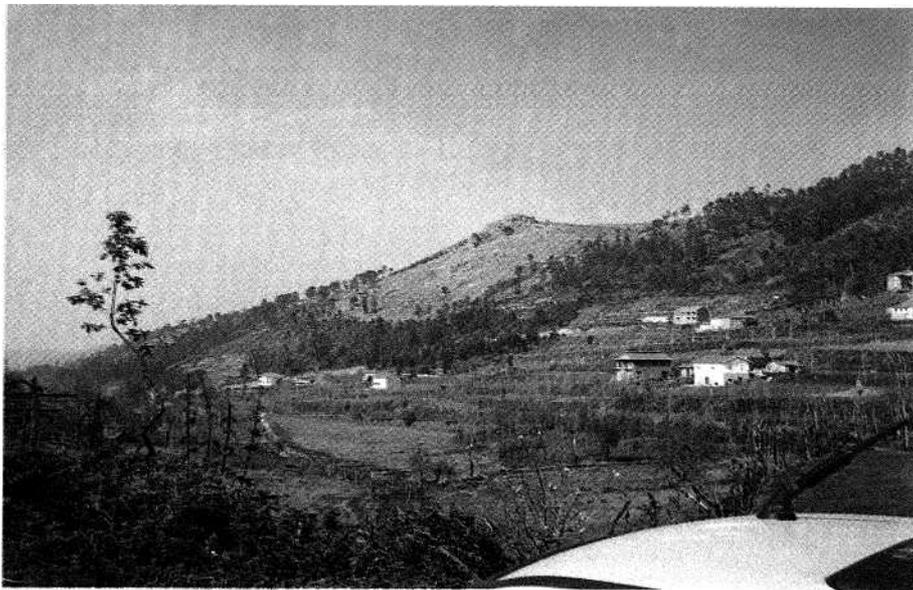
Fot. 3 - Granito de Guimarães e Sto. Tirso. Enclave de rocha metassedimentar



Fot. 4 - Granito de Lustosa e Regilde



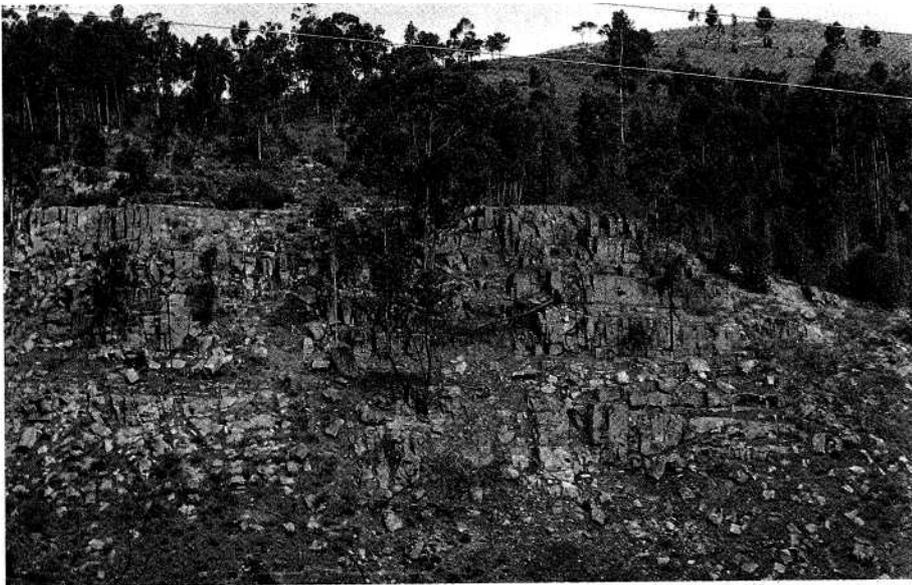
Fot. 5 - Granito de Burgães, Selho e Arões



Fot. 6 - Serra de Maragotos. No topo destacam-se o afloramento de aplito

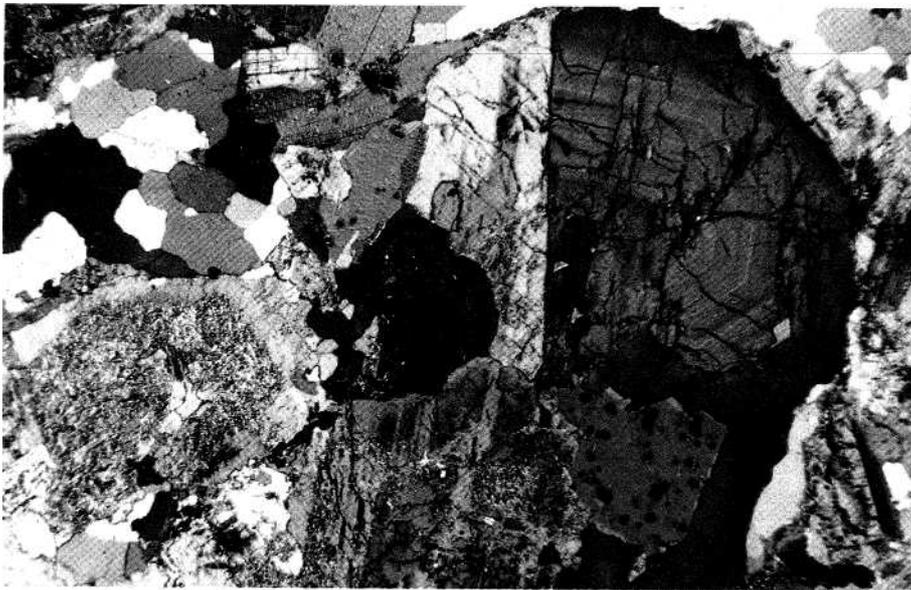
Fot. 7 - Vertente da margem direita do Rio Mezio

Fot. 8 - Vertente da margem esquerda do Rio Mezio. Aspecto geral

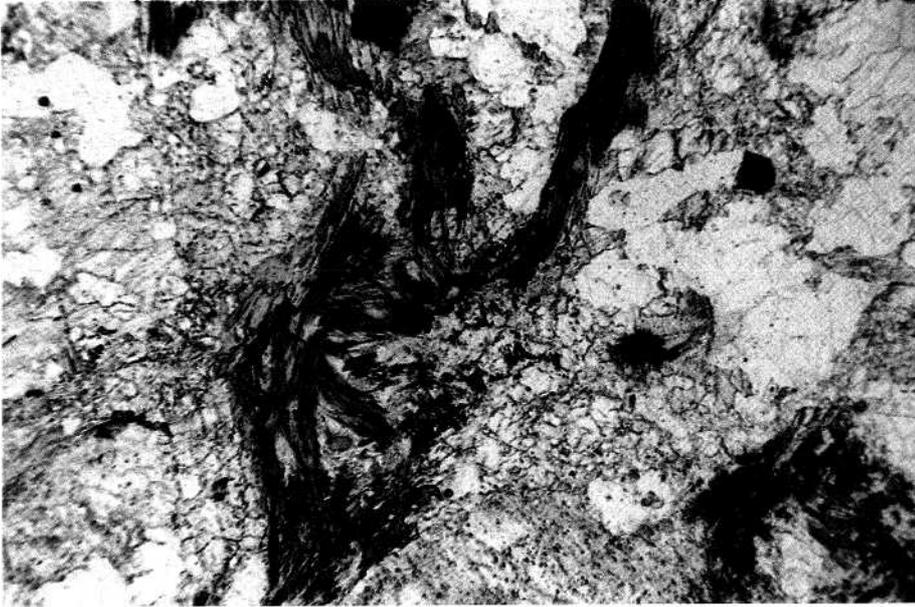




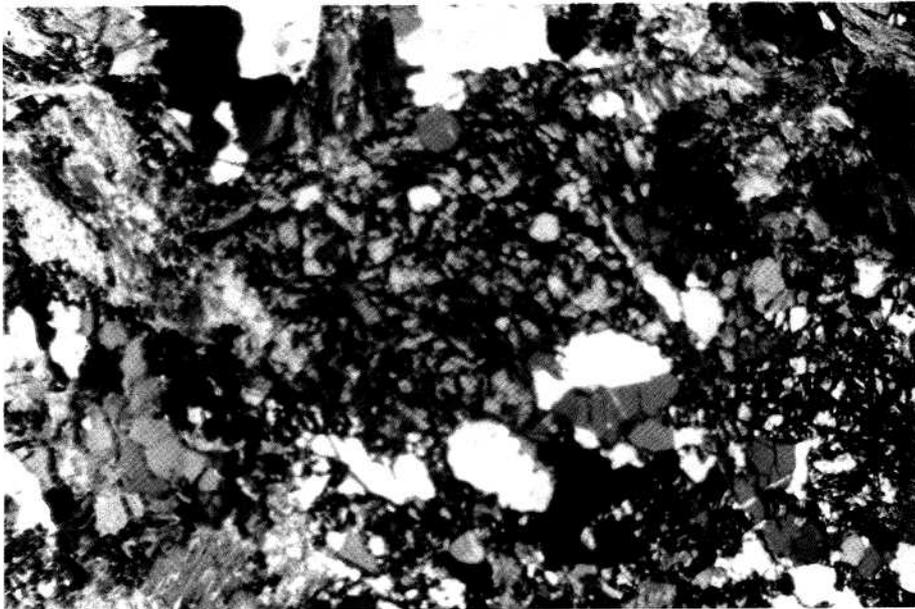
Fot. 9 - Pormenor da vertente da margem esquerda do Rio Mezio. Granito de Guimarães e Sto. Tirso



Fot. 10 - Granodiorito de Felgueiras. Plagioclase zonada evidenciando uma densa rede de microfissuras. No canto superior direito é possível observar o progresso da alteração, caracterizada pelas manchas típicas e pela presença, ainda que reduzida, de sericite. Note-se ainda a relativa conservação da biotite, embora alguns cristais apresentem uma certa descoloração (Nícois cruzados; ampliação aproximada de 24x)



Fot. 11 - Granito de Lustosa e Regilde. Agregados fibrosos de silimanite (Nícois cruzados; ampliação aproximada de 24x)



Fot. 12 - Granito de Lustosa e Regilde. Note-se a densidade da microfissuração (Nícois cruzados; ampliação aproximada de 24x)



Fot. 13 - Perfil de Cimo de Vila. Pormenor da fracturação



Fot. 14 - Perfil de Cimo de Vila. Imbricação de bolas graníticas, sem faixa de transição notória



Fot. 15 - Pormenor do perfil de Calçada, depressão de Nogueira

Fot. 16 - Perfil de Fundo de Vila. Bloco esférico, resultado típico da meteorização esferoidal. Notem-se as sucessivas capas de alteração

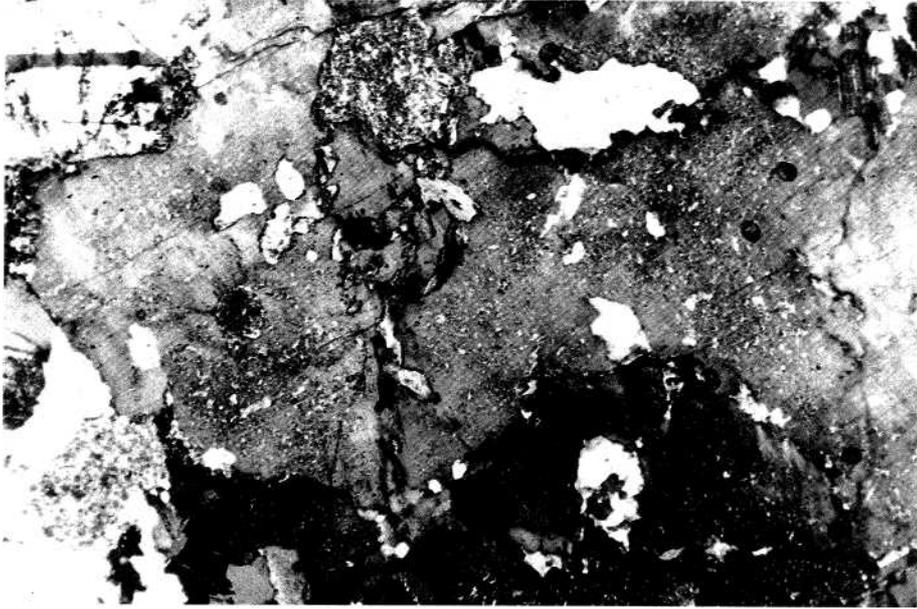




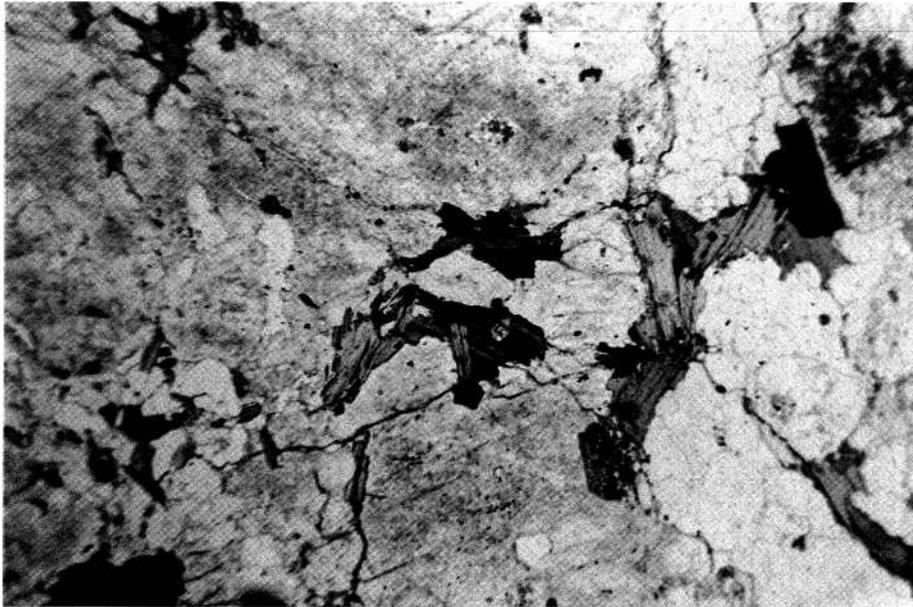
Fot. 17 - Pormenor do Perfil de Ribeira. Pequenas bolas graníticas



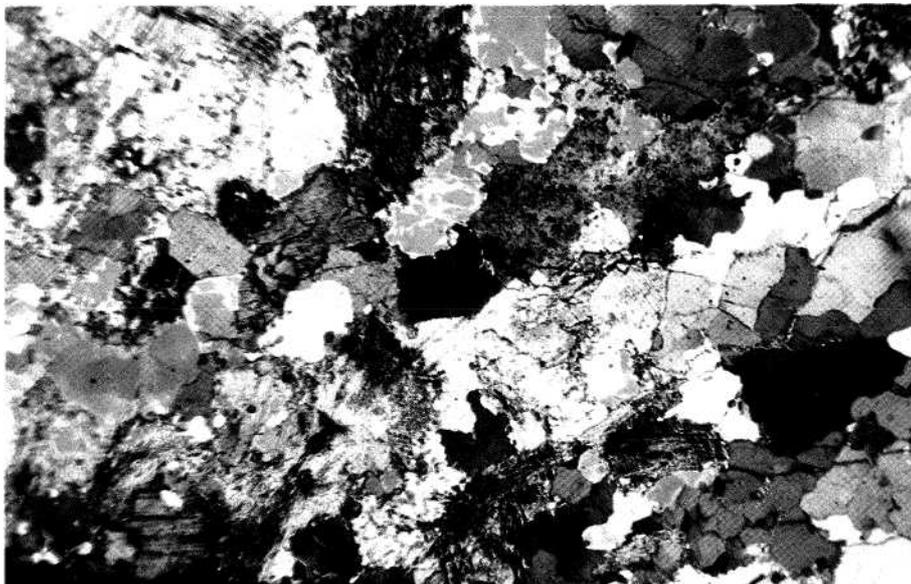
Fot. 18 - Perfil de Ribeira: pormenor de núcleo são, imediatamente envolvido por uma primeira capa de alteração



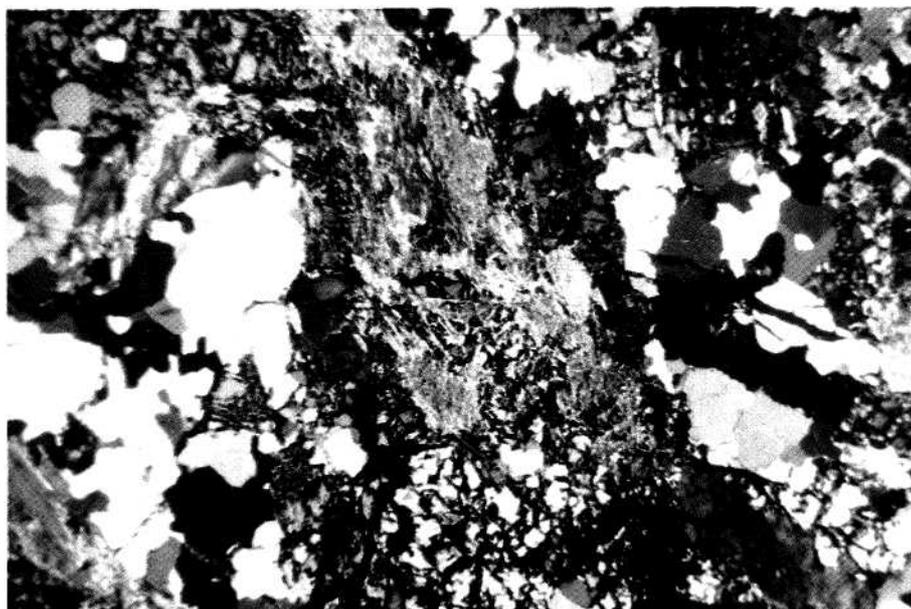
Fot. 19 - Granodiorito de Felgueiras, lâmina correspondente a f(f)2. Feldspato alterado evidenciando a presença, embora incipiente, de sericite (Nóis cruzados; ampliação aproximada de 36x)



Fot. 20 - Granodiorito de Felgueiras, lâmina correspondente a f(f)2. Note-se a descoloração parcial da biotite, bem como a presença de clorite (Nóis paralelos; ampliação aproximada de 24x)



Fot. 21 - Granito de Lustosa e Regilde, lâmina correspondente a f(1)l (Nícois cruzados; ampliação aproximada de 24x)



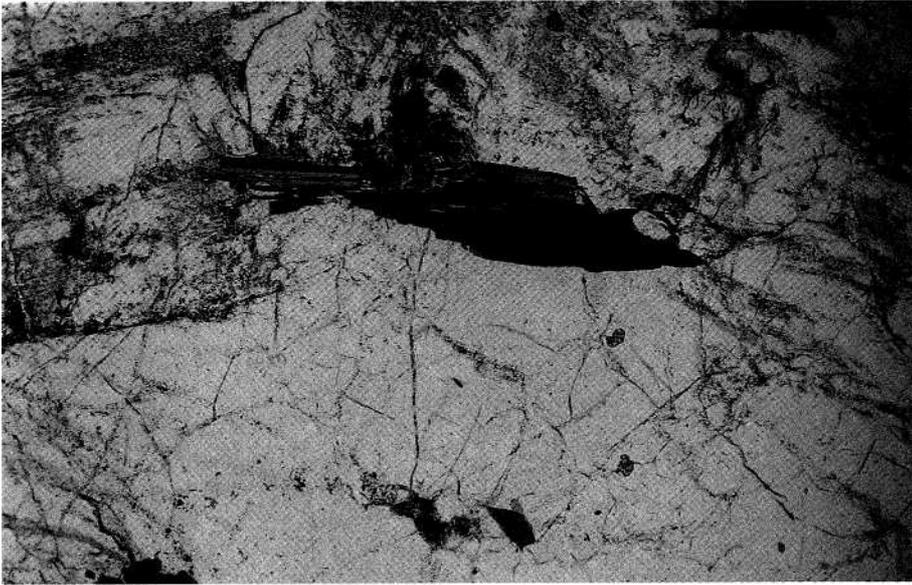
Fot. 22 - Granito de Lustosa e Regilde, lâmina correspondente a f(1)2. Ao centro, feldspato muito alterado. Observe-se a densa rede de microfissuras (Nícois cruzados; ampliação aproximada de 24x)



Fot. 23 - Granito de Guimarães e Sto. Tirso, lâmina correspondente a %1. Megacristal de microclina com plagioclase parcialmente alterada inclusa (Nícois cruzados; ampliação aproximada de 24x)



Fot. 24 - Granito de Guimarães e Sto. Tirso, lâmina correspondente a f(g)2. Plagioclase denunciando forte alteração. Note-se a relativa conservação da biotite, embora alguns grãos evidenciem já uma, certa descoloração (Nícois cruzados; ampliação aproximada de 40x)



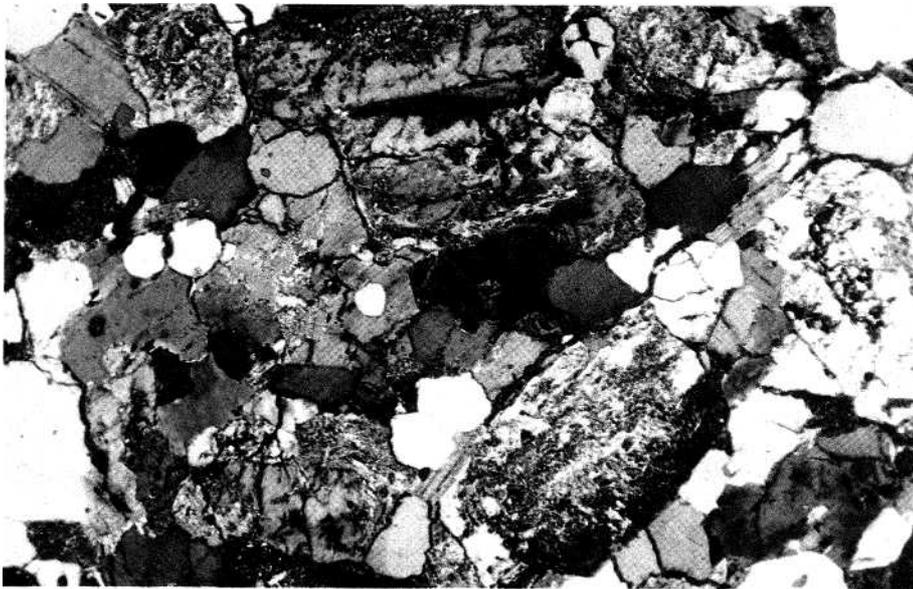
Fot. 25 - Granito de Guimarães e Sto. Tirso, lâmina correspondente a í(g)2. Cloritização parcial da biotite (Nícois paralelos; ampliação aproximada de 24x)



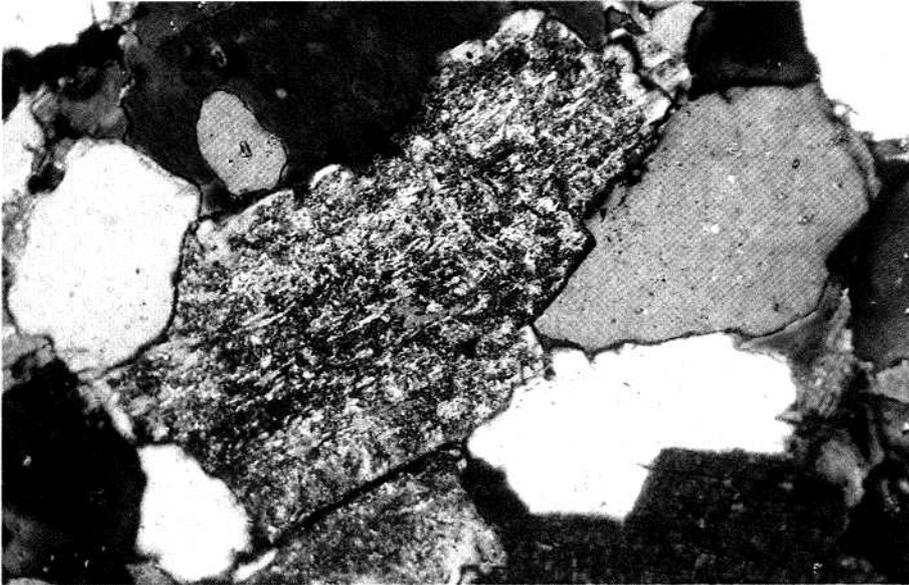
Fot. 26 - Granito de Burgães, lâmina correspondente a fibj1. Note-se a forte presença dos óxidos/hidróxidos de ferro (Nícois cruzados; ampliação aproximada de 40x)



Fot. 27 - Granito de Burgães, lâmina correspondente a f(b)1. Repare-se na parcial cloritização que algumas biotites evidenciam. (Nícois cruzados; ampliação aproximada de 40x)



Fot. 28 - Granito de Burgães, lâmina correspondente a f(b)2. Alteração do feldspato potássico e plagioclase (Nícois cruzados; ampliação aproximada de 36x)



Fot. 29 - Granito de Burgães, lâmina correspondente a f(b)2. Ao centro, plagioclase muito alterada. (Nicois cruzados; ampliação aproximada de 100x)



Fot. 30 - Alvêolo de Caldas de Vizela - Barrosas



Fot. 31 - Alvéolo de Cancela Nova - Alvarenga



Fot. 32 - Alvéolo de Covas-Figueiras. Ao fundo, observa-se o alinhamento de Cristelos