

Notícia Explicativa

**Carta Geológica
Simplificada
do Parque
Arqueológico
do Vale do Côa**

M. L. Ribeiro



Instituto Geológico e Mineiro



**Parque
Arqueológico
Vale do Côa**

Notícia Explicativa da Carta Geológica Simplificada do Parque Arqueológico do Vale do Côa

M. L. RIBEIRO

Instituto Geológico e Mineiro



Parque
Arqueológico
Vale do Côa

ERA	PERÍODO	ÉPOCA	IDADE ABSOLUTA (MILHÕES DE ANOS)	SÍNTESE DO REGISTO GEOLÓGICO AFLORANTE NA ÁREA DO P.A.V.C.
CENOZÓICO	QUATERNÁRIO	HOLOCÉNICO		
		PLISTOCÉNICO	0,01	em rios e vertentes
	TERCIÁRIO	NEOGENICO		
		PLIOCÉNICO	2	associada a leques aluviais
		MIOCÉNICO	5	
		OLIGOCÉNICO	25	
		EOCÉNICO	38	associada à fracturação
		PALEOCÉNICO	55	
			65	
MESOZÓICO				Sem registo geológico
				Filões de rocha básica
			245	Sem registo geológico
	PÉRMICO			
			295	Granitóides
	CARBÓNICO			
			360	Sem registo geológico
	DEVÓNICO			
	SILÚRICO			
	ORDOVÍCIO			Sedimentação marinha de pequena pro-
			500	
	CÁMBRICO			Sedimentação "flyschoidal"
			540	Complexo Xisto - Grauváquico
PRECÂMBRICO	VENDIANO SUP.			
				Sem registo geológico

Notícia Explicativa da Carta Geológica Simplificada do Parque Arqueológico do Vale do Côa

A Carta Geológica Simplificada do Parque Arqueológico do Vale do Côa (PAVC) foi elaborada pelo Instituto Geológico e Mineiro (IGM) a pedido da Direcção daquele Parque e resultou da simplificação e uniformização dos dados já publicados nas cartas geológicas à esc. 1/ 50 000 de Moncorvo, Vila Nova de Foz Côa, Freixo de Espada à Cinta e Figueira de Castelo Rodrigo, completados com alguma cartografia inédita.

Destinando-se este trabalho, essencialmente, à divulgação da geologia da região do PAVC, procurámos referir e ilustrar, sempre que possível, os melhores locais de observação dos diversos fenómenos geológicos.

De uma forma geral pode dizer-se que o registo geológico do PAVC abrange essencialmente dois períodos sedimentares:

- o inicial, que se estima ter ocorrido entre o Precâmbrico superior e o Ordovícico inferior e
- o final, que compreende a sedimentação actual e subactual (Cenozóico).

Em nenhum destes períodos se pode garantir a existência de registo geológico contínuo. A idade das formações não é conhecida com rigor, exceptuando, talvez, a dos sedimentos mais recentes que incluem indústrias pré-históricas.

Contudo, e apesar de eventuais lacunas e incertezas cronológicas, a análise das formações geológicas que afloram no PAVC contém informações científica e didáctica muito importantes, nomeadamente no que refere à exemplificação dos processos sedimentares que presidiram à sua génese e dos diversos ambientes em que estes ocorreram (de plataforma, delta submarino e planície abissal associada).

Por outro lado, durante o tempo que decorreu entre os dois períodos de registo sedimentar atrás mencionados, ocorreram grandes acontecimentos geológicos que atingiram vasta região do Globo, incluindo os terrenos que agora constituem o nosso país, e que tiveram como consequência final o soerguimento da Cadeia Hercínica ou Varisca, uma importante cadeia de montanhas dos finais do Paleozóico.

O registo desses acontecimentos pode observar-se nas rochas do período mais antigo, que se encontram deformadas e metamorfizadas. Geraram-se então, também, magmas que se instalaram em profundidade onde lentamente arrefeceram, dando origem às rochas graníticas. Estas rochas são agora visíveis porque os vários quilómetros de sedimentos, que lhes serviram de cobertura, foram entretanto removidos pela acção dos agentes erosivos.

Podemos então dizer que, na presente Carta Geológica do PAVC, ocorrem rochas dos três tipos principais, habitualmente considerados em Geologia:

- **Sedimentares** – que se têm depositado desde o Cenozóico à actualidade;
- **Magmáticas** – maioritariamente granitóides, filões associados e filões basálticos, de idade permocarbónica e triásica, respectivamente;
- **Metamórficas** – derivadas de sedimentos precâmbrios e paleozóicos, por efeito de adequações termotectónicas de âmbito regional e local, instaladas em resposta aos movimentos responsáveis pela edificação da Cadeia Varisca, muito diferentes daquelas em que originalmente se geraram.

Por outro lado, são ainda de salientar as estruturas morfotectónicas, relacionadas com a fracturação tardivarisca, que se integram num dos alinhamentos estruturais mais importantes da Península Ibérica e que, por isso mesmo, podemos considerar ímpares ao nível do País.

Morfotectónica

Do ponto de vista geomorfológico, a região do PAVC integra-se no Maciço Hespérico, um bloco rígido de forma aproximadamente triangular, que constitui a “ossatura” da Península Ibérica.

Dominado por altas peneplanícies, este maciço apresenta superfície grosseiramente tabular, suavemente inclinada para o oceano Atlântico, que se tem designado Meseta Ibérica. Depósitos sedimentares cenozóicos não deformados, especialmente visíveis em Espanha, fossilizaram aquela superfície, conservando-a até aos nossos dias. A Meseta Ibérica é interrompida pelos relevos do Maciço Central, onde se inclui a Serra da Estrela, ficando dividida nas partes setentrional e meridional, onde se implantaram os grandes rios e respectivas bacias hidrográficas.

A região da Carta Geológica do PAVC situa-se na Meseta Setentrional, fazendo parte da bacia hidrográfica do rio Douro. As maiores altitudes encontram-se nas serras da Marofa e Vieira, que constituem a zona central da extensa crista quartzítica que atravessa a parte sul da Carta. Estas serras atingem cotas máximas próximas dos 1000 m (976 m, na Marofa). A partir deste relevo, a superfície da Meseta retoma, rapidamente, altitudes da ordem dos 650 m / 670 m nas regiões limítrofes a norte e a sul da crista, para depois descer suavemente na direcção do rio Douro a menos de 200 m. Como relevos residuais desta região podem citar-se as cristas de S. Gabriel, a NW de Castelo Melhor, dentro do PAVC, e a de Poio-Cumeada, na margem norte do rio Douro. Qualquer destes pontos mais elevados oferece belíssimo panorama sobre a superfície basculada da Meseta.

Muitos dos afluentes e subafluentes do rio Douro apresentam traçado rectilíneo pelo facto de se terem encaixado aproveitando a fracturação tardivarisca, organizada em sistemas com orientações NNE-SSW, o principal, e WSW-ENE a WNW-ESE, os restantes.

Entre as grandes falhas da região salientam-se, pela sua continuidade, as de Escalhão-Barril, Barca d’Alva-Penha de Águia, Seixo-Coriscada, Castelo Melhor-Sta Comba, e Vilariça-Longroiva.

Esta última, na fronteira ocidental da carta geológica, constitui uma referência geomorfológica, dada a sua grande extensão. É um acidente complexo, com fracturação paralela numa faixa de largura quilométrica, em que o abatimento dos blocos centrais originou a formação de um fosso ou “graben”, o qual se traduz pela presença de um extenso e largo vale. Este “graben”, que corre ao longo do limite ocidental da Carta, é uma estrutura notável, de visita obrigatória a todas as gerações de geólogos e geógrafos portugueses. Nos bordos da Falha da Vilariça-Longroiva, o lado oriental deslocou-se cerca de 5,5 km para norte relativamente ao ocidental que, por seu turno, sofreu ascensão relativa. A movimentação dos blocos desta falha, dita esquerda, parece continuar-se até aos nossos dias, a julgar pela deformação dos sedimentos relativamente recentes e pelos registos de sismicidade actual.

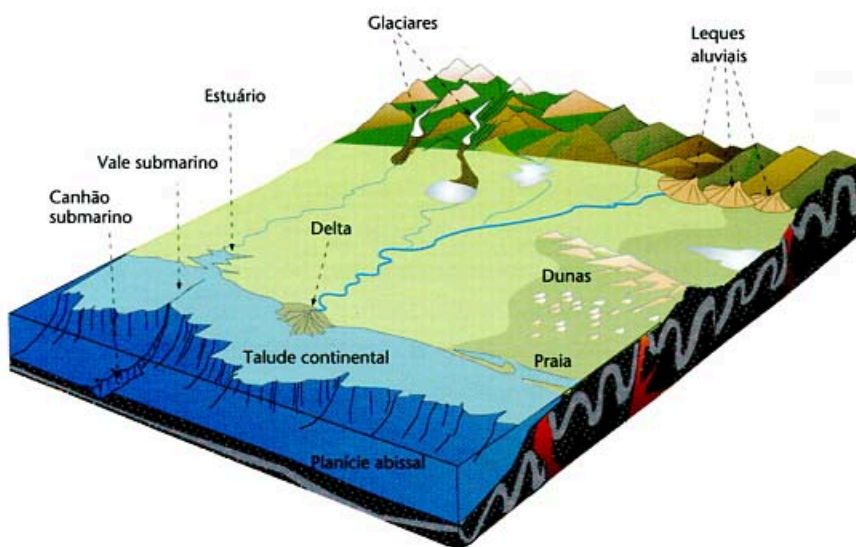


Fig. 1 Bloco-diagrama evidenciando a localização dos principais tipos de ambientes sedimentares (continentais, litorais e marinhos), a que correspondem as rochas do PAVC.

Estratigrafia

Neste capítulo faz-se uma breve descrição das unidades litológicas observadas na área da Carta, respeitando a ordem cronológica da sua deposição original (do Precâmbrico à actualidade) e de acordo com a respectiva legenda.

Precâmbrico – Paleozóico (Vendiano Superior – Câmbrico)

Complexo Xisto-Grauváquico:

As formações litológicas abrangidas por esta designação seriam mais correctamente referidas sob a rubrica de Super Grupo Dúrico-Beirão, actualmente utilizada nas publicações do IGM.

A preferência dada neste trabalho de divulgação àquela antiga designação deve-se ao reconhecimento que a maioria dos geólogos, de todas as especialidades, lhe dispensou, continuando a utilizá-la na grande parte dos trabalhos escritos e nos colóquios, o que a torna mais conhecida.

O Complexo Xisto-Grauváquico possui uma larga área de afloramento em Portugal que abrange o Alto Alentejo, as Beiras, o Douro e vai até à fronteira setentrional. À escala peninsular, faz parte da mega-unidade superior de um amplo supergrupo litostratigráfico que se depositou durante um longuíssimo período de tempo, na sequência da última orogenia precâmbrica. Esta mega-unidade possui grande variedade litológica e não se apresenta afectada pelas fases de deformação mais tardias daquela orogenia.

De forma geral, considera-se que o Complexo Xisto-Grauváquico se depositou em ambientes sedimentares muito variáveis, como leques aluviais, fluviais e deltaicos, depósitos costeiros de natureza diversa, depósitos de talude e, ainda, em leques submarinos profundos. Estes ambientes têm sido reconhecidos através da análise cuidada das suas litofácies siliciclásticas (sedimentos com quartzo). Para poder compreender inteiramente o significado geodinâmico implícito na cartografia geológica, é necessário ter algum conhecimento sobre a problemática envolvida e os métodos

de estudo destes materiais. Na ausência de melhor informação que não caberia no âmbito deste trabalho, apresentamos, esquematicamente, na figura 1, a disposição fisiográfica dos vários tipos daqueles ambientes de deposição sedimentar.

A idade do CXG tem sido calculada por métodos indirectos (correlação litostratigráfica) como precâmbrica/câmbrica (do Precâmbrico superior ao Câmbrico superior). Os dados mais significativos a este respeito são os seguintes:

- CXG assenta em discordância sobre o Precâmbrico da região de Miranda do Douro, datado de 618 milhões de anos por métodos radiométricos;
- Ordovícico inferior, que se lhe sobrepõe em toda a região, assenta, geralmente, em discordância angular.

Como macrofósseis apenas se encontraram trilobites mal conservadas, na região de Moncorvo, e bivalves, na Serra do Marão. Além de muito raros, os fósseis são, em ambos os casos, estratigraficamente pouco significativos, não permitindo adiantar mais informação às idades acima referidas.

Como se pode ver na carta geológica, são várias as formações litológicas que compõem o CXG da região – Fm. Rio Pinhão, Fm. Ervedosa do Douro, Fm. Pinhão, Fm. Desejosa e Fm. Excomungada. Por outro lado, as relações estratigráficas entre estas formações são relativamente complexas, com deposição simultânea de materiais diferentes nos diversos locais da região, como se mostra na respectiva coluna estratigráfica.

O estudo dos tipos de litofácies e da sua distribuição espacial conduziu à elaboração de um modelo, em que a sedimentação regional inicial seria relativamente homogénea, distal e anóxica, com xistos carbonosos e grauvaques escuros, evoluindo depois no sentido da diversificação deste regime para bacias mais restritas, com deposição de diferentes tipos de sequências lado a lado (*Fig. 2*). Por este motivo, na faixa correspondente à Serra da Marofa, depositaram-se, durante um longuíssimo período de tempo, sedimentos mais grosseiros, de menor profundidade,

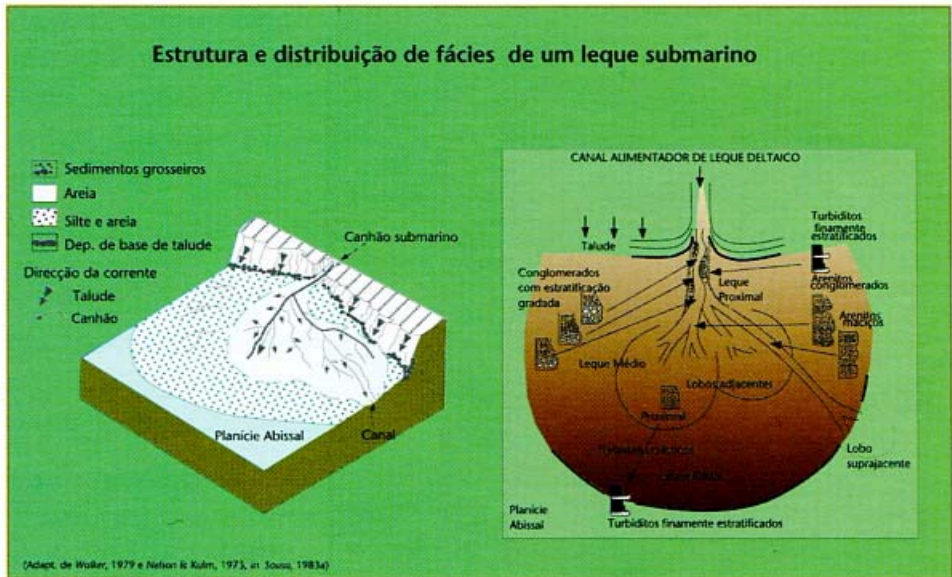


Fig. 2 A sedimentação do CXG iniciou-se em ambientes relativamente distais e evoluiu no sentido da formação de bacias restritas com deposição de sequências litológicas diferentes lado a lado.

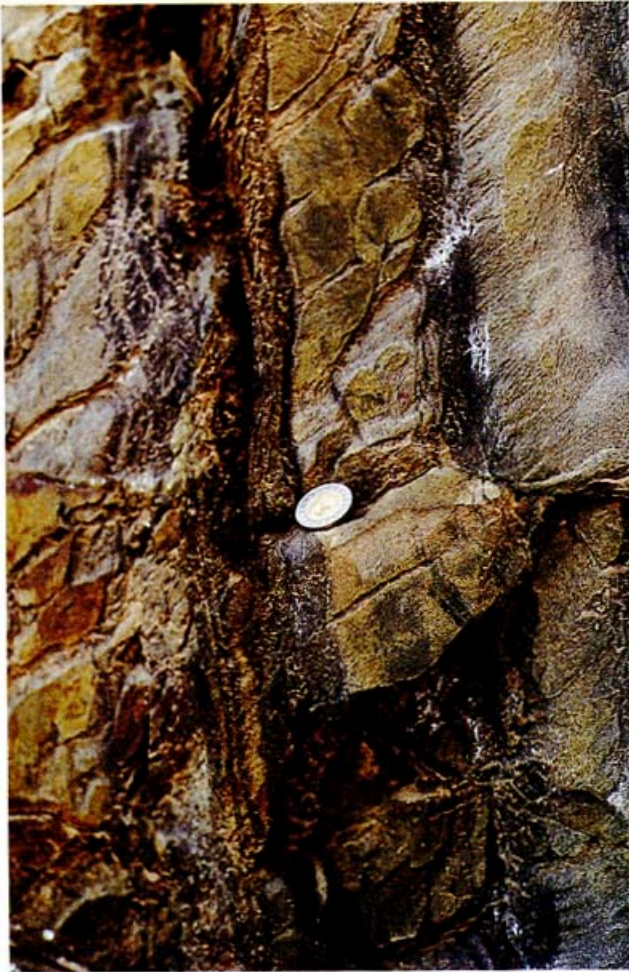
correspondendo a uma zona proximal ou canalizada, diferente das limítrofes.

Rp – Formação de Rio Pinhão

É a formação mais antiga e aflora em várias manchas em toda a área da Carta, sendo a continuação natural de formações equivalentes que ocorrem em grandes extensões em todo o vale do rio Douro.

Apresenta boas exposições de que se destacam, pela facilidade de acesso, as das imediações da ponte sobre o rio Côa, na estrada que liga Pinhel a Figueira de Castelo Rodrigo (EN n.º 221) e ao longo da estrada que liga Vilar Torpim à Reigada.

Os sedimentos que a compõem são essencialmente antigos argilitos cloríticos e grafíticos e grauvaques com intercalações de rochas carbonatadas e calcossilicadas, actualmente metamorfizados em fácies diversas, conforme as suas posições relativamente aos lineamentos geotérmicos regionais que se instalaram durante

**Foto 1**

Pormenor das bancadas, dispostas verticalmente, da Fm. de Rio Pinhão junto à Pte do rio Côa (EN n.º 221). Notar a alternância centimétrica de material mais fino, pelítico (de cor escura), e menos fino, siltítico (de cor mais clara), que corresponde à estratificação. Nesta fotografia pode ainda observar-se a clivagem, de flanco inverso, orientada como o plano que contém a moeda que serve de escala, e figuras sedimentares de carga que permitem determinar a posição original do topo e base das bancadas.

a edificação da Cadeia Varisca. Diversas estruturas sedimentares, como laminação paralela, estratificação gradada e figuras de carga, podem ser observadas com relativa facilidade.

No corte da EN n.º 221, nas proximidades da ponte sobre o rio Côa, podem reconhecer-se quatro conjuntos decamétricos de filitos negros, finamente estratificados com intercalações de grauvaques, em bancadas inferiores a 2 m e finos níveis de material calcossilicatado, na base, passando, para o topo, a filitos cinzento-esverdeados, alternando com bancadas de grauvaques cada vez mais frequentes e espessas (*Fotos 1 e 2*).

Os filitos negros apresentam uma granulometria muito fina, onde predomina mica branca, clorite, quartzo, matéria orgânica, óxidos de ferro e sulfuretos (pirite). É este último mineral que, quando alterado, dá o aspecto pulverulento de cor branco-amarelada aos afloramentos (*Foto 3*).

A espessura desta formação foi calculada em cerca de 150 m.

Er – Formação de Ervedosa do Douro

A Fm. de Ervedosa do Douro constitui um pequeno afloramento quase totalmente condicionado por falhas e cavalgamentos, situado a oeste da povoação de Pocinho.

Filitos e quartzofilitos cloríticos, com intercalações de finos níveis contendo magnetite, são as litologias encontradas. As más condições de afloramento e o difícil acesso recomendam a região entre Numão e Vilarouco, uma vintena de quilómetros, a oeste de Vila



Foto 2

Alternâncias centimétricas de filitos cinzento-escuros e decimétricas a métricas de metagrauwaques cinzento-esverdeados, em posição vertical, devido às acções tectónicas, da Fm. de Rio Pinhão, junto à ponte sobre o rio Côa. (EN n.º 221).

**Foto 3**

Alternâncias de filitos negros com sulfuretos e metagregues da Fm. de Rio Pinhão, nas barreiras da estrada n.º 332, junto a Vilar Torpim.

Nova de Foz Côa, como melhor local de observação desta formação.

Na descrição original do perfil-tipo desta formação, a transição a partir da unidade inferior é marcada pelo aparecimento de alternâncias de filitos cloríticos verdes com magnetite e metaquartzos e quartzofilitos de tonalidades claras, esverdeadas, proporcionando uma sucessão finamente estratificada de cor predominantemente verde.

B. SOUSA (1983), ao definir a maioria das formações do CXG no vale do Rio Douro, não deixa de notar a enorme semelhança de fácies e estruturas sedimentares desta formação com as da Fm. de Pinhão. Esta semelhança, associada à interpretação estrutural, levou a que ambas sejam consideradas, pela maioria dos autores actuais, como sendo as mesmas, encontrando-se duplicadas, devido a cavalgamento durante o processo sedimentar.

Pi – Formação de Pinhão

A Fm. de Pinhão ocorre em várias manchas que se estendem por toda a área da carta. Estratigraficamente, assenta sobre a Fm. de Rio Pinhão e é sobreposta pela Fm. de Desejosa. Na região a sul da Serra da Marofa passa, lateralmente, às litologias basais da Fm. de Excomungada.

Nos locais de boa exposição e fácil acesso, esta formação ocorre, geralmente, muito metamorfozizada, como por exemplo a norte de Escalhão e a leste de Escarigo, locais assinalados na carta com os n.ºs 11 e 1, respectivamente.

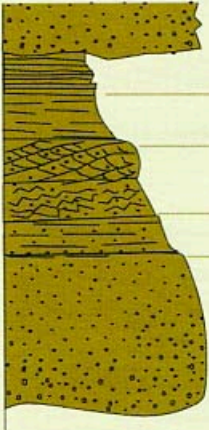
A transição da unidade inferior faz-se pelo aumento de ritmos finamente estratificados de cor verde, enquanto a passagem à Fm. de Desejosa é gradual e, geralmente, rápida. A passagem à Fm. de Excomungada faz-se através do aparecimento de conglomerados.

Esta formação possui uma ritmicidade característica que é acompanhada de laminação oblíqua e/ou convoluta (*Fig. 3*).

Na região cartografada, as litologias incluem, além de filitos e quartzofilitos cloríticos com intercalações de magnetite, comuns nesta formação em todo o vale do rio Douro, intercalações de metacalcários que, por vezes, constituem extensas bancadas.

Os filitos, observados ao microscópio, apresentam-se cloríticos e quartzofilíticos, contendo – quartzo, clorite, mica branca, alguma biotite e pequenas quantidades de óxidos de ferro, ilmenite e magnetite e sulfuretos, pirite. Nas zonas de metamorfismo mais elevado, ocorre andaluzite em agregados grosseiros, nomeadamente no contacto com as rochas granitóides.

Evolução das litofácies e respectivas estruturas numa sequência turbidítica ideal (sequência de Bouma).



	Granulometria	Caracterização	Interpretação
E	Lama	interturbidito, fundamentalmente argilito	Sedimentação pelágica
D		laminação paralela (sup.)	Correntes de turbidez de baixa densidade
C	Areia Silte	laminação oblíqua laminação convoluta	Transporte em regime de correntes de turbidez
B		laminação paralela (plana)	
A	Areia	sedimentação gradada maciça	Deposição rápida

(Middleton & Hampton, 1973 in Sousa, 1983)

Fig. 3 As rochas siliciclásticas do CXG apresentam, muitas vezes, granulometria e figuras sedimentares diversas, indicativas das suas condições de deposição.

De – Formação de Desejosa

Esta corresponde à mancha cartografada de maiores dimensões da Carta do PAVC, onde apresenta fácies variáveis dependentes das litologias originais e dos diversos graus de metamorfismo a que foi sujeita.

Aflora em excelentes condições, nomeadamente na estrada que liga Almendra a Vila Nova de Foz Côa (Foto 4).

De uma forma geral, pode dizer-se que é essencialmente caracterizada pela presença de antigos argilitos, contendo finos “pacotes” de silte, laminado ou lenticular, e estratificação oblíqua e gradada, ocasionais (Fig. 3). Materiais de natureza diferente,

calcossilicatados, ocorrem em raras intercalações. Processos ulteriores, metamórficos e estruturais, converteram estes materiais nos filitos cloríticos e metagrauvaques que actualmente observamos.

Laminação paralela de camadas silto-argilosas, como as da Fm. de Desejosa, tem sido considerada como tipicamente característica de certos ambientes sedimentares do tipo dos “turbiditos”, onde a deposição decorreu a partir da suspensão de lama e areia muito fina, transportadas em regime de torrentes, ditas de turbidez.

Numa fácies especial desta formação, o “Santo Xisto”, com os seus “Xistos Listrados” (Fig. 4), que aflora nas imediações da aldeia de Açoreira, Moncorvo, encontraram-se trilobites. Estes fósseis, embora mal conservados, permitiram atribuir-lhe uma idade câmbrica.

A Fm. de Desejosa e a Fm. de Excomungada, que a seguir se descrevem, foram consideradas, nesta carta, como os termos finais do Complexo Xisto-Grauváquico, depositados simultaneamente, pelo menos em parte. Estas variações laterais de fácies deverão estar



Foto 4 Aspecto do argilito com forte componente carbonatada e finas camadas de silte, correspondendo à fácies “Santo Xisto” da Fm. de Desejosa (Norte de Almendra).

relacionadas com a estruturação fisiográfica no ambiente onde se efectuou a sua deposição, como se verá adiante.

Ex – Fm. Excomungada

Aflora de cada lado da Serra da Marofa, onde constitui uma grande mancha interrompida por outras formações de diferentes idades.

Apresenta boa exposição nomeadamente ao longo da EN n.º 221 que atravessa o rio Côa e segue para Figueira de Castelo Rodrigo.

A norte da Marofa apresenta-se fortemente metamórfica (ultrametamórfica), constituindo verdadeiros migmatitos, onde as estruturas sedimentares originais não passam de pequenas relíquias (*Foto 20*).

A sul da Marofa, pelo contrário, o metamorfismo não ultrapassa os graus baixo e médio, o que permite o reconhecimento das litologias primárias que eram argilitos, psamitos quartzo-feldspáticos, conglomerados líticos, de matriz, natureza e proporções variáveis, e brechas, por vezes calcárias.

Os espessos conglomerados de clastos angulosos ou sub-arredondados, geralmente finos, mas podendo atingir dimensões até 30 cm e constituídos por quartzo, feldspato, fosfatos negros, xistos e quartzitos, são as litologias identificadoras desta unidade.

Para se ter uma ideia da diversidade litológica, apresentamos, a título de exemplo, a descrição de um corte efectuado ao longo da estrada (EN n.º 221) e continuação para norte, pela Ribeira de Colmeal. Aí se podem observar, da base para o topo:

- 1) sequência pelítica finamente estratificada, seguida de metagrauwaques com intercalações lenticulares, na base, de conglomerados de matriz argilosa. (Espessura aproximada: 35 m);
- 2) alternâncias de material pelítico/psamítico e com intercalações lenticulares grauwaquóides. (Espessura aproximada: 50 m);

- 3) microconglomerados de matriz argilosa e clastos de quartzo e fosfatos negros. (Espessura aproximada: 25 a 50 m);
- 4) sequência pelítica finamente estratificada. (Espessura aproximada: 50 a 75 m);
- 5) sequência metagrauvacóide com conglomerados vacuolares, denunciando a dissolução de carbonatos, com frequentes intercalações pelíticas, para o topo. (Espessura aproximada: 40 a 50m);
- 6) sequência pelítica com intercalações grauvacóides que são conglomeráticas para o topo. (Espessura aproximada: 100 a 120 m).

Ordovício

As unidades estratigraficamente sobrepostas às anteriormente descritas como pertencentes ao Complexo Xisto-Grauváquico – Fm. de S. Gabriel, Fm. de Quinta da Ventosa, Formação de Poiães-Castelo Rodrigo, e Fm. de Sto Antão, foram consideradas, nesta carta, como tendo-se depositado já no período ordovício. Contudo, deve dizer-se que esta decisão assenta, essencialmente, em critérios litológicos, nomeadamente no que respeita às duas primeiras. De facto, dada a ausência de marcadores estratigráficos não existe consenso entre os vários especialistas que se têm debruçado sobre o assunto. Por outro lado, também as correlações estratigráficas entre as formações de S. Gabriel e da Qta da Ventosa não foram, ainda, cabalmente estabelecidas.

As formações do topo – Fm. de Poiães-Castelo Rodrigo e Fm. de Sto Antão, ao contrário das anteriores, apresentam icnofósseis com alguma frequência, nomeadamente *Cruziana*, *Daedalus* e *Skolithus* além de raros trilobites e bivalves.

A natureza das litologias e os fósseis deste período indicam que os ambientes de deposição se tornaram cada vez menos profundos, tendo-se deslocado, progressivamente, para a plataforma continental em zonas de infra e intermarés (Fig. 4).

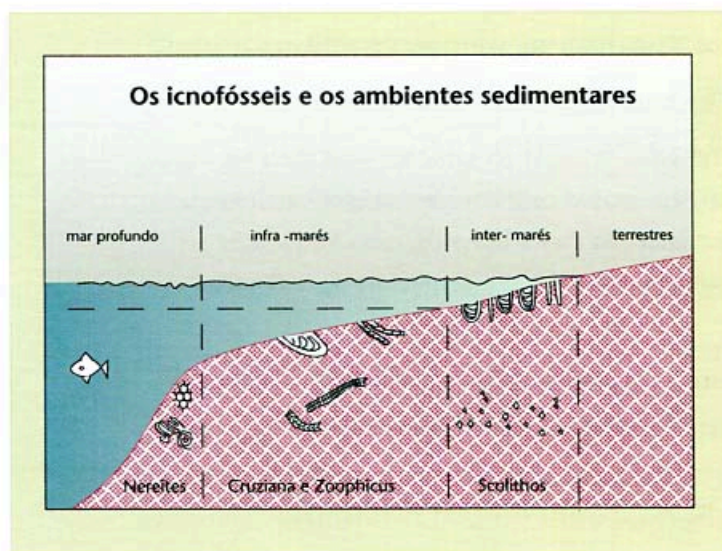


Fig. 4 As litologias e os icnofósseis encontrados nos terrenos ordovícicos indicam que a deposição dos estratos evoluiu no sentido da plataforma continental.

O₅G – Fm. S. Gabriel

Ocorre em duas pequenas manchas – 2 km a NW de Castelo Melhor e 1 km, aproximadamente NNE de Barca de Alva – que assentam sobre a Fm. de Desejosa.

Boas exposições ocorrem na base da capela de S. Gabriel, a NW da povoação de Castelo Melhor.

Correspondem-lhe litologias de coloração clara, esbranquiçada, finamente estratificadas e fortemente siliciosas – filitos, metassiltitos e metarenitos – cuja espessura, na maior das manchas, não ultrapassa os 60 m.

Na região de Castelo Melhor, observa-se passagem gradual nos “Xistos Listrados” da Fm. de Desejosa: progressivamente tornam-se mais claros, sendo os níveis filíticos, a pouco e pouco, substituídos por níveis mais siltíticos de cor esbranquiçada e avermelhada, devido à presença de óxidos de ferro. Estes níveis siltíticos passam, para o topo da sequência, a verdadeiros arenitos.

O_{QV} – Formação da Quinta da Ventosa

Esta formação ocorre apenas numa pequena mancha situada na parte norte da carta.

Boas exposições podem observar-se
na Qta da Ventosa, 2 km a oeste de Moncorvo.

Do ponto de vista litológico caracteriza-se pela presença de leitos conglomeráticos/brechóides, constituídos por clastos dispersos em matriz argilosa interestratificados, com quantidades subordinadas de material gresoso e argiláceo. Actualmente, estas litologias são ainda perfeitamente identificáveis, dado apresentarem metamorfismo de baixo grau.

Nos afloramentos cartografados, esta formação assenta concordantemente sobre o Complexo Xisto-Grauváquico, embora, noutros locais, como por exemplo duas dezenas de quilómetros a oeste de Moncorvo, a sobreposição das duas formações ocorra em clara discordância angular.

Na região da Qta da Ventosa, 3,5 km a WNW de Moncorvo, as camadas de brechas podem atingir espessuras superiores a 2 m. Estas brechas são caracterizadas pela presença de calhaus isolados e dispersos em matriz silto-argilosa de forma não-ordenada. Interestratificadas nestas brechas, ocorrem camadas com granulometria que varia da do cascalho à areia e com laminação paralela.

Apesar das pequenas dimensões da mancha cartografada, esta formação foi estudada com detalhe por vários sedimentólogos que aí obtiveram informações muito importantes sobre a natureza da deposição paleoambiental. Estes investigadores sugerem que as grandes variações laterais de fácies do tipo das que aqui ocorrem, em tão curto espaço, revelam a presença de leques de sedimentação submarina imediatamente situados nas proximidades das linhas de costa e originados em zonas de declive controladas por falhas (*Fig. 5*).

Por outro lado, as modificações litológicas no topo da Fm. da Quinta da Ventosa, com níveis de bioturbação e intensa estratificação oblíqua, sugerem a existência de ambientes de deposição, sujeitos a ondas devidas a tempestades.

OpC – Fm. Poiars-Figueira de Castelo Rodrigo

Esta formação aflora em toda a região, constituindo os relevos das serras de Marofa, Poiars, Reboredo, de que apenas está representada a ponta ocidental, e do serro de Castelo Melhor. Assenta em concordância nas formações de Ventosa e de S. Gabriel, em ligeira discordância angular na Fm. de Desejosa, e discordante, por cavalgamento, na Fm. de Excomungada.

Boas exposições observam-se no serro de S. Gabriel, a NW da povoação de Castelo Melhor.

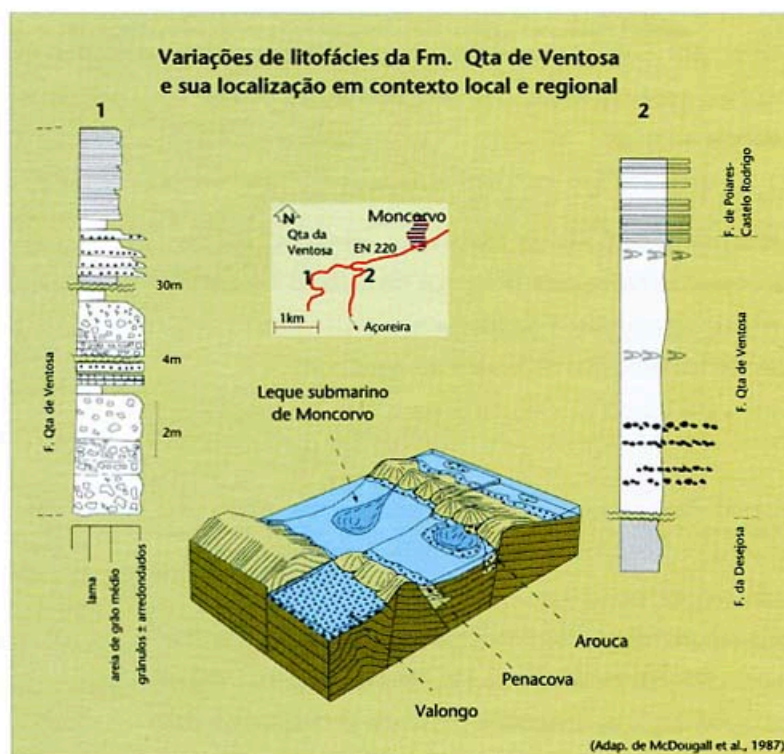


Fig. 5 As grandes variações laterais de fácies em curto espaço revelam a presença de cones submarinos situados nas proximidades da linha de costa, originados em zonas de declive controladas por falhas.



Foto 5 Base de uma bancada de quartzito com icnofósseis (galerias de vermes) (serro de S. Gabriel, NW de Castelo Melhor).

Em toda a região, é na Serra de Poiares que esta formação atinge maior desenvolvimento, com espessuras estimadas da ordem dos 400 m. De uma forma geral, é constituída por filitos e quartzitos. Na região de Poiares, da base para o topo, podem observar-se alternâncias centimétricas a decamétricas de quartzitos cinzento-claros, compactos, e com filitos e quartzofilitos cinzento-escuros e negros, verificando-se progressiva redução da espessura e da frequência das bancadas quartzíticas. Localmente, os quartzitos passam a conglomerados de matriz pelítica com calhaus de filitos grafitosos de dimensões inferiores a 10 cm. Além de icnofósseis de *Cruziana*, *Daedalus* e *Skolithus*, observam-se, também, fragmentos com estruturas sedimentares do tipo estratificação gradada, oblíqua, laminação convoluta, figuras de carga, pseudonódulos e marcas de ondulação (Fotos 5 e 6).



Foto 6 Base de uma bancada de quartzito com traços fossilizados de trilobites (*Cruziana*) (serro de S. Gabriel, NW de Castelo Melhor).

O_{SA} – Formação de Sto Antão

Aflora numa extensa mancha que atravessa toda a carta na sua parte sul, região da Serra da Marofa, assentando sobre a anterior sem discordância aparente.

Boas exposições podem ser observadas nos cortes da estrada que vai de Penha de Águia a Luzelos.

Trata-se de uma formação essencialmente constituída por litologias filitosas, geralmente filitos cinzentos a negros, que, ao contrário das formações atrás descritas, não foi, ainda, formalmente definida. A presença de intercalações grafitosas, embora raras, foi também assinalada (MACEDO, 1988). A sua posição estratigráfica e a própria natureza litológica apontam no sentido de que seja equivalente à designada Fm. Xistenta, que se observa na região de Moncorvo, já fora da Carta, e que tem sido considerada de idade ordovícica inferior. As rochas filitosas incluem quartzo, mica branca, clorite e grafite.

Cenozóico

A esta era correspondem sedimentos gerados em ambiente continental, normalmente apelidados de “Cobertura recente”. Assentam directamente sobre as formações paleozóicas de que constituem o produto da erosão e que, assim, condicionaram a sua composição mineralógica e química.

Embora a sua expressão cartográfica seja relativamente escassa, principalmente quando comparada com as dos períodos anteriores, o seu estudo fornece importante informação, nomeadamente sobre a evolução mais recente do relevo e do paleoclima (CORDEIRO & REBELO, 1996).

É neste grupo de depósitos que se localizam os restos arqueológicos encontrados na região, exceptuando, naturalmente, a arte rupestre que foi essencialmente esculpida nas superfícies expostas dos metassedimentos do Complexo Xisto-Grauváquico.

A informação sobre a natureza e condições climáticas em que estes depósitos se geraram, cruzada com as idades dos períodos glaciares e interglaciares do Quaternário, permite estimar as idades daqueles achados arqueológicos.

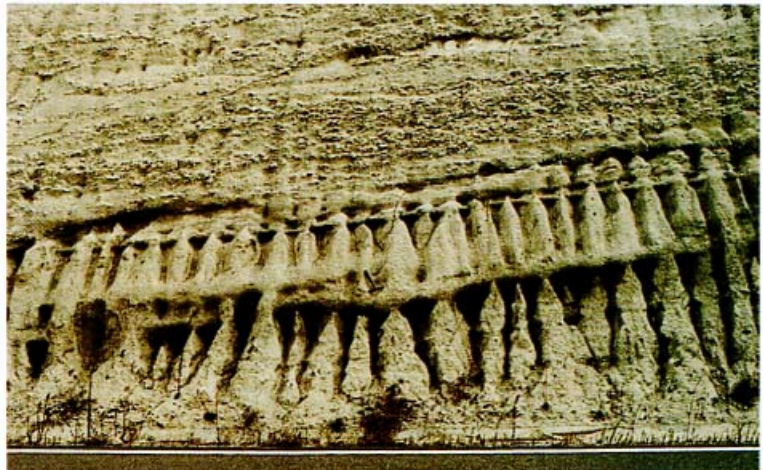


Foto 7 Arcoses da Vilarça-Longroiva. Notar a presença de ritmos sedimentares de composição e granulometria diversas e a erosão diferencial das camadas mais argilosas (EN n.º 102, entre 200 m sul do cruzamento para Relvas até ao de Quintãs).



Foto 8 Arcoses da Vilariça-Longroiva. Pormenor do ravinamento dos níveis mais argilosos, produzindo aspectos equivalentes às designadas “chaminés de fadas”, neste caso, incompletas (mesmo local da fotografia anterior).

Dada a relevância destes depósitos, o PAVC promoveu a elaboração e a publicação de vários estudos detalhados neles efectuados, que podem ser consultados em J. ZILHÃO, 1997, e respectivas referências bibliográficas.

Terciário/Quaternário

Ao primeiro destes períodos têm sido atribuídas as litologias correspondentes às Arcoses da Vilariça e aos depósitos tipo “ranha”, enquanto o segundo integra os terraços fluviais, aluviões e coluviões, e os depósitos de vertente.

vi – Arcoses da Vilariça

Constituem depósitos que se acumularam nos fundos dos “grabens” associados à falha da Vilariça-Longroiva (Fotos 7 e 8).

Bons afloramentos podem ser observados nos cortes da EN n.º 102, entre cerca de 200 m a sul do cruzamento de Relvas e o de Quintã.

As litologias presentes são constituídas por arenitos argilosos, feldspáticos, com granularidades variáveis, chegando a apresentar

fácies mais ou menos conglomeráticas e brechóides, onde os calhaus podem chegar a ultrapassar os 10 cm de comprimento. Figuras sedimentares, como estratificação oblíqua, e estruturas resultantes da acção tectónica são muitas vezes visíveis nestes depósitos (*Foto 9*). A fracturação existente que se pode observar, por exemplo, entre os cruzamentos de Relvas e Quintã, na estrada nacional n.º 102, é prova que existe actividade tectónica recente na Falha da Vilarça.

A espessura estimada para esta formação é de 40 ± 10 m.

ra – Depósitos do tipo “ranha”

O termo “ranha” deriva do espanhol “ranã”, com que camponeses dos Montes de Toledo designavam as extensas planuras cobertas por cascalheira de calhaus de quartzo e quartzito, frequentemente com pátina escura, situadas no sopé daqueles montes, acima do encaixe fluvial (MOLINA & ARMENTEROS, 1986, in CABRAL, 1995). Actualmente, muitos autores preferem dar ao termo conotações morfossedimentares ou outras. De facto, e embora as “ranhas” sejam reconhecidamente sedimentos fluviais, de leque aluvial, as influências do clima e/ou da tectónica são marcantes na sua génese, em especial as bruscas modificações climáticas, com chuvas muito intensas em regime torrencial e o rejuvenescimento do relevo por acção de uma qualquer fase de deformação tectónica.

As “ranhas” situam-se, topograficamente, acima dos terraços fluviais mais elevados e, por isso, são anteriores ao encaixe da actual rede fluvial. A sua datação é muito importante mas tem sido controversa. As idades mais consensuais situam-se no Finineogénico, enquanto as estimativas de idade absoluta variam entre 3,5 e 2 MA.

Na região estudada, estes depósitos ocupam várias manchas de dimensões apreciáveis, principalmente localizadas nas partes central e meridional da Carta. São essencialmente constituídas por cascalheiras conglomeráticas poligénicas, de matriz areno-argilosa, quase sempre de cor castanho-avermelhada, cujos calhaus e blocos, relativamente rolados, incluem quartzo, quartzito, granito, metagrauvaques, filitos, etc..



Foto 9

Falha provocando pequeno rejeito dos ritmos sedimentares das Arcoses da Vilarça (mesmo local da Foto 7).

Q – Terraços fluviais

Localizam-se sobretudo ao longo das margens do Douro, sendo constituídos por conglomerados poligénicos de calhaus e blocos rolados de quartzo, quartzito, granitos e metassedimentos, geralmente de dimensões inferiores a 50 cm, integrados em matriz de granularidade e natureza variáveis dos seus conteúdos de argila, silte e areia (*Foto 10*).

Boas exposições podem ser observadas na povoação de Barca d'Alva, nos cortes da estrada que vai para Espanha.

A' – Depósitos de vertente

Ocorrem nas encostas dos terrenos elevados e respectivos sopés. A sua composição varia de acordo com a litologia das rochas que lhes deram origem. Calhaus e blocos de quartzo, quartzito, granito

e metassedimentos mal rolados participam nestes depósitos em proporções variáveis, englobados em matriz argilo-arenosa, constituindo as também designadas cascalheiras de vertente.

Boas exposições podem ser observadas na estrada que sobe ao VG Marofa.

No “graben” da Vilariça, onde recobrem as arcoses, constituem depósitos heterogéneos, grosseiros, com calhaus de granito e quartzo envolvidos por matriz arenosa de cor castanho-acinzentada, resultante da alteração de rochas graníticas.

a – Aluviões e coluviões indiferenciados

Acompanham os leitos dos cursos de água, sendo, essencialmente, constituídos por areias de diversas dimensões e percentagens variáveis de material argiloso, de cor acastanhada ou acinzentada, a que por vezes se associam cascalheiras mais ou menos grosseiras.

Granitóides Hercínicos

Estão relacionados com o chamado plutonismo granítico que corresponde à subida dos magmas gerados por fusão parcial de



Foto 10 Terraços fluviais do rio Douro assentes em xistos (Barca d’Alva). Nalguns destes terraços foi explorado ouro durante a ocupação romana da Península Ibérica.

rochas crustais durante a orogénese, na 3.ª fase de deformação hercínica. Aqueles magmas ascenderam na crosta na dependência directa de espaços criados em zonas de grandes cisalhamentos e de zonas de intercepção desses cisalhamentos com falhas maiores, especialmente nos antiformas de Vila Real-Carviçais e de Lamego-Penedono-Escalhão, durante a 3.ª fase de deformação hercínica. O calor induzido pela sua ascensão aos níveis superiores da crosta desencadeou metamorfismo no encaixante metassedimentar (*Foto 11*). Alguma deformação, induzida em zonas de cisalhamento como o de Escalhão-Quinta dos Boais, que se desenvolve para leste da povoação de Algodres, e o de Juzbad-Penalva do Castelo, na região da Marofa, afectaram as fácies das imediações, introduzindo modificações texturais.

Pensa-se que a variabilidade de fácies cartografadas reflecte a natureza das rochas originalmente fundidas na produção dos magmas, as profundidades a que se atingiu a fusão e as



Foto 11 As massas graníticas intruíram através de estruturas anticlinoriais durante a 3.ª fase de deformação hercínica, induzindo metamorfismo no encaixante por vezes com forte desenvolvimento dos minerais neo-formados. Base da crista de Almofala, junto à fronteira.

percentagens relativas entre materiais fundidos e não-fundidos. Interferências devidas a misturas de magmas e à estruturação dos próprios corpos intrusivos deverão ter, também, contribuído para a diversidade das rochas graníticas.

Relativamente às idades de intrusão, e embora não se disponha de muitas datações, poderemos situá-las, ainda que grosseiramente, entre os 320 e os 280 MA (Carbónico superior e Pérmico inferior). Granitóides diversos ocupam, principalmente, a parte central da Carta e marcam, também, presença nos extremos norte e sul. Com excepção de três maciços, todos os restantes são constituídos por granitóides de duas micas.

As diferentes fácies apresentam geralmente contactos transicionais e evidências de intrusões mais recentes nas mais antigas.

Na ausência de datações suficientes para seriar as diferentes fácies graníticas por idades, recorreu-se à maior ou menor deformação que apresentam para fazer essa distinção. Daqui resultou, em primeiro lugar, a distinção de dois grupos de granitóides – sintectónicos e tarditectónicos –, onde depois se procurou posicionar, relativamente, os diferentes tipos de granitos, segundo o mesmo critério. No entanto, reconhece-se que este critério deve ser tomado com reservas. A sua grande vantagem consiste em permitir o detalhe estrutural e cartográfico, facultando a interpretação geodinâmica.

Granitóides sintectónicos

Este grupo engloba os granitos que apresentam estruturas indicativas de terem sofrido deformação, sendo, por isso, considerados mais antigos, contemporâneos da 3.^a fase de deformação.

17 – Granito de Póvoa de El-Rei-Sorval

Constitui uma pequena mancha de granito com textura gnaissóide de grão fino, localmente médio, e duas micas, situada no canto SW da Carta. A característica predominante deste granito é a sua deformação, bastante intensa, com desenvolvimento de dois planos de clivagem, definindo uma orientação de N 60°/70° W, 80° S,

devido à sua localização em zona de cisalhamento. Na sua composição mineralógica possui – quartzo, microclina, albite-oligoclase, moscovite e biotite, como acessórios, apatite, zircão, óxidos de ferro e turmalina.

Datações radiométricas pelo método K-Ar deram idades compreendidas entre os 317 e os 300 ± 6 MA (MACEDO, 1988).

IIγ – Granito de São Pedro-Vieiro

Encontra-se encaixado entre os migmatitos e o flanco norte da Serra da Marofa, no canto SW da Carta, onde constitui uma mancha alongada segundo a direcção N 70° E, que é coincidente com a do cisalhamento regional de Juzbad-Penalva do Castelo. Esta estrutura condicionou esta fácies de grão médio, moscovítica, induzindo forte deformação com a presença das duas correspondentes foliações que facilitaram a acção de fluidos tardios, mineralizadores.

Ao microscópio revela intensa cataclase e os constituintes mineralógicos normais – quartzo, feldspato potássico, plagioclase do tipo albite-oligoclase, moscovite, alguma biotite e zircão e, como acessórios, apatite, óxidos de ferro e turmalina.

Tungsténio, estanho e lítio foram os principais metais extraídos nas antigas minas de Massueime e Azevo, associadas a esta fácies. A mineralização concentra-se em minerais como amblygonite, cassiterite, estanite, pirite, calcopirite, scheelite e arsenopirite. Um jazigo de urânio foi ainda explorado no encosto do granito com a Serra de S. Pedro.

Datações radiométricas efectuadas pelo método do K-Ar forneceram idades médias de 319 ± 6 MA (MACEDO, 1988).

IIγ – Granito de Ribeira de Massueime-Galegos

É um granito porfiróide de grão médio a grosseiro que ocupa várias manchas disseminadas na zona central da Carta. Distingue-se do granito de Mêda-Escalhão, ao qual passa gradualmente, pela presença de megacristais de feldspato e, ocasionalmente, maiores quantidades de biotite.

IVγ – Granito de Santa Eufémia-Bogalhal

Constitui um maciço circunscrito alongado E-W, situado na fronteira sul da Carta (*Foto 12*).

Bons afloramentos podem encontrar-se nas bermas da estrada n.º 221 a sul da Pte sobre o rio Côa.

É um granito de duas micas e grão médio ou, localmente, fino. É cortado por uma rede de fracturação intensa, por vezes com preenchimento de filões de quartzo e rochas básicas, que se reflecte intensamente na geomorfologia da região. Do ponto de vista composicional é bastante homogéneo, por vezes revelando um certo porfiroidismo do feldspato potássico. Os minerais constituintes são – quartzo, feldspato potássico, plagioclase, biotite, moscovite e, como acessórios, zircão, apatite e óxidos de ferro.

Datações radiométricas efectuadas neste granito deram idades entre os 321 ± 5 MA (método do Rb-Sr) e os 308 ± 5 MA (método de K-Ar).



Foto 12 Granito de Sta Eufémia-Bogalhal, aflorante junto à EN n.º 221 entre o cruzamento para a Qta Nova e a Pte do Côa. Grandes blocos arredondados, dispersos de forma caótica (caos de blocos), ou grandes massas fortemente diaclasadas e fracturadas são visíveis na paisagem.



Foto 13

Granodiorito de Chãs-Amargo, de cor escura, cortado por filões de granito aplítico (estrada de Chãs, a 1200 m da povoação).

Vγ – Granodiorito de Chãs-Amargo

Este granitóide, de grão médio, é essencialmente biotítico, apresentando tonalidades escuras, por vezes melanocráticas (*Fotos 13 e 14*). Ao microscópio possui texturas e mineralogia bastante diferentes das dos restantes granitóides.

Encontram-se bons afloramentos nas bermas da estrada n.º 120 e na pedreira abandonada junto da berma da estrada que sobe para a povoação de Chãs.

Quartzo, plagioclase zonada, microclina, biotite (muito abundante) são os minerais constituintes principais; agregados de hornblenda verde e, ainda, ilmenite, zircão e apatite ocorrem como acessórios.

Do ponto de vista geoquímico, as principais diferenças observadas relativamente aos restantes granitóides (vejam-se os teores fornecidos para a principal fácies regional – o granito de Mêda-Escalhão) são a diminuição da sílica, que pode atingir valores da ordem dos 62 % nalgumas fácies mais melanocráticas, a alumina a subir para os 17 %, e o óxido de ferro a ultrapassar, embora escassamente, os 3 %. Estas diferenças reflectem, essencialmente, o aumento da quantidade de biotite desta rocha relativamente às restantes.

Vly – Granito de Castedo-Cabanas de Cima

Faz parte do grupo de granitóides intruídos no antiforma de Vila Real-Carviçais, que afloram na parte norte da Carta. É um granito porfiróide de grão médio, essencialmente biotítico. Constitui uma fácies bastante heterogénea, devido à presença de xenólitos, que está associada ao granito de Cabeça Boa, ao qual passa gradualmente.



Foto 14 Zona de contacto do granito de Meda-Escalhão (mais claro) e o granodiorito de Chãs-Amargo, com desenvolvimento de aspectos brechóides (EN n.º 102, entre os marcos hectométricos 92,3 e 92,6).

Ao microscópio apresenta-se heterogranular, com textura bastante deformada e composição mineralógica normal – quartzo, albite, feldspato potássico, biotite, moscovite, rara e, como acessórios, apatite, óxidos de ferro e zircão.

VIIγ – Granito de Cabeça Boa

É um granito porfiróide de grão médio a grosseiro e duas micas. Localmente, apresenta domínios com maiores concentrações de biotite. A orientação das micas, especialmente no contacto sul, revela duas direcções preferenciais, relacionadas com uma zona de cisalhamento que atinge maior expressão quando se caminha para leste.

Ao microscópio sobressaem os aspectos da deformação frágil. Relativamente à composição, que é bastante semelhante à descrita para a fácies anterior, salienta-se a presença de alterações mineralógicas, como turbidez e sericitização dos feldspatos e a presença de turmalina, resultantes da circulação de fluidos durante os últimos estádios de cristalização.

VIIIγ – Granito de Amêdo-Tomadias

É um granito de grão fino e duas micas, que aflora em manchas de várias dimensões nos granitos dos antiformas de Vila Real-Carviçais e Lamego-Penedono-Escalhão. Frequentemente, apresenta orientação da biotite e, localmente, pode assumir tonalidades bastante escuras. O seu modo de jazida, considerado periférico de outras fácies graníticas, aliado à baixa granularidade conferem-lhe o carácter de fácies de bordadura.

Ao microscópio, evidencia deformação e a presença de moscovite em grandes cristais de cristalização tardia. Este granito contém, também, mineralizações de estanho, tungsténio e ouro, que foram exploradas durante o período da II Guerra Mundial.

IXγ – Granito de Mêda-Escalhão

Este granito é uma rocha de cor cinzento-clara, grão médio, e duas micas, que constitui uma espécie de matriz das restantes fácies situada entre os migmatitos e o encaixante metassedimentar. Aflora numa enorme mancha que se alarga para o exterior da Carta,



Foto 15

Filão de granito deformado ("boudinado") no contacto do granito de Mêda-Escalhão com o encaixante metassedimentar. EN n.º 221, aprox. 4 km a norte de Escalhão.

apresentando razoável homogeneidade, excepto nas zonas de transição às outras litofácies e na bordadura com o encaixante.

Boas exposições podem ser observadas na estrada entre Escalhão e Barca d'Alva, com intrusão de filões que se encontram "boudinados", evidenciando deformação relacionada com a 3.ª fase hercínica (Foto 15).

Ao microscópio observa-se a seguinte composição mineralógica – quartzo, intergranular, abundante, feldspatos em pequenos megacristais, albite-oligoclase, microclina e ortose, moscovite e biotite, por vezes alterada para clorite, e óxidos de ferro. Apatite, zircão e turmalina são minerais acessórios frequentes. Observam-se sinais de deformação bem evidenciados.

Do ponto de vista geoquímico, apresenta composições normais neste tipo de rochas – a sílica (SiO_2) ronda, em média, os 70 a

71 %; a alumina (Al_2O_3) os 15 %; álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) os 8-9 %, com predominância do último óxido. Todos os restantes óxidos que geralmente fazem parte da análise química participam em percentagens inferiores – OFe, OCa, até 3 %; MnO, MgO, TiO_2 e P_2O_5 , menos de 1 %. Considerando os seus teores em elementos vestigiais como rubídio, estrôncio e bário, verifica-se que são rochas relativamente enriquecidas no primeiro, o que permite classificá-las, do ponto de vista petrológico, como termos diferenciados entre os quais se encontram, muitas vezes, diversas mineralizações associadas.

X γ – Granito de Sta Comba-Algodres

Possui grão grosseiro e duas micas, com predominância de moscovite. A sua cartografia, que atravessa a mancha do granito de Mêda-Escalhão segundo um alinhamento grosseiro de direcção NE-SW, sugere que a abertura de espaço para a sua intrusão ocorreu por movimentação esquerda dos cisalhamentos regionais. Este evento terá facilitado o maior desenvolvimento da granulometria da rocha e a circulação de fluidos com lixiviação da biotite.

Granitóides tarditectónicos

Neste grupo de granitóides foram englobados os que não apresentam evidências de que a sua intrusão ainda tenha sido condicionada pelas tensões da 3.ª fase hercínica. A deformação que, eventualmente, apresentem é correlacionável com episódios tardios dessa fase orogénica (fracturação e rejogo de estruturas anteriores).

XI γ – Granito de Vale Flor-Qta de Vale Meão

Os seus afloramentos situam-se em áreas distintas, correspondentes às estruturas anticlinoriais atrás mencionadas. A sua associação nesta rubrica corresponde, pois, a uma simplificação, abrangendo duas fácies litologicamente semelhantes – granularidade média ou, mais raramente, fina, de duas micas, mas com domínios moscovíticos, e podendo apresentar-se fortemente cisalhadas. A circulação de fluidos, facilitada pela deformação, deverá estar na origem da lixiviação da biotite.

Turmalina, filonetes de aplito e quartzo são frequentemente observáveis. Assinala-se a presença de uma antiga mina de tungsténio no encaixante granito da Qta de Vale Meão.

XIIγ – Granito de Lousa-Larinho

Este granito apresenta granularidade média e duas micas, com domínios de granularidade mais baixa e maior ou menor predominância de qualquer das micas. Por vezes contém concentrações de turmalina. Em afloramento, apresenta fraca orientação de minerais e elementos tectónicos, mas, ao microscópio, observa-se forte subgranulação.

XIIIγ – Granito de Campelos

Apresenta características mineralógicas e texturais semelhantes às do de Lousa-Larinho, do qual se distingue pela presença de megacristais. Ocorre frequentemente intruído por filonetes aplíticos e pegmatíticos.

XIVγ – Granito de Freixo de Numão

Este granito apenas aflora no limite ocidental da Carta, numa estreita faixa de pequenas dimensões. Contudo, e apesar da sua pequena expressão cartográfica, foi estudado em detalhe, constituindo, assim, um bom exemplo que mostra a organização espacial dos elementos químicos nos maciços graníticos e como os geólogos utilizam esta organização para daí retirar implicações geodinâmicas.

O granito de Freixo de Numão é essencialmente constituído por uma fácies de grão médio, porfiróide, cujos megacristais não ultrapassam 5-7 cm, e duas micas.

Do ponto de vista cartográfico é um maciço circunscrito, intruindo isolado em encaixante metassedimentar. Não apresenta deformação interna e possui cartografia grosseiramente circular, levando a que fosse considerado tardio, relativamente às fases de deformação hercínicas. O estudo geoquímico de uma centena de amostras regularmente distribuídas viria, no entanto, a mostrar uma distribuição não homogénea dos elementos, como seria de esperar em caso de ter intruído em tais condições (*Fig. 6*). Pelo contrário,

as concentrações variam em determinadas faixas regulares e formas bem definidas que puderam ser interpretadas como fendas de tensão relacionadas com a abertura do espaço necessário à instalação do maciço. A expressão dessas fendas foi então considerada como compatível com o campo de tensões relacionado com a 3.ª fase de deformação hercínica, provando-se assim que este granito é, de facto, sintectónico.

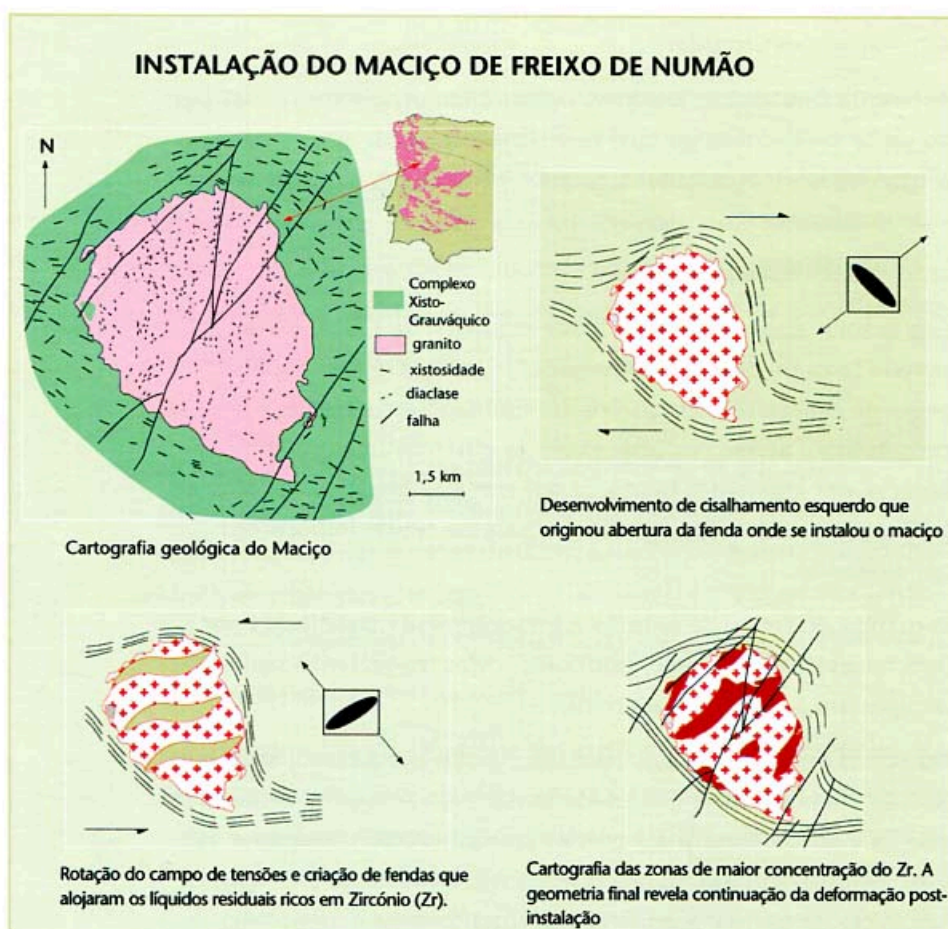


Fig. 6 A cartografia geoquímica e os dados estruturais recolhidos no granito de Freixo de Numão demonstraram que este maciço intruiu pela acção das tensões criadas durante a 3.ª fase de deformação hercínica, ao contrário do que anteriormente se supunha.

Filões e Massas

π – Pórfiro granítico e riolítico

Constitui um enorme filão globalmente orientado W-E que atravessa a Carta desde a Falha da Vilarica-Longroiva, nas imediações da povoação de Chãs, até à fronteira com Espanha. É um filão vertical, com espessura da ordem dos 10 a 20 m. Apresenta textura porfírica com megacristais mergulhados em matriz equigranular de grão médio a afanítica. Nalguns pontos, na periferia do filão, junto às rochas encaixantes, os megacristais feldspáticos desaparecem e a matriz torna-se fina, irresolúvel a olho nu, indicando que sofreu brusco arrefecimento.

Um dos afloramentos mais acessível encontra-se na bermã da estrada que sobe da EN n.º 102 para Chãs, cerca de 1300 m antes de se chegar a esta povoação.

Ao microscópio, a textura porfírica, com megacristais de quartzo corroído pela matriz, evidencia condições de cristalização de subsuperfície. Ortose peritítica e biotite ocorrem, também, como megacristais em matriz de composição granítica. Como acessórios observam-se apatite, fluorite e óxidos de ferro.

$\gamma\alpha\beta$ – Aplito-pegmatito

São inúmeros os filões, filonetes e massas correspondentes a estas litologias. Ocorrem geralmente subordinados às vizinhanças dos contactos dos granitos-metassedimentos, granitos-falhas e metassedimentos-falhas. Os principais filões aplito-pegmatíticos ocorrem nas regiões de Lousa-Pocinho e Chãs-Almendra.

Múltiplos afloramentos deste tipo de filões podem observar-se nas bermãs da estrada que sobe da EN n.º 102 para Chãs.

Actualmente existe, apenas, um filão aplito-pegmatítico em exploração na área da Carta – a mina da Bajoca, situada 4 km a leste de Almendra. É um filão zonado, de bordos ricos em minerais de lítio, essencialmente constituído por quartzo, feldspato potássico

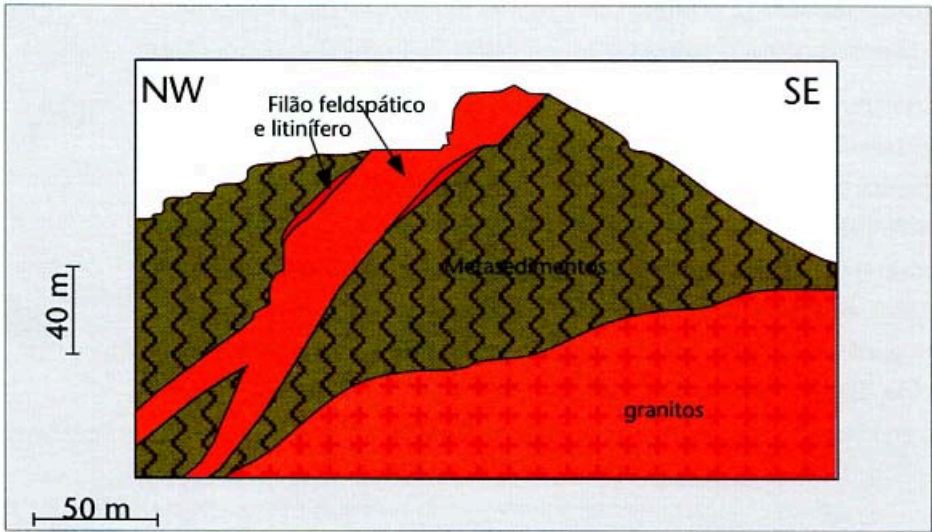


Fig. 7 Corte geológico esquemático ilustrativo da estrutura e volumetria do filão da mina da Bajoca, 3,5 km a leste de Almendra. Este filão foi explorado como mina de estanho, nióbio e tântalo. Actualmente, as suas escombrelas, ricas em feldspato, são utilizadas na indústria cerâmica.

e sódico, moscovite, cassiterite e columbo-tantalite (Fig. 7).

A cassiterite e alguma columbo-tantalite, que ocorrem dispersas em pequenos grãos na massa aplito-pegmatítica, constituíram a parte útil do minério que foi anteriormente explorado.

O tratamento realizado durante a anterior exploração levou à acumulação dos materiais quartzo-feldspáticos, que encaixavam a massa principal do minério, na respectiva escombrela. As actuais reservas de areias feldspáticas nesta escombrela e as do filão aplito-pegmatítico, ainda existente, justificaram a actual laboração. Os materiais explorados são utilizados na indústria cerâmica.

q – Quartzo

Filões de quartzo são muito frequentes na região onde ocorrem, cortando granitos e metassedimentos. Geralmente são constituídos por quartzo leitoso, branco, sem mineralizações associadas (Fotos 16 e 17).

Estão, muitas vezes, associados às fracturas variscas onde se instalaram em extensões que chegam a atingir vários quilómetros. Como direcções predominantes podem citar-se: NNE-SSW e WSW-ENE.

τμ – Rochas básicas

Os filões de rocha básica não estão relacionados com a orogenia hercínica. São rochas de origem mais profunda, mantélicas, que terão ascendido através de falhas, por acção das forças que levaram à abertura do oceano Atlântico, durante o Mesozóico.

O melhor afloramento é o que se encontra na barreira da estrada que vai de Vila Nova de Foz Côa para Castelo Melhor, 1,5 km SE de Vila Nova de Foz Côa.

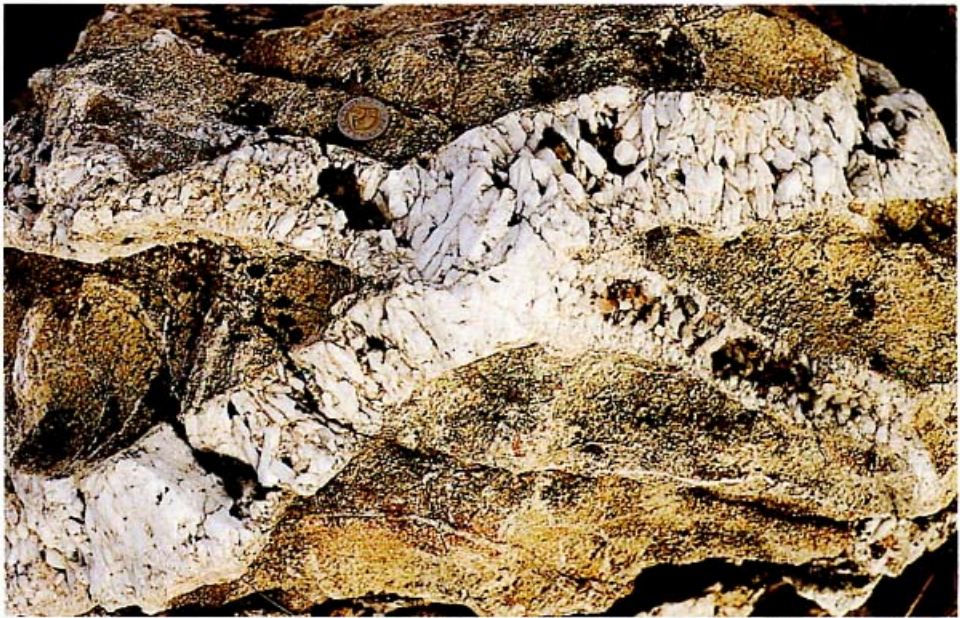


Foto 16 Aspecto da cristalização em “pente” (a partir do bordo para o centro) nos filonetes de quartzo (3,5 km NW de Almofala).



Foto 17

Aspecto da recrystalização do quartzo num filão de Almofala (mesmo local da foto anterior).

Estes filões são pouco frequentes, tendo intruído as rochas graníticas, como, por exemplo, no granito de Sta Eufémia-Bogalhal, e formações metassedimentares, como o pequeno afloramento 1,5 km SE de Vila Nova de Foz Côa (*Foto 18*). São rochas geralmente escuras, de granularidade fina a média, ocorrendo geralmente muito alteradas, onde sobressaem as designadas estruturas de disjunção esferoidal ou escamação em cebola (*Foto 19*).

Observações ao microscópio revelaram composições mineralógicas com – olivina, plagioclase cálcica (labradorite), piroxena (augite), biotite, anfíbola (horneblenda), e óxidos de ferro e feldspato alcalino, como acessórios. As datações geocronológicas atribuem-lhes idades da ordem dos 230 ± 7 MA e os 210 ± 6 MA (FERREIRA & MACEDO, 1979), que situam o magmatismo básico no início do Mesozóico (Triásico).

Foto 18

Filão básico apresentando disjunção esferoidal.
Estrada de Vila Nova de Foz Côa para Castelo
Melhor (1,5 km SE de Vila Nova de Foz Côa).

**Foto 19**

Pormenor da escamação esferoidal. Estrada de Vila
Nova de Foz Côa para Castelo Melhor (1,5 km SE
de Vila Nova de Foz Côa).

Metamorfismo

O gradiente geotérmico regional aumentou durante o paroxismo das principais fases de deformação hercínica e com a subida das massas graníticas, produzindo a recristalização da mineralogia sedimentar e dando lugar às paragenes metamórficas actualmente observáveis. A avaliação do gradiente geotérmico, atingido durante este processo, faz-se através da cartografia de minerais indicativos do grau de metamorfismo. A cartografia metamórfica é um precioso auxiliar na interpretação dos movimentos das estruturas regionais.

Em termos gerais, verifica-se que o metamorfismo desta região apresenta comportamento inverso de cada lado da mancha central de granitóides que intruiu o antiforma de Lamego-Penedono-Escalhão, isto é (Fig. 8):

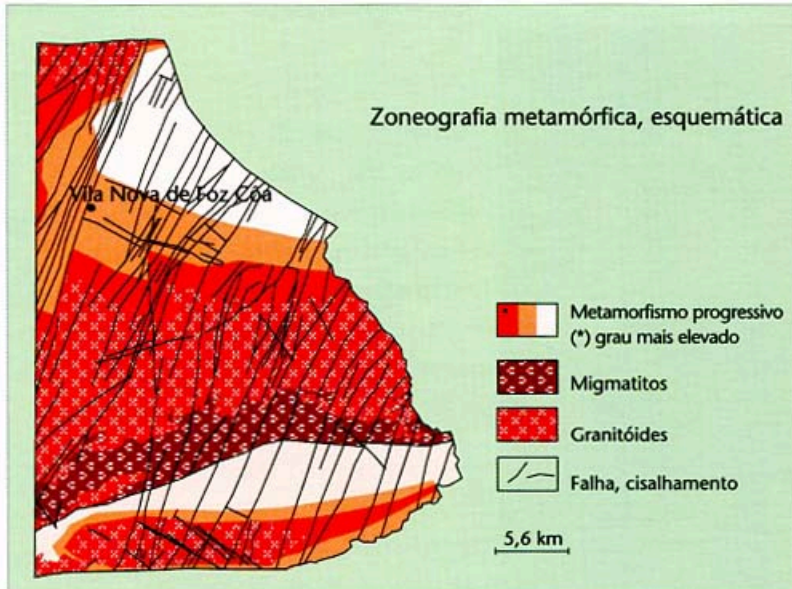


Fig. 8 O grau de metamorfismo diminui progressivamente para norte do eixo do antiforma Lamego-Penedono-Escalhão, intruído pelos granitos e migmatitos da mancha central da carta, mas apresenta um padrão inverso no sentido sul.

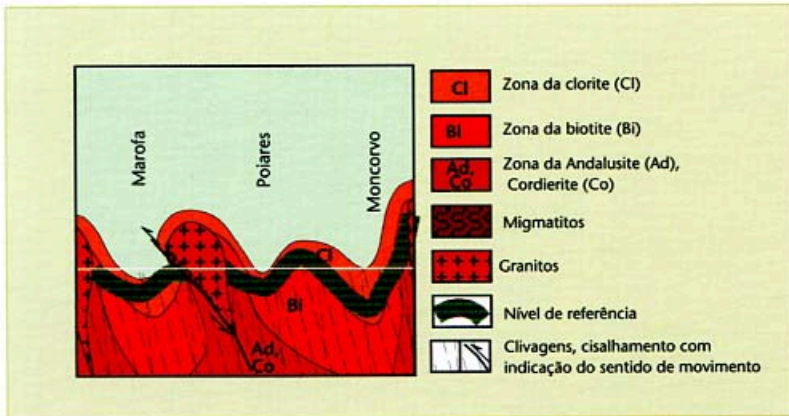


Fig. 9 Esquema representativo das relações entre as estruturas regionais, o metamorfismo e os maciços graníticos. (O traço claro representa o actual nível de erosão).

- diminui progressivamente para norte, para o centro da mancha de metassedimentos, região de Poiães-Castelo Melhor-Moncorvo, passando de grau médio a baixo, onde os minerais-índice são, respectivamente, andalusite/cordierite e clorite;
- aumenta progressivamente a partir do cisalhamento no limite norte da Serra da Marofa para sul, passando da zona da clorite à da andalusite/cordierite.

Verifica-se, assim, a existência de uma descontinuidade metamórfica entre a mancha de migmatitos e as formações contíguas, a sul. Esta descontinuidade é sublinhada pela presença do cisalhamento de Juzbad-Penalva do Castelo que corresponde a um grande acidente que põe lado a lado terrenos que sofreram graus de metamorfismo extremamente diferentes. Na figura 9 apresenta-se uma interpretação sintética das relações entre as estruturas regionais, o metamorfismo e a ascensão dos maciços graníticos.

Bons afloramentos de metamorfitos de grau médio encontram-se 4,3 km a norte de Escalhão, na estrada que desce para Barca d'Alva.

As melhores exposições de migmatitos ocorrem em Vale de Afonsinho, junto do fontanário desta povoação e à capelinha que se encontra à saída de Freixeda do Torrão para Penha de Águia (Foto 20).



Foto 20 Aspecto dos migmatitos que afloram na povoação de Vale de Afonsinho.

Tectónica

Na paisagem desta região sobressai uma sucessão de serros – a Marofa, Castelo Melhor, Poiares, Reboredo – como que “flutuando” entre as massas graníticas da parte sul da Carta e os xistos do CXG, a norte. Correspondem a dobramentos sinclinais de amplitude quilométrica e direcção WNW-ESE / ENE-WSW, gerados por acção das principais fases de deformação hercínica. Têm planos axiais subverticais, eixos sub-horizontais e clivagem de plano axial (*Foto 21*). Estes sinclínios e os grandes eixos anticlinaliais de Lamego-Penedono-Escalhão e Vila Real-Carviçais, que foram intruídos pelas massas granitóides nas partes central e norte da Carta constituem os traços fundamentais da estrutura da região.

Contudo, ainda associados às tensões hercínicas, há que referir a presença de importantes cisalhamentos, como o de Juzbad-Penalva do Castelo, que passa na Serra da Marofa, e que produziu deformação espectacular nalgumas litologias e intensa fracturação tardi-hercínica, de direcção NNE e WSW-ENE (*Fotos 22 e 23*).



Foto 21

Charneira anticlinal no quartzito ordovícico do sinclínório de Castelo Melhor (aprox. 2,5 km WNW de Castelo Melhor).



Foto 22 A intensidade da deformação na zona de cisalhamento Juzbad-Penalva do Castelo pode ser apreciada pela exsudação de quartzo em bandas e amígdalas paralelas à foliação. Almofala, 2,5 km NE.



Foto 23 Dobras associadas ao cisalhamento de Juzbad-Penalva do Castelo. Almofala, 3 km NE.

Esta fracturação tem, geralmente, movimentação esquerda e rejeitos quilométricos bem visíveis na cartografia geológica. Algumas das falhas atingem níveis muito profundos, pois foram intruídas por filões de rochas básicas provenientes do manto terrestre.

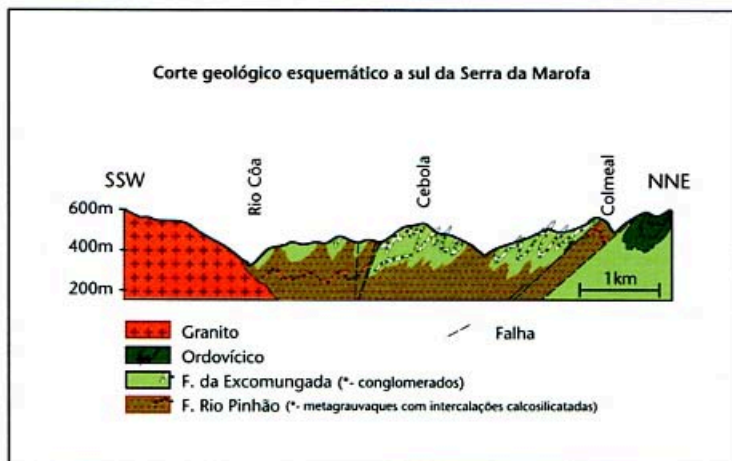


Fig. 10 Corte interpretativo da geologia da região entre 20 km W do VG Marofa e 1,5 km S da ponte sobre o rio Cõa (segundo Sousa, 1987).

Para se ter uma ideia da estruturação regional, com algum detalhe, apresenta-se um corte geológico efectuado na região entre a ponte do Côa e a Serra da Marofa (*Fig. 10*).

A sismicidade e a deformação dos depósitos de cobertura demonstram, por seu lado, que a actividade tectónica da Falha da Vilariça-Longroiva ainda se mantém.

Por outro lado, os movimentos hercínicos não foram os primeiros a actuar sobre estes terrenos, pois existem múltiplas evidências de cavalgamentos ocorridos durante a sedimentação de algumas formações mais antigas e a presença de antigos dobramentos de idade câmbrico/ordovícica (*Foto 24*).

As dobras mais espectaculares são as que ocorrem na estrada que vai da ponte sobre o Côa para Figueira de Castelo Rodrigo no local referido na carta geológica com o n.º 6 (*Foto 27*). Várias falhas, com esmagamento e brechificação e pequenos filões de quartzo, podem observar-se na estrada n.º 222 entre os cruzamentos para Castelo Melhor e para a Capela de S. Gabriel (*Fotos 25 e 26*).

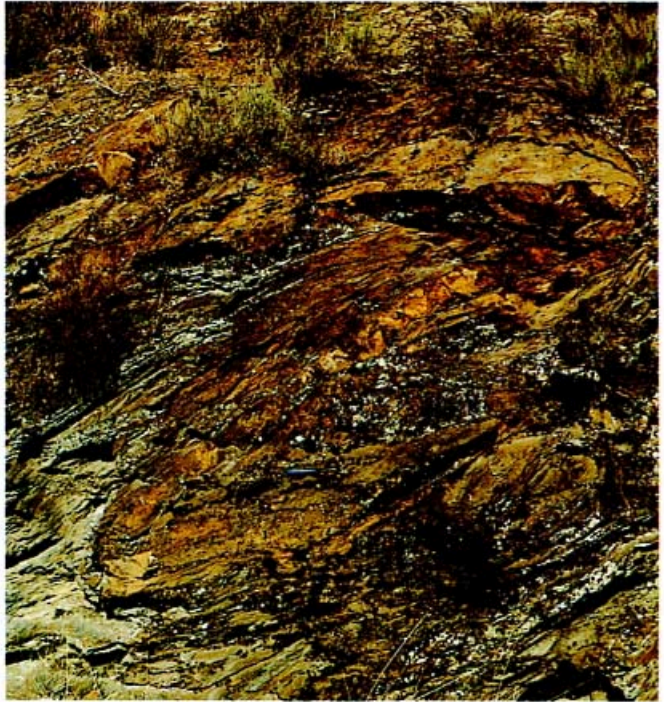


Foto 24

Na região do PAVC existem dobras de idade cambro-ordovícica, anteriores aos movimentos hercínicos e por eles redobradas. EN n.º 221, sítio 7 da Carta.



Foto 25 Caixa de falha com preenchimento brechóide. EN n.º 222 nas proximidades do cruzamento para Castelo Melhor.



Foto 26 Caixa de falha com esmagamento e preenchimento filoniano. Mesmo local da fotografia anterior.

Recursos minerais

Esta região foi, ao longo dos séculos, alvo de intensa actividade mineira. Os primeiros indícios datam da época romana, em que se explorou o ouro dos depósitos cenozóicos, nomeadamente em Barca d'Alva. Contudo, foi durante a II Grande Guerra que esta actividade se intensificou. As substâncias minerais exploradas – o tungsténio (W) e estanho (Sn), as principais, e chumbo (Pb), bário (Ba), e lítio (Li), de menor importância, eram extraídas de minerais como a scheelite e volframite, no caso do W, cassiterite, para o Sn, galena (Pb), baritina (Ba) e espodumena e lepidolite (no caso do Li). Estes minerais ocorrem em estruturas filonianas de dois tipos:

- filões quartzosos ou aplíticos
- filões-camada, interestratificados.

Nos primeiros podem, ainda, distinguir-se dois grupos diferentes:

– mineralizações de Sn, W e Li, que se instalaram durante a ascensão das rochas



Foto 27 Dobra decamétrica de 1.^a fase hercínica com ligeiro “déversement” para norte. EN n.º 221, no sítio 6, assinalado na carta geológica.

graníticas e afins,

– mineralizações de Pb e Ba, que têm sido relacionadas com fenómenos mais tardios, tardi ou, mesmo, pós-variscos.

Nos filões-camada, a composição química das bancadas de rochas calcossilicatadas, situadas nas proximidades de rochas graníticas e aplito-pegmatíticas, associadas, terá facilitado a fixação do W sob a forma de scheelite. Exemplo deste caso é a Mina da Ribeirinha, situada cerca de 4 km a oeste de Almendra, nas imediações da confluência da linha de água Ribeirinha com o rio Côa (Foto 28).

Desta actividade mineira, restam apenas as escombreyas e parte do filão aplito-pegmatítico da Mina da Bajoca, situado 3 km a leste de Almendra (Fig. 7). Este último, constituído, essencialmente, por quartzo, feldspato potássico e sódico e moscovite, produz actualmente areias feldspáticas, que são utilizadas na indústria cerâmica. Anteriormente, a cassiterite e alguma columbo-tantalite, que ocorrem dispersas na massa aplito-pegmatítica, constituíam a parte útil do minério explorado.



Foto 28 Antigas escombreiras da Mina da Ribeirinha. A sua localização é indicativa da posição do filão anteriormente explorado. Mina da Ribeirinha, no sítio 13, assinalado na carta geológica.

Além desta mina, existem pedreiras onde se extraem: granitos para brita, cubos, alvenarias, etc., xistos para esteios, bem como alguns barreiros para exploração de argilas.

Evolução Geodinâmica

O planeta Terra possui uma dinâmica própria que se expressa por ciclos de actividade com duração da ordem da centena de milhões de anos – os ciclos de Wilson. Durante estes ciclos, novos oceanos aparecem e desaparecem, formam-se cadeias de montanhas que, arrasadas pela erosão, proporcionam os sedimentos que enchem as bacias continentais e marinhas de cada época. As forças que engendram esta dinâmica têm sede no manto terrestre.

Na região desta carta, podem observar-se os episódios extremos de um destes ciclos – o Ciclo Varisco, principal responsável pela estruturação da Península Ibérica e que, há mais de 270 milhões de anos, gerou uma extensa cadeia de montanhas cujas relíquias ainda

se estendem da costa ocidental dos Estados Unidos da América à Europa oriental.

Tudo começou com o dismantelamento de uma anterior cadeia de montanhas, precâmbrica, cujas marcas ainda se podem ver, por exemplo, nos gnaisses da vizinha região de Miranda do Douro.

Os produtos dessa erosão – os sedimentos, foram-se acumulando nas bacias sedimentares, durante todo o Paleozóico. Contudo, o processo de sedimentação nunca é homogéneo e, por isso, o estudo da natureza e evolução dos depósitos sedimentares permitem, aos geólogos, deduzir os ambientes em que eles se depositaram. Estes ambientes podem ser muito diversos como, por exemplo – lagos, desertos, estuários de rios, praias, zonas de talude, de plataforma continental ou abissais, etc., etc..

Na região da carta do PAVC, os depósitos do CXG afloram muito bem e não foram muito modificados pelos processos geológicos posteriores à sua deposição. Assim, é possível identificar o ambiente de deposição daqueles sedimentos, que se estima ter evoluído de um domínio de águas pouco profundas (epicontinental), correspondente a um talude continental, para um domínio de águas profundas e tranquilas, onde desembocavam canhões submarinos e por onde era transportado o material sedimentar que se ia depositando nas respectivas planícies abissais (Sousa, 1983, 1985). O desenvolvimento de leques aluviais e deltaicos, progredindo para leques submarinos, indica um efectivo controlo tectónico, por falhas, durante o enchimento da bacia.

No Ordovícico, a sedimentação evidencia deposição costeira, surgindo após transgressão marinha.

No espaço de tempo que medeia entre o Ordovícico e o Permo-carbónico, o registo geológico indica intensa movimentação tectónica, metamorfismo e magmatismo correspondentes à edificação da Cadeia Hercínica. As determinações geocronológicas dos granitos, embora ainda escassas, remontam ao Permo-carbónico.

Foi a última fase hercínica, com as suas grandes estruturas sinclínicas, visíveis nos metassedimentos, e anticlínicas, intruídas pelos magmas graníticos, e a fracturação subsequente, que possibilitou os traços morfológicos característicos desta região.

Fechou-se, assim, o ciclo hercínico responsável pela grande parte dos materiais aflorantes nesta carta.

Na Era Mesozóica, pequenas quantidades de magmas básicos aproveitaram a reactivação de algumas falhas profundas existentes, durante os movimentos que levaram à abertura do oceano Atlântico, para se instalarem.

Durante o Cenozóico, na região completamente emersa e aplanada, começaram por se depositar materiais em condições de clima tropical. Contudo, as oscilações climáticas deste período deixaram, também, registo em depósitos de vertente com características periglaciares

Agradecimentos

Ao Prof. Doutor Miguel Ramalho, grande entusiasta da divulgação da Geologia e da conservação do património natural, ficamos a dever a revisão crítica deste trabalho e, também, a definição de vários termos que se apresentam no glossário final.

Bibliografia

- CABRAL, J. (1995) – Neotectónica em Portugal Continental. *Memórias do IGM*, n.º **31**, 265 p., Lisboa.
- CORDEIRO, A. M. R. & REBELO, F. (1996) – Carta geomorfológica do vale do Côa a jusante de Cidadelhe. *Cadernos de Geogr.*, n.º **15**, F. L. U. C., pp. 11-33, Coimbra.
- FERREIRA, M. PORTUGAL & MACEDO, C. A. REGÊNCIO (1979) – Actividade magmática durante o Mesozóico: I – Achega para a datação K-Ar das rochas filonianas básicas intrusivas na Zona Centro Ibérica (Portugal). *Mem. Not. Museu e Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, n.º **87**, pp. 29-49, Coimbra.
- FERREIRA, A. B. (1978) – Planaltos e montanhas do norte da Beira. *Mem. Centro de Estudos Geogr.*, n.º **4**, 374 p., Lisboa.
- MACEDO, C. C. R. 1988 – *Granitóides, Complexo Xisto-Grauváquico e Ordovícico na região entre Trancoso e Pinhel – geologia, petrologia, geocronologia*. Tese de doutoramento, Universidade de Coimbra.
- MCDUGALL, N.; BRENCHEY, P.; REBELO, J. A. & ROMANO, M. (1987) – Fans and fan deltas – precursors to the Armorican Quartzite (Ordovician) in Western Iberia. *Geol. Mag.*, vol. **124** (4), pp. 347-359.
- REBELO, J. A. (1983/85) – Contribuição para o conhecimento da base do Ordovícico em Portugal – Região de Moncorvo. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, vol. **24**, pp. 263-267, Lisboa.
- REBELO, J. A. & ROMANO, M. (1986) – A contribution to the lithostratigraphy and palaeontology on the Lower Palaeozoic rocks of the Moncorvo region, Northeast Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, vol. **72** (1), pp. 45-57, Lisboa.
- SILVA, A. F.; REBELO, J. A. & RIBEIRO, M. L. (1989) – *Notícia Explicativa da Folha 11-C Torre de Moncorvo*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- SILVA, A. A. & RIBEIRO, M. L. (1991) – *Notícia Explicativa da Folha 15-A Vila Nova de Foz Côa*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

- SILVA, A. F. & RIBEIRO, M. L. (1994) – *Notícia Explicativa da Folha 15-B Freixo de Espada à Cinta*. Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa.
- SKINNER, B. J. & PORTER, S. C. (1989) – *The Dynamic Earth, an introduction to physical geology*. John Wiley & Sons, New York.
- SOUSA, M. B. (1983) – Litostratigrafia do CXG – Grupo do Douro (NE Portugal). *Mem. Not., Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, vol. **95**, pp. 3-63, Coimbra.
- (1983a) – Considerações paleogeográficas e ensaio de correlação das formações do Grupo do Douro (CXG) com as formações ante-ordovícicas da Zona Centro Ibérica. *Mem. Not., Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, vol. **95**, pp. 65-98. Coimbra.
- (1985) – Perspectiva sobre os conhecimentos actuais do Complexo Xisto-Grauváquico de Portugal. *Mem. Not., Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, vol. **100**, pp. 1-16, Coimbra.
- STOW, D. A. V. & SHANMUGAN, G. (1980) – Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison and recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sedimentary Geology*, vol. **25**, pp. 23-42.
- ZILHÃO, J. (1997) – *Arte rupestre e pré-história do Vale do Côa*. Relatório científico ao Governo da República Portuguesa elaborado nos termos da resolução do Conselho de Ministros nº 4/96, de 17 de Janeiro, Ministério da Cultura, 115 p. , Lisboa.
-

Locais de interesse geológico

1 - Fronteira de Escarigo

Nas margens da ponte que faz a fronteira com Espanha ocorrem bancadas decimétricas de quartzofilitos cinzento-escuros, metamorfizados. A recristalização metamórfica desenvolveu abundantes cristais de andalusite que, embora retrogradados, sobressaem na rocha formando como que concreções centimétricas.

2 - Crista de Almofala (Picota),

Esta crista junto à fronteira com Espanha é o prolongamento da Serra da Marofa, cuja estrutura sinclinal foi laminada pela passagem do cisalhamento de Juzbad-Penalva do Castelo. A intensidade da deformação, associada a este cisalhamento, está patente nos quartzitos ordovícicos que ocorrem muito esmagados e cortados por pequenos filões de quartzo com recristalização idiomórfica e nas litologias da Fm. da Excomungada, cujos xistos negros e quartzofilitos, em laminação centimétrica/milimétrica, registaram, na perfeição, o estilo dos dobramentos associados àquela deformação.

3 - Crista de Almofala (Sta Bárbara)

A intensidade da deformação associada ao cisalhamento de Juzbad-Penalva do Castelo, que limita a crista, transformou os quartzitos ordovícicos, dando-lhes o aspecto de verdadeiros mármore venados.

4 - Granito de Sta Eufémia-Bogalhal

Na estrada de Pinhel para Figueira de Castelo Rodrigo, 500 m a norte do cruzamento com a povoação de Quinta Nova, podem observar-se belos aspectos da erosão em rochas graníticas (caos de blocos) em que grandes blocos arredondados resistiram à erosão, a qual é facilitada pela fracturação e diaclasamento. Este tipo de erosão contrasta na paisagem com a morfologia aplanada conferida pela envolvente xistenta destes granitos.

5 - Litologias do CXG

Nas barreiras da berma da estrada que vai de Pinhel a Figueira de Castelo Rodrigo, junto à ponte sobre o Rio Côa, pode observar-se a estruturação interna dos sedimentos do CXG (neste caso, da Fm. de Rio Pinhão). Neste local, a deformação e o baixo grau de metamorfismo permitiram que os aspectos relacionados com a sedimentação destas rochas se conservasse nas melhores condições. As figuras sedimentares mais visíveis são as alternâncias de composição e granularidade, que marcam os ritmos sedimentares, e a granocalibragem e figuras de carga que indicam o sentido da progressão da sedimentação (o topo e a base das bancadas).

O dobramento relativamente pouco intenso corresponde a uma charneira decamétrica cujo flanco norte se apresenta verticalizado, enquanto a clivagem, pelo contrário, ocorre menos inclinada. Assim, neste ponto, onde se podem observar, em boas condições, os estratos, a sua polaridade e as dobras com clivagem associada, é possível determinar as respectivas relações geométricas e deduzir o sentido do movimento que originou a deformação.

6 - Dobras da Excomungada

Do lado esquerdo da estrada que vai de Pinhel a Figueira de Castelo Rodrigo, ocupando todo o flanco da encosta até à ribeira de Colmeal, observa-se espectacular dobra da primeira fase hercínica de dimensões decamétricas. As litologias que a evidenciam são as competentes bancadas de microconglomerados e podem ser observadas, mais de perto, na berma esquerda da própria estrada.

7 - Dobras Sardas

São dobras correspondentes a movimentos anteriores à designada 1.ª fase de deformação hercínica. São pequenas dobras de amplitude métrica, sem clivagem associada. Possuem estilo diferente das dobras de 1.ª fase hercínica, cuja clivagem, de plano axial, as transcepe.

Estas dobras só raramente são observáveis, mas a sua existência permitiu a resolução de alguns problemas estruturais até então sem solução.

8 - Penha de Águia

A clivagem associada às dobras de 1.^a fase está geralmente presente em todos os afloramentos de rochas. Contudo, as dobras de 1.^a fase, que lhe correspondem, raramente são visíveis, especialmente em litologias monótonas. Neste local, pelo contrário, as alternâncias de quartzofilitos e quartzitos permitem uma boa observação destas estruturas, dos seus diferentes estilos e clivagens, mais e menos refractadas, conforme a natureza das litologias e, ainda, os efeitos aí produzidos pela 3.^a fase de deformação.

9 - Vista da Marofa

Na estrada que sobe ao VG Marofa a partir do cruzamento de Castelo Rodrigo, podem observar-se bons cortes nas cascalheiras de vertente que mostram uma matriz argilo-arenosa de cor avermelhada, envolvendo calhaus de quartzito esbranquiçado. No topo da serra podem observar-se as fácies de quartzitos compactos do Ordovícico, muito fracturados e recrystalizados.

Na paisagem sobressai o aplanamento geral da superfície da Meseta e, para leste, consegue seguir-se o alinhamento das cristas quartzíticas até ao vale do Águeda. A povoação de Castelo Rodrigo assenta numa dessas cristas; para norte, observa-se um corredor aplanado, correspondente à superfície da Meseta suavemente inclinada para o Douro, onde se instalaram as povoações de Figueira de Castelo Rodrigo, Escalhão e Vilar de Amargo, entre os relevos correspondentes à Marofa e Penedo Durão-Castelo Melhor.

10 - Figueira de Castelo Rodrigo

A povoação de Figueira de Castelo Rodrigo está situada imediatamente a norte do grande cisalhamento de Juzbad-Penalva do Castelo, que separa duas zonas litologicamente muito diferentes. Neste ponto, a erosão diferencial foi muito importante: do lado sul do cisalhamento, sobressaem os relevos vigorosos correspondentes às cristas quartzíticas do alinhamento da Marofa que a erosão teve dificuldade em remover, enquanto para norte, os migmatitos foram tão arrasados que é praticamente impossível encontrar afloramentos. Neste caso, e sem prejuízo de melhor confirmação, a

própria cor do solo dá indicações sobre a natureza migmatítica do substrato subjacente.

11 - Contacto granito/metassedimentos

Na estrada entre Escalhão e Barca d'Alva, aproximadamente quatro quilómetros a norte de Escalhão, vê-se o contacto entre os granitos do antiforma de Lamego-Penedono-Escalhão e os metassedimentos do seu flanco norte. Filões graníticos de espessura métrica intruíram neste contacto. Uma estreita faixa de migmatitos e paragneisses e os xistos do contacto apresentam filonetes de quartzo "boudinados", formando como que amígdalas ou gotas, por efeito da deformação sofrida depois de terem sido injectados nos planos de xistosidade. Estes aspectos de boudinagem podem, também, ser observados em filões graníticos, na continuação da mesma estrada. Neste ponto, o metamorfismo foi relativamente elevado, tendo levado ao desenvolvimento de cristais de andalusite centimétrica, que são bem visíveis.

12 - Fácies de Sto Xisto (Fm. de Desejosa)

Na estrada de Almendra para Castelo Melhor, a Fm. de Desejosa inclui bancadas negras com laminação milimétrica a centimétrica de material claro, mais siltítico. Esta fácies, que muitas vezes apresenta inclusões carbonatadas, constitui um bom nível de referência para a interpretação geológica e foi designada de "fácies Sto Xisto". Ocorre em vários locais da região, nomeadamente nas famosas pedreiras do Poio. Neste ponto, a laminação assume aspectos amigdaloidais que, embora tenham origem sedimentar, foram reforçados pela deformação. Podem ainda observar-se figuras de carga, que permitem definir o sentido da polaridade das bancadas, planos de fracturação com estrias, evidenciando o sentido dos movimentos e filões e filonetes de quartzo (*Fotos 4 e 29*).

13 - Mina da Ribeirinha

Antigas instalações mineiras abandonadas com a lavaria ainda reconhecível. O minério explorado foi o tungsténio, existente em cristais de scheelite de bancadas calcossilicatadas da Fm. de



Foto 29 Argilito, de cor escura, alternando com silte, de cor mais clara, em laminação paralela e lenticular. Observar a presença de materiais mais grosseiros, no sedimento claro, e a existência de figuras de carga, indicativas da polaridade das camadas. EN n.º 222, nas proximidades do cruzamento para Orgal.

Desejosa. O alinhamento das velhas escombreyas abandonadas é bem visível na paisagem e evidencia a direcção da camada mineralizada. O mineral explorado tem a propriedade de ser luminescente com luz ultravioleta. Um dos filões, na base da encosta, ainda é acessível e pode ser visitado, se se dispuser dos meios apropriados (*Foto 28*).

14 - Depósitos de cobertura

Na estrada que corre ao longo do “graben” da Vilariça-Longroiva, entre 200 m a sul do cruzamento para Relvas até ao de Quintãs, observam-se bons cortes nos depósitos cenozóicos, sobretudo nas Arcoses da Vilariça. A estratificação está geralmente bem marcada através da alternância de diferente granulometria. Localmente, ocorrem pequenos desvios nas camadas indicando movimentação tectónica e, assim, confirmando que a grande falha da Vilariça-Longroiva continua activa.

Durante o percurso, pode observar-se do lado oposto do vale a bela escarpa de falha talhada em rochas graníticas. Nesta escarpa, quando a luz solar é favorável, pode ver-se a característica morfologia trapezoidal típica deste tipo de escarpas.

15 - Brecha ígnea de contacto

Na barreira da mesma estrada, EN n.º 102, entre os marcos hectométricos 92,3 e 92,6, observa-se uma zona de contacto entre duas fácies graníticas distintas – o granodiorito de Chãs-Amargo, de cor escura, essencialmente biotítico, e o granito de Mêda-Escalhão, de duas micas, bastante mais claro. Neste contacto desenvolveu-se bela zona de brechificação com elementos dos dois tipos de granitos e emissão de vários filões. De uma forma geral, verifica-se que os filões do granito de Mêda-Escalhão cortam o granodiorito, confirmando a cronologia relativa estabelecida na Carta Geológica.

16 - Icnofósseis de Castelo Melhor

O pequeno relevo, que se situa imediatamente a WNW de Castelo Melhor, constitui uma dobra sinclinorial onde afloram quartzitos do Ordovícico. Ao contrário das litologias do Complexo Xisto-Grauváquico, estes quartzitos apresentam-se fossilíferos. A actividade dos organismos, no decurso da sedimentação, ficou aí registada na base de algumas bancadas, onde se podem encontrar Cruzianas que se interpretam como rastros de trilobites, e galerias de vermes. Estes tipos de fósseis são muito importantes, pois indicam que os sedimentos que os contêm se geraram em antigos ambientes de pequena profundidade (*Fig. 4*).

Neste local podem também observar-se dobras secundárias, de amplitude métrica, e respectivos componentes estruturais, em litologias bastante diferentes das do CXG.

Deste ponto, tem-se ainda uma bela vista, sobretudo para sul, onde da superfície da Meseta sobressai todo o alinhamento da Serra da Marofa.

17 - Barca d'Alva

No início da estrada para Espanha, pode observar-se um corte no terraço fluvial. Blocos arredondados de quartzito, quartzo, granito e xisto, com dimensões que chegam a atingir o meio metro, encontram-se envolvidos em matriz areno-argilosa. Neste corte observa-se, também, que na base do depósito existe concentração de blocos de maiores dimensões e a sua diminuição progressiva para o topo. A esta progressão chama-se granocalibragem e utiliza-se na identificação do sentido da evolução da profundidade dos paleoambientes.

18 - Sinclinal de Poiares

Chegando a Barca d'Alva observa-se, para norte, um morro que constitui o Sinclinal de Poiares. As litologias que aí afloram pertencem ao CXG.

Seguindo quatro quilómetros pela estrada que leva a Ligares, atingem-se as bancadas de quartzito ordovícico. No interior do Sinclinal de Poiares os afloramentos à beira da estrada são pouco interessantes, mas, no entanto, a paisagem compensa o esforço da subida pela magnífica perspectiva do fecho leste do sinclinal. As camadas formam como que uma *semi-cuvete* que abre para oeste. A povoação de Poiares situa-se no interior desta *cuvete*.

Subindo a um ponto alto, a partir de qualquer carreiro que saia da estrada principal, obtém-se uma magnífica vista de toda a região, em que o extenso alinhamento da Serra da Marofa sobressai da superfície aplanada da Meseta, que desce para o Rio Douro. Nesta paisagem pode distinguir-se o contraste de relevo conferido pelas diferenças litológicas das manchas de granito e xisto.

19 - Orgal (Urgal, na Carta)

Nas barreiras das estradas que cortam a Fm. de Desejosa depara-se frequentemente com um lineamento bastante persistente, que podemos designar por corrugação grosseira (*Foto 30*). Este aspecto, algumas vezes tomado como marcas de ondulação, corresponde, na maioria dos casos, à intercepção dos leitos centimétricos da estratificação com os planos de xistosidade e/ou de fracturação. De

facto, os sedimentos laminados do tipo dos da Fm. de Desejosa, com diferentes reologias, quando cortadas por um qualquer plano estrutural e depois sujeito à acção dos agentes externos, têm tendência a facilitar a erosão de umas em detrimento de outras, originando tais aspectos. Embora, como se referiu, seja esta a interpretação da maioria dos casos, outros há, de corrugações da xistosidade que corresponderam a verdadeiras crenulações relacionadas com a última fase de deformação e não se exclui, também, a possibilidade de algumas daquelas estruturas corresponderem a marcas de ondulação.

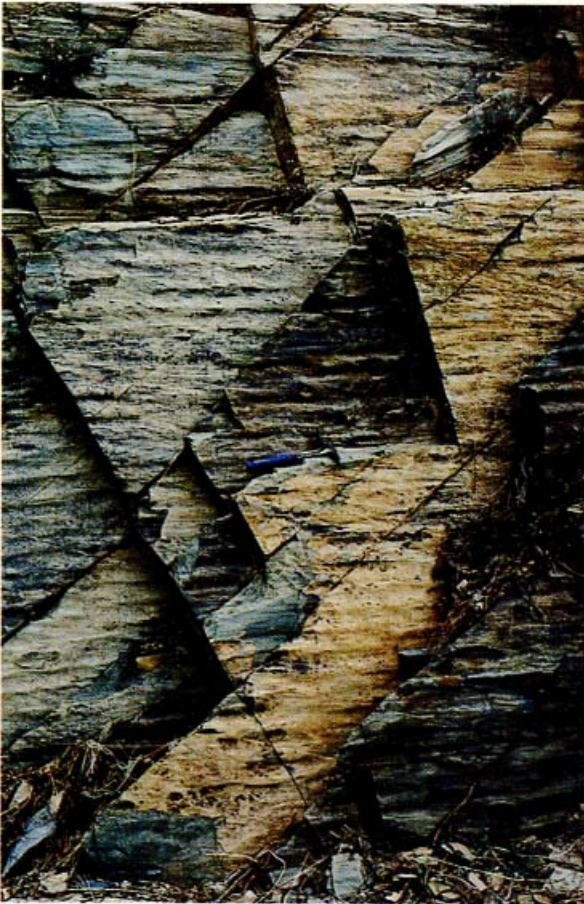


Foto 30

Aspecto da corrugação grosseira que se observa nas barreiras das estradas que cortam o PAVC e que corresponde, na maioria dos casos, à intercepção dos estratos sedimentares com os planos de clivagem e/ou de fracturação. EN n.º 222, próximo do cruzamento para Orgal.

20 - Pedreiras do Poio

Estas proporcionam, desde há décadas, uma importante indústria regional, produzindo esteios para fins agrícolas e materiais para a construção civil. A rocha explorada é um filito de cor cinzenta ou cinzento-esverdeada, com laminação milimétrica de material mais siltítico, pertencente à “ fácies de Santo Xisto”. Encontra-se próximo da charneira de uma dobra de 3.ª fase, com planos de estratificação quase horizontais ou pouco inclinados, cortados por clivagem de fractura vertical. Esta estrutura facilita o desmonte dos esteios que é feito segundo o estiramento estrutural dos elementos constituintes da rocha.

Neste local, do outro lado do Rio Côa, pode ver-se, para sudeste, a estrutura sinclinal de Castelo Melhor.

21 - Filão básico alterado

Ao contrário dos granitos, as rochas básicas são pouco comuns nesta região. Contudo, neste ponto da EN n.º 222, nas imediações do marco quilométrico 208, pode ver-se um filão deste tipo de rochas. Tem espessura aproximada de 1,5 m e apresenta bons aspectos de escamação esferoidal, devido ao seu adiantado estado de alteração. A intrusão dos filões básicos, como foi referido anteriormente, deverá estar relacionada com a reactivação de falhas profundas pelas forças que levaram à abertura do oceano Atlântico.

Neste ponto observam-se, também, bons exemplos de corrugações grosseiras que, neste caso, correspondem a verdadeiras dobras de crenulação.

Definição de alguns termos utilizados

Anóxico – Sem oxigénio livre, o qual é, geralmente, consumido pela oxidação da matéria orgânica e não reposto, devido, normalmente, à ausência de correntes aquáticas.

Arenito/Quartzito – Rochas sedimentares constituídas por grãos de areia (essencialmente, quartzo) agregados por uma matriz mais fina, mais ou menos abundante, respectivamente.

Cisalhamento – Deformação de uma rocha, com ou sem fractura, resultante da actuação de tensões tangenciais.

Clivagem – Estrutura planar, segundo a qual as rochas se partem em lâminas subparalelas e que resultou da actuação da acção de tensões a que esta foi sujeita.

Deltas de mar profundo – Os canhões submarinos que cortam os taludes continentais estão alinhados com as bocas dos grandes rios como o Amazonas, o Congo, o Ganges, etc.. A maioria destes canhões conduzem a enormes leques submarinos que, instalados na base dos taludes continentais, fluem no sentido dos grandes fundos marinhos. As superfícies destes leques são cortadas por canais que podem atingir inclinações elevadas (superiores a 200 m). Os sedimentos destes leques apresentam-se gradados, consistindo numa mistura de partículas de argila e pequenos calhaus, a que muitas vezes se associam plantas terrestres e fósseis de águas superficiais e profundas, e são interpretados como turbiditos.

Descontinuidade – Interrupção com lacuna da sequência normal de deposição sedimentar. Pode corresponder a não-deposição (lacuna sedimentar), a fenómenos erosivos (lacuna de erosão) ou a acontecimentos tectónicos contemporâneos do registo sedimentar (discordância angular).

Estratificação gradada – Quando o diâmetro das partículas, que constituem uma camada sedimentar, diminui ou aumenta gradualmente da base para o topo.

Estratificação maciça – Quando o diâmetro das partículas que constituem uma camada sedimentar tem distribuição homogênea ao longo da sua espessura.

Estratigrafia – Ramo da Geologia que se ocupa do estudo do registo geológico, procurando investigar as condições da sua formação e visando datar e correlacionar as diferentes unidades rochosas.

Fácies – Conjunto de características (litológicas, paleontológicas, estruturais, geoquímicas, etc.) que permitem definir as diferentes rochas e relacioná-las com os ambientes em que foram geradas.

Figuras de carga – Estruturas que se podem formar na base de uma camada, devido ao seu peso, quando se sobrepõe a um sedimento plástico.

Filito – Rocha metamórfica de baixo grau, essencialmente constituída por pequenas palhetas de minerais micáceos, que lhe conferem o brilho sedoso que apresenta nos planos de clivagem.

“Flysch” – Introduzido na primeira metade do século XIX para uma determinada sequência litológica, passou posteriormente a ser utilizado para designar fácies que caracterizam sucessões espessas de sedimentos clásticos de águas profundas, redepositados. Estas sequências comportam uma série de figuras que incluem (in SOUSA, 1983):

- alternância de sedimentos finos, argilas, margas e siltitos com sedimentos grosseiros, arenitos e calcários detríticos;
- arenitos não calibrados com abundante matriz argilosa;
- gradação entre termos com predomínio de areia ou argila, variando no espaço e tempo;
- base das camadas arenosas brusca, com figuras e topo difuso;
- os arenitos possuem frequentemente estratificação gradada; os arenitos finos, laminações;
- boa continuidade lateral e regularidade da estratificação.

- estruturas sedimentares direccionais com forte constância ao longo de grandes áreas;
- existência de depósitos tipo “slumps”, “pebbly mudstones” e “pebbly sandstones”;
- fósseis relativamente escassos;
- escassez de rochas vulcânicas;
- ausência de estratificação entrecruzada em larga escala;
- ausência de figuras relacionadas com condições subaéreas.

Contudo, deve referir-se que esta definição do termo não é consensual, dando-lhe, alguns autores, conotação tectónica, paleoambiental ou, ainda, outras dentro da evolução geodinâmica das bacias sedimentares.

Grauvaque – Rocha sedimentar essencialmente constituída por grãos de quartzo e de feldspato em matriz argilosa relativamente abundante.

Iconofósseis – São vestígios das actividades dos organismos, conservados nos sedimentos: marcas de raízes, pegadas, excrementos, tocas, pistas de deslocações, etc..

Litofácies – Conjunto de características litológicas de uma rocha que permitem distingui-la das outras.

Litologia – Características físicas de uma rocha, geralmente observadas a olho nu, à lupa ou ao microscópio.

Paragene metamórfica – Associação de minerais gerados numa rocha durante um determinado episódio metamórfico.

Tectónica – Respeita ao estudo da estrutura das rochas resultante dos movimentos de deformação da crosta.

Turbidito – Tem-se verificado a presença de grandes quantidades de sedimentos continentais acumulados na base dos taludes, a grandes profundidades. Tais depósitos, que constituíram um quebra-cabeças para muitos investigadores que pretendiam conhecer a sua origem, são actualmente interpretados como resultantes de correntes de turbidez. Estas correntes consistem

numa mistura de partículas de sedimentos, diluídas em água e, por isso, mais densas que a água envolvente, sendo conduzidas pela força da gravidade. Instalam-se, nos oceanos, a partir das bocas dos grandes rios, quando ocorrem tremores de terra ou grandes tempestades costeiras, por exemplo, ou, fora disso, durante os episódios de grandes cheias. As correntes de turbidez são importantes agentes geológicos nos taludes continentais, onde atingem velocidades muito superiores às dos cursos de água dos continentes e transportam grandes quantidades de sedimentos a distâncias que podem ultrapassar os mil quilômetros, a partir da sua origem.

As correntes de turbidez depositam, tipicamente, camadas de sedimentos gradados, designados turbiditos. Esta gradação é-lhe conferida pela rápida e contínua perda de energia do agente de transporte. Embora as correntes de turbidez sejam esporádicas, a sua persistência ao longo de milhares de anos pode levar à acumulação de importantes depósitos turbidíticos, nas plataformas continentais ou nas planícies abissais.

Uma sequência turbidítica ideal consiste em cinco unidades ou intervalos que se podem caracterizar, da base para o topo (sequência de Bouma) (MIDDLETON & HAMPTON, 1973, in SOUSA, 1983):

- A (a) – Presença de estratificação gradada;
- B (b) – Presença de laminação paralela (material psamítico);
- C (c) – Presença de marcas de corrente e laminação convoluta e alguma estratificação gradada;
- D (d) – Presença de laminação paralela em material muito fino;
- E (e) – Ausência de estruturas sedimentares (material pelítico).

A sequência de Bouma aparece geralmente incompleta sendo os termos basais mais frequentemente visíveis nos turbiditos proximais e os termos superiores, nos turbiditos distais.

FICHA TÉCNICA

COLECÇÃO

Álbuns do PAVC

EDITOR

Parque Arqueológico do Vale do Côa

TEXTOS

M. L. Ribeiro

FOTOGRAFIA E DESENHOS

M. L. Ribeiro

DESIGN

sentido: designers / Nuno Gonçalves

IMPRESSÃO

Scarpa

TIRAGEM

1950 exemplares

DEPÓSITO LEGAL

175906/02

ISBN

972 -98121-3-6

Vila Nova de Foz Côa

Dezembro de 2001