

**Controle Estrutural da Localização  
de Pedreiras de Esteios de Xisto  
para Vinha em  
Vila Nova de Foz Côa**

**Mauro Daniel Marques Búrcio**

**Orientado por:**

**Prof. Doutor Rui Manuel Soares Dias**

2004



**Controle Estrutural da Localização  
de Pedreiras de Esteios de Xisto  
para Vinha em  
Vila Nova de Foz Côa**

**Mauro Daniel Marques Búrcio**

**Orientado por:**

**Prof. Doutor Rui Manuel Soares Dias**

2004



Dissertação apresentada para obtenção do grau de Mestre em Cartografia  
Geológica na Universidade de Évora

## **Agradecimentos**

Agradeço de forma especial ao meu orientador, Prof. Doutor Rui Manuel Soares Dias, pelos conhecimentos que me transmitiu, pela amizade construída nos últimos anos e, não menos importante, o gosto que me transmitiu pela Ciência, em particular pela Geologia.

À Dr<sup>a</sup> Isabel Leal Machado pela sua disponibilidade e ajuda prestada no sistema de informação geográfica, pela sua amizade. À Eng<sup>a</sup> Paula Faria da Universidade de Évora pelo auxílio prestado na realização dos ensaios de resistência à compressão.

A todas as pessoas do Pólo de Estremoz pela forma como sempre me receberam, em especial à Florbela pela ajuda prestada na parte administrativa do mestrado.

A todos os proprietários das pedreiras do Poio que me possibilitaram o livre acesso às suas pedreiras e a todos os trabalhadores que me transmitiram os seus preciosos conhecimentos.

Aos meus pais por me terem permitido escolher o meu próprio caminho e pelo incentivo inequívoco que sempre me transmitiram.

À Margarida pela sua compreensão face os sacrifícios e ausências a que este trabalho a obrigou. Pela estabilidade emocional que me proporcionou durante este percurso.

## Resumo

O principal objectivo deste trabalho é compreender os parâmetros que controlam a distribuição espacial das pedreiras de xisto da região de Vila Nova de Foz Côa. Os dados obtidos apontam para que quatro aspectos se revelam fundamentais nesta distribuição:

**litologia**- nos metasedimentos paleozóicos que afloram na região apenas a sequência de multileitos da parte superior da Desejosa é apropriada.

**estrutura**- a estrutura regional é uma das principais condicionantes. Dois factores se revelam aqui essenciais: a distância às falhas principais e a distância aos planos axiais das dobras variscas de primeira ordem. No que diz respeito ao primeiro parâmetro, as pedreiras devem evitar as proximidades das fracturas principais, pois estas originam um diaclasamento importante nas rochas. Em relação aos dobramentos, as pedreiras devem localizar-se nas extensas zonas de charneira dos sinclinais principais.

**metamorfismo**- apenas os metasedimentos na fácies da clorite são utilizáveis para este tipo de exploração.

**topografia**- devido às encostas escarpadas do vale do Côa as pedreiras têm que se localizar a uma distância mínima de 200 m em relação ao rio.

## **Abstract**

The main objective of this work is to understand the parameters controlling the spacial distribution of the Vila Nova de Foz Côa quarries. The obtained data indicate that four aspects are crucial in their distribution:

**lithology-** in the paleozoic metasediments outcropping in this region only the multilayer sequence of the upper part of Desejosa formation is suitable to be used as industrial and ornamental rocks.

**structure-** the regional framework is also a major constrain. Two factors are essencial: the distance to the main faults and the distance to the axial planes of the first order folds. Concerning the first parameter, the quarries should evitate the vicinity of the main fractures, which produce a dense joint pattern in the rocks. In relation to the folding, the quarries must be localized in the wide hinge zones of the major synclines.

**metamorphism-** only the metasediments in the chlorite facies prove to be suitable.

**topography-** due to the steep slopes of the Côa valley, the quarries should be locallized at a minimum distance of 200 m of the river.

# Índice

	<b>Página</b>
Agradecimentos .....	02
Resumo .....	03
Abstract .....	04
Índice .....	05
Introdução .....	06
Capítulo I – Enquadramento Geológico .....	10
Capítulo II – Litoestratigrafia .....	14
II – 1 - Resenha histórica .....	14
II – 2 - Coluna estratigráfica simplificada do Grupo do Douro .....	15
Capítulo III – Deformação .....	25
III – 1 - Deformação dúctil sin-D <sub>1</sub> .....	25
III – 2 – Fracturação .....	37
III – 3 – Mecanismos de dobramento .....	39
III – 4 – Metamorfismo .....	45
Capítulo IV – Resistência à compressão .....	46
IV – 1 – Metodologia .....	46
IV – 2 – Resultados obtidos .....	49
IV – 3 – Análise de resultados .....	53
Capítulo V – Conclusões .....	60
Bibliografia .....	63
Anexo I – Carta Geológica	
Anexo II – Carta de Estratificação (S <sub>0</sub> )	
Anexo III – Carta de Xistosidade (S <sub>1</sub> )	
Anexo IV – Carta de Diaclases	
Anexo V – Carta de Lineações da 1º Fase D <sub>1</sub> (L <sub>1</sub> e X <sub>1</sub> )	
Anexo VI – Carta de Potenciais Áreas de Exploração	

## INTRODUÇÃO

Com este trabalho pretende-se compreender/definir a localização de pedreiras de xistos para produção de esteios (fig.1) para vinhas em Vila Nova de Foz Côa, definindo áreas potenciais para novos trabalhos.

Para isto considera-se necessário um estudo geológico pormenorizado no qual a componente estrutural tenha um lugar de destaque pois, conforme iremos ver, existe um controlo estrutural importante na localização deste tipo de pedreiras.



Fig. 1 – Esteios de xisto em vinha

Este estudo será complementado com alguns ensaios geotécnicos que permitirão averiguar algumas das características físicas que se tornam importantes para o aproveitamento dos xistos.

Do ponto de vista histórico estas pedreiras fornecem alguns elementos interessantes para a compreensão da sua implementação bem como das diferenças existentes entre as pedreiras onde se produzem esteios e as demais existentes na região de Vila Nova de Foz Côa (fig. 2).

A data de início das explorações de esteios de xisto é incerta, para tal, contribuiu o facto de estas pedreiras terem laborado durante vários anos sem licenciamento, logo, sem quaisquer registos fidedignos.

A memória dos trabalhadores diz-nos que os primeiros esteios foram plantados na Quinta do Vale Meão. Esta quinta foi fundada por Dona Antónia Ferreirinha em 1887. Contudo, existem raros registos escritos que apontam para datas anteriores.

No levantamento realizado por Augusto Pinho Leal e publicado em 1885, na obra “Portugal Antigo e Moderno” ao descrever Vila Nova de Foz Côa encontra-se uma clara e magnífica descrição das pedreiras do Poio. «É uma pedreira de schisto, duro como o aço, que há no Monte do Poio, cerca de 4 kilometros a SE da villa, d’onde se extrahem pedras de todas as grossuras e dimensões à vontade dos montantes, - umas estreitas e delgadas, de que fazem baluastres para varandas, esteios, etc., - outras de enormes proporções, até 8 e mais metros de comprimento e 1 metro e mais de largura,

de que fazem tanques, lagares e inclusivamente pontes de uma só pedra, sendo por vezes necessárias 7 e 8 juntas de bois para as arrastarem! Na ribeira do valle, por exemplo, há uma ponte bastante espaçosa, cujo tabuleiro é formado por uma só das dictas pedras, denominadas louzas. Tem 1m20 de largura – e 8 de comprimento!»

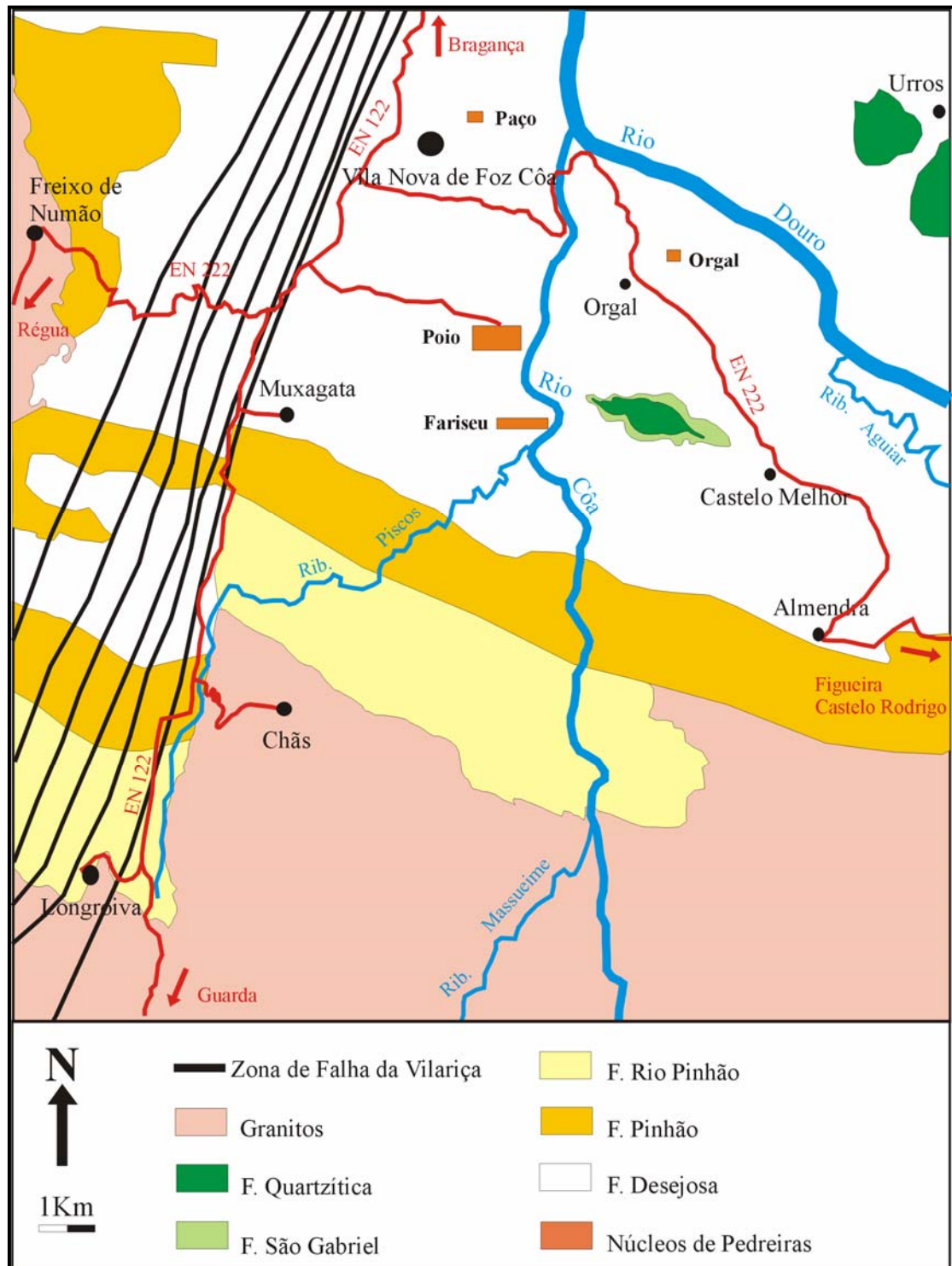


Fig. 2 – Mapa simplificado dos arredores de Vila Nova de Foz Côa.



No edifício dos Paços do Concelho, construído em 1858, foi também utilizada pedra do Poio. «Podem também ver-se e admirar-se as enormes pranchas da dicta pedra com que a Câmara mandou forrar as paredes e os tectos das prisões no edifício dos novos paços do concelho. Ficaram as dictas prisões seguríssimas e à prova de fogo, como se fossem couraçadas.»

Estes registos indicam-nos que pelo menos as pedreiras do Poio já laboram desde 1850. No entanto, existem alguns edifícios construídos em meados do século XVIII que possuem estas rochas. Este facto associado aos anteriores permite-nos pensar que estas pedreiras já existem há cerca de 200 anos.

Das pedreiras existentes em redor de Vila Nova de Foz Côa nem todas são para produção de esteios, como veremos mais adiante. No entanto, e apenas para um enquadramento da actividade exploratória na Formação de Desejosa, é possível hierarquizar temporalmente o início de actividade. As pedreiras do caminho do Côa (Paço) devem ter iniciado a sua exploração no início do século XX. Uma notícia no Jornal de Foz Côa de 1904 (fig. 3) alerta para o facto da abertura indiscriminada de novas pedreiras neste local.

As pedreiras do Fariseu iniciaram suas explorações na primeira metade do século XX. A memória dos antigos trabalhadores testemunha este acontecimento. Por exclusão de partes, as pedreiras do Poio são aquelas que iniciaram primeiramente a sua actividade.

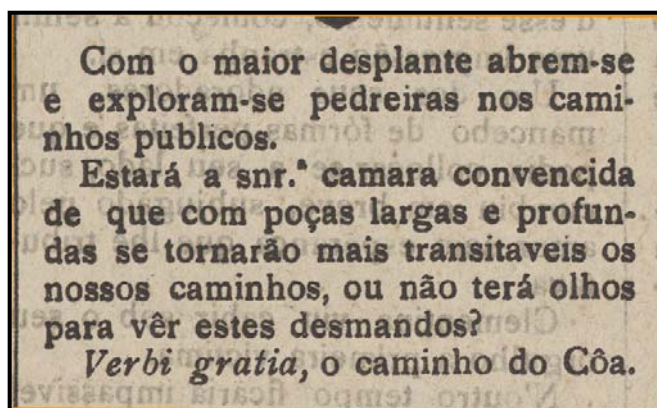


Fig. 3 – Jornal Foz Côa nº 24 de 03/03/1904

Os antigos trabalhadores, que laboraram em diferentes explorações, contam que só no lugar do Poio e Fariseu é possível produzir esteios. Sustentando que, quer no Paço, quer no caminho do Côa mesmo que conseguissem obter planos de “desdobre” (i.e. estratificação), dificilmente obtinham planos de “rasgo” (i.e. clivagem).

A localização dos melhores sítios de exploração descrita por actuais e antigos trabalhadores varia quer no espaço quer no tempo. Tempos houve, em que algumas explorações produziam esteios de elevada qualidade. À medida que se descia na sequência estratigráfica esta qualidade perdia-se em consequência da conjugação de diversos factores. O inverso também se verifica, ou seja, inicialmente as explorações

## Introdução

não produziam esteios de qualidade, mas à medida que se desce na colina essa mesma qualidade aumenta.



Fig. 4 – Vista Norte das pedreiras do Poio.

## CAPÍTULO I - ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

Geograficamente a área cartografada situa-se no concelho de Vila Nova de Foz Côa, distrito da Guarda (fig. 5). Dentro desta área efectuaram-se levantamentos de pormenor nas zonas do, Poio e Fariseu, bem como ao longo da margem esquerda do rio Côa, em pleno Parque Arqueológico do Vale do Côa, com gravuras rupestres, classificadas pela Unesco (1998) como património da humanidade. Para além disto foram também efectuados levantamentos em áreas dispersas desta no Paço, Orgal e Castelo Melhor (fig. 2).

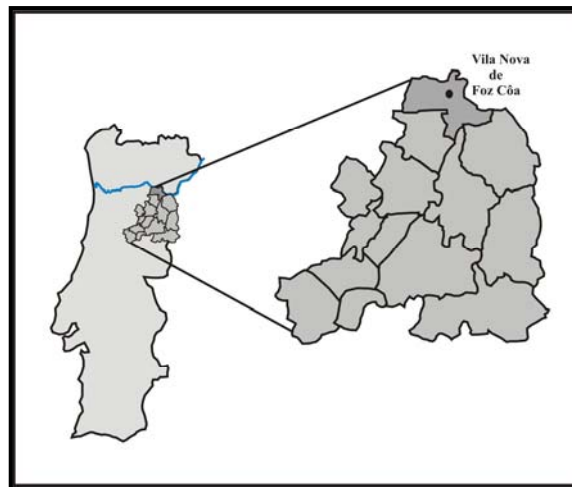


Fig. 5 – Distrito da Guarda

A região de Vila Nova de Foz Côa apresenta um relevo acidentado em grande parte da sua área, consequência de uma tectónica activa e de uma acentuada erosão diferencial, relacionada com o encaixe do rio Douro e dos seus principais afluentes da margem esquerda. A região de Vila Nova de Foz Côa encontra-se compartimentada em dois grandes blocos separados pela falha da Vilariça (Silva *et al.* 1989, *in* Silva *et al.* 1991), que corresponde a um desligamento esquerdo, com cerca de 5,5 km de rejeito. Trata-se de um acidente complexo, o qual na região em estudo origina fracturação paralela numa faixa de 0,5 a 1 km de largura, com desnivelamentos dos blocos extremos e abatimento do bloco central – “graben” de Longroiva (Ferreira & Ribeiro, 1991, *in* Silva *et al.* 1991). A Este da falha da Vilariça a superfície actual corresponde à da meseta que sofreu um importante basculamento, para Noroeste em direcção ao rio Douro (Cabral, 1991). Os leitos do rio Côa e das ribeiras de Piscos e Aguiar, atravessam esta superfície através de profundas gargantas devido à erosão regressiva a partir do rio

Douro. A área principal de explorações (Poio), corresponde a uma zona de planaltos com cotas a variar entre os 150 m e os 425 m de altitude (fig. 2; Silva, *et al.* 1991).

Geologicamente esta região situa-se na Zona Centro Ibérica (fig.6), mais precisamente no antigo Complexo Xisto-Grauváquico (CXG).

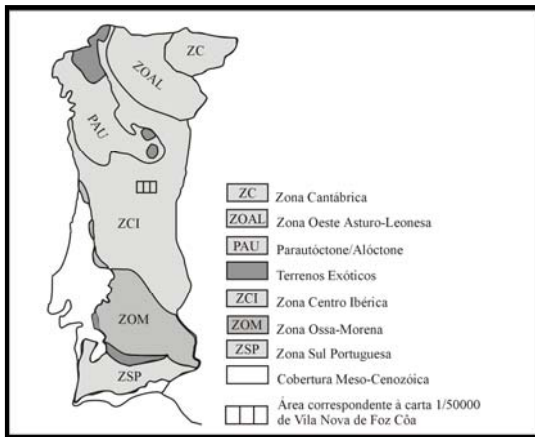


Fig. 6 – Enquadramento da carta de V. N. de Foz Côa nas grandes unidades geológicas da Península Ibérica (adaptado de Julivert *et al.*, 1974, e Dias *et al.*, 2000).

Actualmente o CXG é designado por “Supergrupo Douro-Beiras” que se subdivide no Grupo das Beiras e Grupo do Douro ao qual pertence a região estudada (Romão *et al.* in prep.). Esta área pertence à folha 15-A Vila Nova de Foz Côa, da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000, editada pelo Instituto Geológico e Mineiro.

A litologia na região onde se localizam as pedreiras, corresponde predominantemente a uma sequência de multileitos centimétricos do Câmbrico, onde a espessura dos leitos e a litologia das camadas existentes mostram ser um factor determinante para a localização destas pedreiras bem como do tipo de esteios produzidos (fig. 7) No capítulo II será dada especial relevância ao tipo de litologia encontrada nas diferentes pedreiras.



Fig. 7 – Esteios produzidos nas pedreiras do Poio

Os planos de anisotropia pelo qual se parte a rocha para extracção, nomeadamente, a relação estratificação/clivagem/diaclasamento, são um factor decisivo para a localização das pedreiras, por isso, torna-se necessário compreender detalhadamente a relação entre a localização das pedreiras e as macroestruturas (dobras e fracturas) existentes na região.



O metamorfismo desta região foi induzido no Paleozóico superior pela formação da Cadeia Varisca, quer associado ao processo de metamorfismo regional, quer associado ao metamorfismo de contacto relacionado com a ascensão dos numerosos batólitos de granitóides sin a pós orogénicos. A região de Foz Côa onde se localizam as pedreiras do ponto de vista metamórfico, mostra por isso um comportamento complexo devido à interferência dos fenómenos regionais com a instalação dos granitos pertencente ao alinhamento magmático do Antiforma Lamego-Penedono-Escalhão.

A formação da Desejosa sofreu a deformação das três principais fases tectónicas da orogenia hercínica, a acção do metamorfismo regional e a intrusão de rochas granitóides durante e após a 3ª fase de deformação. Na região de Vila Nova de Foz Côa é possível evidenciar apenas a 1ª e a 3ª destas fases de deformação. A primeira fase é responsável pelas principais estruturas, produzindo dobras poli-harmónicas, de planos axiais com direcção WNW-ESE e eixos sub-horizontais. A clivagem é de plano axial, que nas regiões mais metamorfizadas passa a verdadeira xistosidade. A terceira fase produziu dobramentos sub-horizontais e planos axiais verticais com a mesma direcção que os da primeira fase e afectou os granitos mais antigos. A clivagem associada a esta fase corresponde, geralmente, a uma crenulação. Existem ainda zonas de cisalhamento dúcteis (de direcção WNW-ESE) e semi frágeis (de direcção WSW-ENE), sinistróginas, que foram considerados como relacionados com a 1ª e 3ª fases, respectivamente. A fracturação NNE-SSW, que corresponde a grandes desligamentos esquerdos, está relacionada com os últimos movimentos associados ao campo de tensões hercínico (Ferreira, P. & Ribeiro, L., 1991).

Duas grandes discontinuidades no soco Pré-Câmbrico devem ter condicionado a evolução do Autóctone Ibérico. Estas, foram reactivadas como megadesligamentos esquerdos que vão ser as grandes condicionantes das Flowers Structures (Dias, 1998). Desta forma, é possível explicar as diferenças estruturais possíveis evidenciadas na Zona Centro Ibérica.

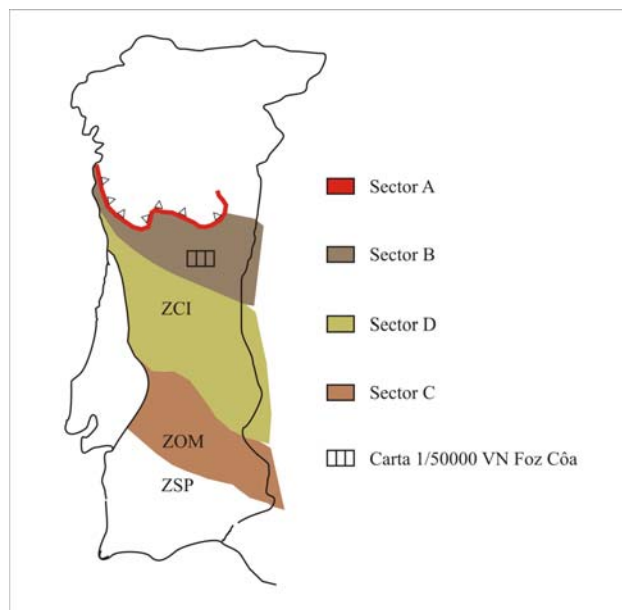


Fig. 1 – Sectores Estruturais do Terreno Autóctone Ibérico (adapt. de Dias, 1998).

Com base em critérios puramente estruturais podem-se individualizar 4 sectores distintos no autóctone Ibérico (fig. 1; Dias, 1998).

A zona de Vila Nova de Foz Côa situa-se no sector B. Este, caracteriza-se pela presença de dobramentos com planos axiais sub verticais e tombados, com direcções que variam de E-W em Moncorvo, a N-S em Viana do Castelo, descrevendo o padrão típico do ramo sul do Arco Ibero-Armoricano (Dias, 1998). Geralmente estas dobras encontram-se associadas a grandes desligamentos esquerdos sub-paralelos aos planos axiais (Ribeiro *et al*, 1990; Dias, 1994; Coke, 2000; Dias *et al*, 2003). As charneiras das dobras são quase sempre pouco inclinadas e apresentam alguma ondulação que tem sido interpretada como consequência de achatamento diferencial (Ribeiro, 1974; Dias, 1994). A clivagem é de plano axial e o estiramento é sub-horizontal com ligeiras inclinações segundo o eixo cinemático b (Ribeiro *et al*, 1990; Dias, 1994; Dias & Ribeiro, 1994).

Neste sector verifica-se que as dobras da 1ª fase descrevem uma vasta Flower Structure positiva, com o ramo NE bem desenvolvido para NE que passa gradualmente à Zona Oeste Asturo-Leonesa. O ramo SW é curto e caracteriza-se pela presença de dobras vergentes para W e SW, e a zona axial desta Flower Structure, só se observa na região de Viana de castelo em virtude das numerosas intrusões granítica frequentes em todo este sector (fig. 2; Dias, 1998).

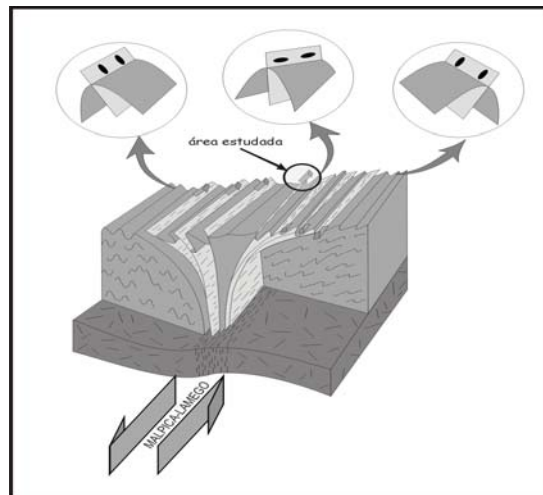


Fig. 2 - Flower structure do autóctone da Zona Centro Ibérica (adapt. de Dias, 1998).

Os elipsóides de deformação finita realizados neste sector mostram um predomínio claro do tipo prolato (Dias, 1998).

## CAPÍTULO II - LITOESTRATIGRAFIA

### II-1 – Resenha Histórica

Datam de meados do século XIX os primeiros trabalhos de cartografia geológica no nosso País, dos quais é feita uma resenha histórica em Rebelo (1998).

Em 1841, é editado um estudo intitulado “The Geology of neighbourhood of Lisbon”. Em 1849, num estudo idêntico, é publicada a primeira carta dos arredores do Porto. Contudo, em 1848, José P. Rebelo de Andrade apresenta o seu estudo “Distrito Vinhateiro do Alto Douro” em que explora a importância da relação “qualidade do vinho do Porto” *versus* “qualidade dos solos”. É o primeiro esboço geológico da região Duriense a que pertence Vila Nova de Foz Côa. Nos anos seguintes o Eng. Neves Cabral realiza um esboço sobre a constituição geológica da região Duriense .

Quanto aos fundadores da geologia portuguesa, Carlos Ribeiro e Daniel Sharpe, traçaram, em 1840, os limites das formações geológicas sobre “Minuta de uma carta do Reino de Portugal para a defesa geral do dito Reino”. Esta carta nunca foi impressa mas serviu de base para a “Carte Géologique de l’Espagne et du Portugal” da autoria de Verneuil e Collomb em 1864. Na exposição de Paris, em 1867, é apresentada por Carlos Ribeiro e Nery Delgado, um esboço da Carta Geológica de Portugal. É a partir deste esboço que são alicerçados os pilares da primeira Carta Geológica de Portugal, da autoria de Carlos Ribeiro e Nery Delgado, apresentada na exposição internacional de Filadélfia em 1876. Na sua valiosa obra “Douro Ilustrado” de 1876, Visconde d’Villa Maior descreve as formações geológicas do vale do Douro até barca D’Alva.

É de salientar que todos estes autores referem-se às formações do Douro como formações pré-silúricas.

No decorrer do século XX a região de Vila Nova de Foz Côa começa a ser alvo de diversos estudos geológicos que são referenciados por Silva *et al*, 1991:

- Patrício (1944) e Ferreira (1971 e 1978) realizaram estudos geomorfológicos;
- em 1953 Medeiros & Faria estudaram algumas ocorrências de calcários da região do vale do rio Douro relacionadas com alguns níveis carbonatados da Formação de Bateiras e/ou Rio Pinhão;
- Ramos & Oliveira (1975 e 1977), Oliveira & Cramez (1982) e Oliveira *et al*. (1982) executaram cartografia e outros estudos geológicos e geoquímicos na

área scheelítica da região de Vila Nova de Foz Côa, em particular nos granitóides de Numão e Freixo de Numão;

- Ramos et al. (1978) efectuaram a prospecção geológico-mineira da região de Castelo Melhor – Almendra;
- Oliveira (1982), Goinhas & Viegas (1982) e Viegas (1982) focaram aspectos referentes à metodologia da prospecção mineira e aos recursos em volfrâmio e estanho na região;
- Sousa (1979) estudou os metaconglomerados carbonatados de Trevões da Formação de Bateiras, os quais evidenciam semelhanças com os da Formação de Rio Pinhão junto à ribeira da Teja, entre Sebadelhe e Horta;
- Sousa (1981) estuda os “skarns” e rochas calcossilicatadas do Complexo Xisto-Grauváquico referindo-se a uma ocorrência dispersa pela região de Vila Nova de Foz Côa, em geral relacionadas com todas as formações do Grupo do Douro;
- Pinto (1983, 1984a e 1984b) estuda as rochas calcossilicatadas e epidosíticas de Almendra.

As rochas da região de Vila Nova de Foz Côa foram tradicionalmente integradas, durante vários anos, no designado “Complexo Xisto-Grauváquico” de idade pré-ordovícica.

Em 1982, Sousa, estuda os metassedimentos do Grupo do Douro na região contígua a São João da Pesqueira - Peso da Régua subdividindo-o em seis unidades litostratigráficas, considerando-os de natureza turbidítica e maioritariamente de idade câmbrica.

Em 1985, Silva & Ribeiro constataram que a litoestratigrafia do Grupo do Douro, conforme definida por Sousa, estava duplicada como consequência da existência de carreamentos sin-sedimentares, de idade Sarda, considerando-se assim dois grupos – um autóctone (Formação de Bateiras e Formação de Ervedosa do Douro) e outro alóctone (Formação de Rio Pinhão, Formação de Pinhão, Formação de Desejosa e Formação de São Domingos) , separados pelo carreamentos da Sr.<sup>a</sup> do Viso (Custóias).



## II-2 - Coluna estratigráfica simplificada do Grupo do Douro

O Grupo do Douro é uma sequência metassedimentar de natureza turbidítica duplicada tectonicamente na sua parte superior. O autóctone tem uma espessura aproximada de 1000 m e o alóctone de 500 m (Romão, *et al.* in prep.). A idade atribuída a este grupo tem gerado alguma controvérsia. Através dos dados paleontológicos existentes (e.g. Trilobites, icnofósseis do tipo *Planolites* e *Psammichinites*) atribui-se uma idade Câmbrico inferior/médio a este grupo (Romão, *et al.* in prep.)

### (Autóctone)

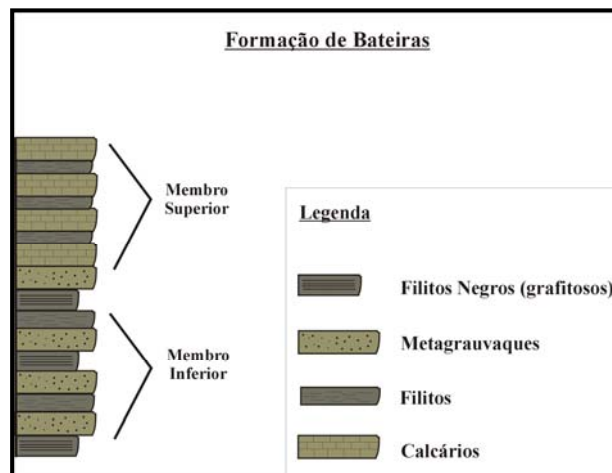
#### Formação de Bateiras

O perfil tipo desta formação foi estabelecido junto da povoação de Bateiras. Constitui a unidade estratigráfica mais antiga do Grupo do Douro (Sousa, 1982). É no sector, entre Bateiras e o Pinhão, onde melhor se pode observar esta unidade e onde foi possível estabelecer a sucessão geral desta, desconhecendo-se a sua base. De um modo sintético a Formação de Bateiras pode ser dividida em dois membros (fig. 8; Sousa, 1982);

**Membro inferior** – xistos negros grafitosos (exclusivos desta formação) em intercalações com metagrauvaques e filitos.

**Membro superior** - é caracterizado pela presença de níveis calcários com intercalações filitosas a que se sobrepõem metagrauvaques. Filitos e quartzo-filitos cinzentos e cinzentos escuros são as litologias mais frequentes.

Fig. 8 – Coluna simplificada da Formação de Bateiras



Quanto à espessura para esta formação, nesta região Silva et al. (1991) propõe 550 m, valor bastante inferior ao apontado por Sousa (1982) para a região Alijó (900 m).

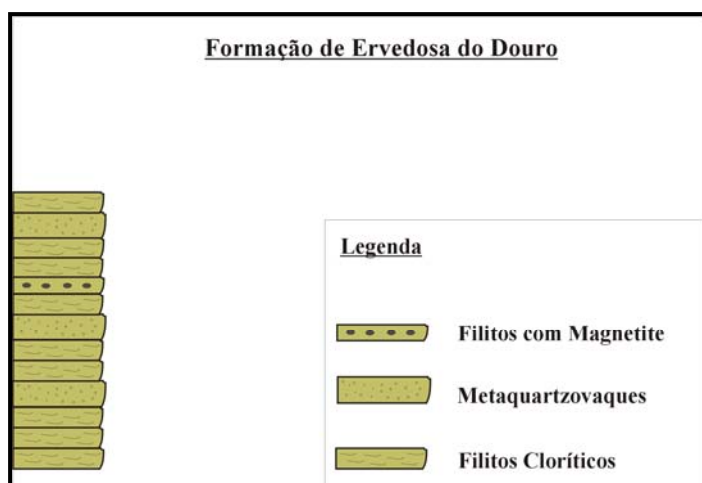
### Formação de Ervedosa do Douro

O perfil tipo desta formação foi definido nas proximidades da povoação de Ervedosa do Douro (Sousa, 1982). O contacto com a Formação de Bateiras é estratigráfico, estando o limite entre estas duas formações marcado pela passagem de filitos escuros, listrados, da Formação de Bateiras para uma sucessão finamente estratificada de cor verde, filitos e metaquartzovaques.

Sucintamente da base para o topo esta formação apresenta (fig. 9);

- alternâncias centimétricas de filitos cloríticos e quartzo filitos verdes com leitos de metaquartzovaques de tonalidades claras esverdeadas
- filitos impregnados com magnetite
- sequência prossegue com o mesmo estilo estratonómico da base

Fig. 9 – Coluna simplificada da Formação de Ervedosa do Douro.



Os termos psamíticos são essencialmente metagrauvaques, metaquartzovaques e até quartzitos impuros. Geralmente são de tons claros e muito duros. Ao microscópio mostram textura em mosaico, dada pelos cristais de quartzo (Sousa, 1982). Os níveis pelíticos são essencialmente filitos e quartzo-filitos de cor verde, cloríticos, bastante duros. Ao microscópio mostram textura lepidoblástica, conferida pela orientação da clorite e da moscovite. Os níveis com magnetite atingem com frequência uma espessura de 20 a 25 cm (Sousa, 1982).

O contacto desta formação com a formação suprajacente (F. de Rio Pinhão) é sempre tectónico, fazendo-se quer por desligamentos esquerdos, quer por carreamentos sin-sedimentares inferidos (Silva, *et al.*, 1991).

A espessura desta formação calculada por Silva *et al.*, 1991 para esta região é da ordem dos 500 +/- 50 m. Este valor é bastante superior aos apontados para as regiões de

Alijó (Sousa, 1982 e Sousa *et al.*, 1989) e Torre de Moncorvo (Silva *et al.*, 1989) que são da ordem dos 250 +/- 50 m.

(Alóctone)

### Formação de Rio Pinhão

A Formação de Rio Pinhão corresponde ao equivalente lateral do topo da Formação de Bateiras e, como consequência é interpretado como a base do alóctone (Silva, *et al.*, 1991). Sucintamente da base para o topo esta formação apresenta (fig. 10);

- sucessão de bancadas centimétricas de metagrauvaques e/ou metaquartzovaques, alternando com intercalações filíticas finas.
- as bancadas tornam-se mais espessas. Geralmente entre estas bancadas de metagrauvaques há intercalações de xistos listrados (interturbiditos) com espessuras muito menores.
- intercalados dentro desta unidade ocorrem níveis de um microconglomerado e conglomerado cuja posição varia dentro da própria unidade.

As bancadas metagrauváquicas desta formação mostram diversas estruturas sedimentares: e.g. figuras de carga, estratificação gradativa, laminação oblíqua (Sousa, 1982).

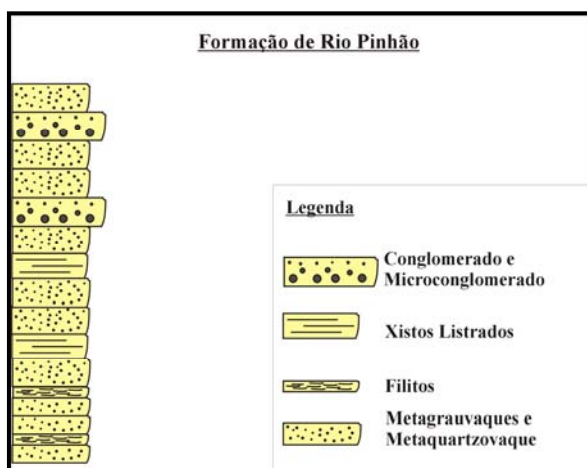


Fig. 10 - Coluna simplificada da Formação do Rio Pinhão.

A passagem à Formação de Pinhão, suprajacente é geralmente estratigráfica, processando-se através de uma acentuada diminuição dos leitos de metagrauvaques e do aparecimento de filitos cloríticos idênticos aos da Formação de Ervedosa do Douro (Silva, *et al.*, 1991).

Nesta região a espessura desta formação é estimada por Silva *et al.* (1991) em 900 +/- 100 m, valor bastante superior em relação aos apontados (250 +/- 100 m) para as

regiões de Alijó (Sousa, 1982 e Sousa *et al.*, 1989) e Torre de Moncorvo (Silva *et al.*, 1989).

### Formação de Pinhão

Inicia-se quando as bancadas de metagrauvaques, da Formação de Rio Pinhão, desaparecem dando lugar a uma alternância de filitos cloríticos verdes e metaquartzovaques (Silva, et al., 1991).

É uma sequência finamente estratificada de cor verde, caracterizada por uma ritmicidade constituída pela alternância de leitos psamíticos (quartzosos) e pelíticos (filitos), que correspondem ao par metaquartzovaque-filito clorítico (Sousa, 1982). Frequentemente, é possível observar dois níveis de filitos e quartzo-filitos contendo megacristais centimétricos de magnetite e pirite em extensões de dezenas de metros (fig. 11; Sousa, 1982).

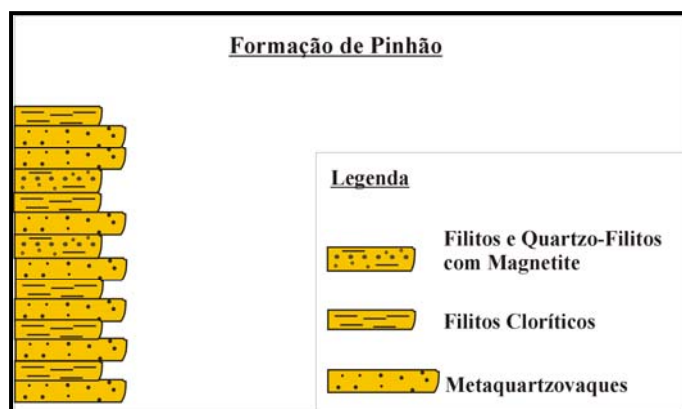


Fig. 11 - Coluna simplificada da Formação de Pinhão

Os leitos quartzosos apresentam, de uma forma constante (Sousa, 1982), estruturas de laminação oblíqua («ripples in drift») e figuras de carga.

A passagem para a formação suprajacente faz-se de um modo gradual mas rápido ocorrendo em algumas dezenas de metros. É definida quando a sucessão do Pinhão, com as características já definidas, dá lugar a uma sequência predominantemente pelítica de cor escura, onde se intercalam leitos psamíticos milimétricos e centimétricos esbranquiçados, que lhes conferem um aspecto listrado e marcada monotonia (Sousa, 1982).

A espessura desta formação calculada na região de Vila Nova de Foz Côa por Silva *et al.* (1991) é de 700 +/-100 m, valor bastante superior aos sugeridos (350 +/- 100 m) para as regiões de Alijó (Sousa, 1982 e Sousa *et al.*, 1989) e Torre de Moncorvo (Silva *et al.*, 1989).

### Formação de Desejosa

Sousa, em 1982, descreve a perfil tipo desta formação junto à povoação da Desejosa. Em termos gerais a Formação de Desejosa apresenta duas litologias predominantes: os metagrauvaques e os filitos. Macroscopicamente os metagrauvaques apresentam tons claros, relativamente grosseiros, enquanto os filitos são escuros e muito finos (siltíticos) (fig. 12).

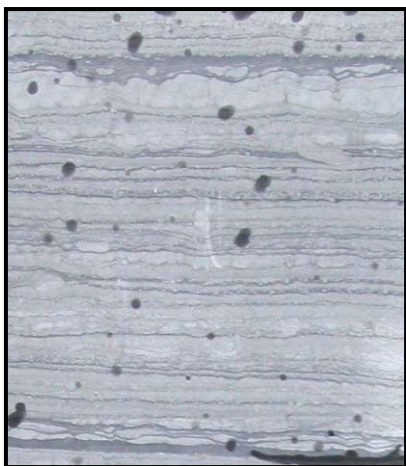


Fig. 12 – Aspecto da intercalação metagrauvaques/filitos da Formação de Desejosa observada nas pedreiras do Poio.

Microscopicamente os metagrauvaques são feldspáticos apresentando recristalização com textura detrítica ainda visível, com clastos essencialmente de quartzo e plagioclase (albite) e a matriz tem como principais constituintes, quartzo, clorite, moscovite e +/- calcite (Sousa, 1982).

Os filitos são sericítico-cloríticos e quartzo-sericítico-cloríticos mostrando textura lepidoblástica, com granulometria bastante fina (Sousa, 1982). A clorite também ocorre em arranjos lenticulares orientados paralelamente a  $S_1$  (Sousa, 1982).

Da base para o topo identificam-se os seguintes termos (fig. 13);

- inicia-se por finas alternâncias de filitos de coloração escura (ardosíferos) com finos leitos milimétricos a centimétricos esbranquiçados (quartzosos). A granulometria é muito fina (siltítica), detectando-se estratificação gradada nos níveis quartzosos com passagem progressiva aos filitos escuros, definindo ritmos com espessuras de 0,5 a 5 cm.
- mantendo as características anteriores surgem intercalações de metagrauvaques em bancadas que atingem os 70 cm, contendo algumas alternâncias pelíticas. Não se observam macroscopicamente estruturas internas nestas bancadas, sendo os metagrauvaques bastante grosseiros.

- a sequência adquire novamente as características da base, caracterizada por finas alternâncias de filitos escuros com finas intercalações quartzosas. Raramente surgem bancadas de metagrauvaques com 30 a 40 cm de espessura que exibem, geralmente, laminação paralela. Contudo, o aspecto pelítico acentua-se e esta revela-se, talvez, a sequência mais monótona das unidades consideradas.
- para o topo da formação observam-se também algumas bancadas metagrauváquicas com espessuras até 50 a 60 cm, por vezes carbonatadas, que se intercalam na sequência de filitos listrados.

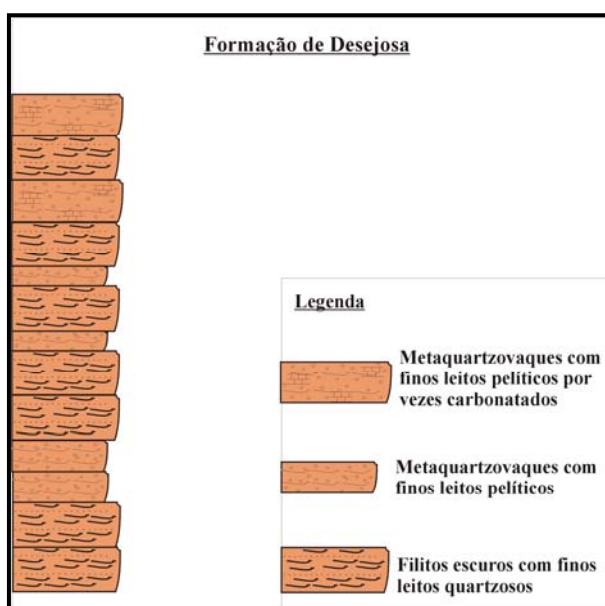


Fig. 13 - Coluna simplificada da Formação de Desejosa

As estruturas sedimentares mais frequentes são figuras de carga, estratificação gradada e mais raramente, laminação oblíqua do tipo «ripple drift» (Sousa, 1982).

A espessura da formação da Desejosa calculada para região de Vila Nova de Foz Côa (Silva *et al.*, 1991) é de 800 +/-100 m, valor bastante superior aos sugeridos (250 +/- 100 m) para as regiões de Alijó (Sousa, 1982 e Sousa *et al.*, 1989) e Torre de Moncorvo (Silva *et al.*, 1991). Este aspecto não é de estranhar, pois as espessuras das formações que constituem o Grupo do Douro têm variado ao longo do tempo, de região para região e com os diferentes autores (Quadro I e II), o que sem dúvida se deve, não só a possíveis variações laterais de fácies, mas também a um controlo estrutural deficiente da região onde foram realizadas as medições.

Quadro I – Variação das espessuras das formações do autóctone

	<b>Alijó</b> Sousa (1982) Sousa <i>et al.</i> (1989)	<b>Torre Moncorvo</b> Silva <i>et al.</i> (1989)	<b>V. N. Foz Côa</b> Silva <i>et al.</i> (1991)	Romão <i>et al.</i> , in prep
F. Bateiras	900 m	900 m	550 m	espessura total do autóctone 1000 m
F. Ervedosa do Douro	250 m	250 m	500 m	

Quadro II – Variação das espessuras das formações do alóctone

	<b>Alijó</b> Sousa (1982) Sousa <i>et al.</i> (1989)	<b>Torre Moncorvo</b> Silva <i>et al.</i> (1989)	<b>V. N. Foz Côa</b> Silva <i>et al.</i> (1991)	Romão <i>et al.</i> , in prep
F. Rio Pinhão	250 m	250 m	900 m	espessura total do alóctone 500 m
F. Pinhão	350 m	350 m	700 m	
F. Desejosa	250 m	250 m	800 m	
C. Vulcano- -Sedimentar	Q. S. Domingos	Q. Ventosa	F. São Gabriel 60 m	

Na zona das pedreiras do Poio agora estudada em detalhe é possível atribuir, ainda que não conhecendo a base, uma espessura mínima a esta formação. Esta zona está localizada no interior de um sinforma que se estende de um modo uniforme desde WNW, perto da falha da Vilarça até ESE ao sinclinal de Castelo Melhor. Sabendo que aqui o eixo inclina sem variações significativas aproximadamente 9° para ESE (capítulo III) e que a formação da Desejosa na zona da charneira se estende ao longo de uma distância horizontal de cerca de 4 km (ver carta geológica em anexo) é possível estimar uma espessura mínima de 625 m para esta formação na zona do Poio (fig. 14).

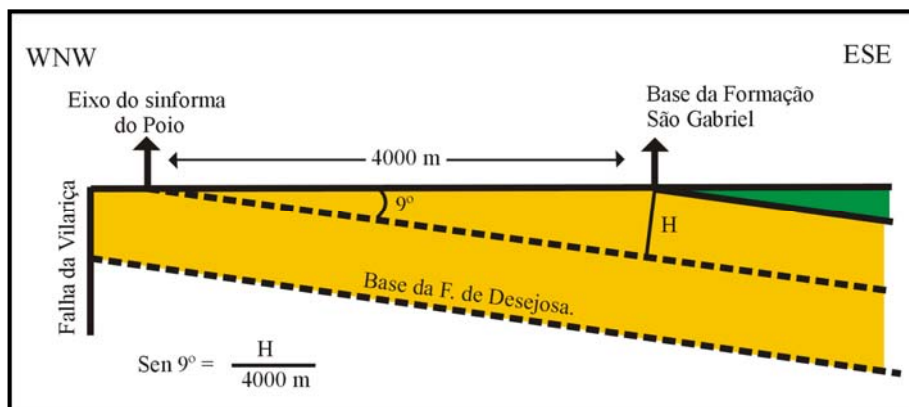


Fig. 14 – Esquema utilizado para cálculo da espessura da desejosa na zona das pedreiras do Poio.

A posição que as pedreiras do Poio ocupam dentro da coluna da Desejosa não é precisa, para tal, muito contribui a monotonia característica desta formação e consequente ausência de marcadores fidedignos. Contudo, existem alguns factores que permitem fazer um certo enquadramento, nomeadamente;

1. a proximidade do sinclinal Ordovícico de Castelo Melhor situado a ESE em continuidade lateral com o sinforma do Poio;
2. a homogeneidade geométrica do eixo do sinforma do Poio (a inclinar uns 9° para ESE) o que associado a uma distância horizontal de 1500 m ao limite com a F. de São Gabriel, sugere uma distância de 235 m ao topo da F. de Desejosa;
3. a presença de vários níveis que apresentam alguma dissolução característica de rochas calcossilicatadas e a própria posição estratigráfica que estas ocupam dentro da coluna da F. de Desejosa definida por Sousa.

Desta forma, pode-se atribuir uma posição na parte média a superior dentro da coluna da Desejosa para as pedreiras do Poio.

Mais para Sul, as pedreiras do Fariseu indiciam uma posição diferente na coluna da Desejosa. Com efeito, as litologias são claramente menos grosseiras em relação às do Poio, evidenciando tonalidades mais escuras com finas intercalações mais esbranquiçadas (quartzosas), característico de filitos escuros com finos leitos quartzosos. A proximidade a Sul do limite com a Formação de Pinhão, subjacente, evidencia uma posição mais próxima da base da Formação de Desejosa.

### **Formação de São Gabriel – Arenigiano inferior (e Tremadociano?)**

A Formação de São Gabriel, incluída no Complexo Vulcano-Sedimentar (Romão *et al.*, in prep.), corresponde nesta região ao termo estratigráfico mais alto do Grupo do Douro. É estratigraficamente equivalente às Formações de São Domingos (Alijó, Silva *et al.*, 1991), Quinta da Ventosa (Torre de Moncorvo, Rebelo, 1983/1985, in Silva *et al.* 1991 e Vale de Bojas (Serra do Marão, Coke, 2000).

Silva *et al.* (1991) consideram que a passagem quer da Formação de Desejosa para esta formação quer desta para a suprajacente (Formação Quartzítica do Ordovícico) processa-se de forma gradual e sem qualquer tipo de discordância. Pelo contrário, Romão *et al.* (in prep.) consideram que esta formação é limitada tanto a topo como na



base por discordâncias angulares, sendo a basal de maior grau; como já foi referido anteriormente.

Esta formação é caracterizada pela presença de tufitos ácidos de origem vulcânica (Coke, 2000) intercalados com níveis avermelhados ferruginosos, contendo megacristais de minerais metálicos (Silva *et al.*, 1991). Para o topo da formação os níveis tufíticos esbranquiçados passam a metarenitos.

### II-3 – Mineralogia e composição química

Aos xistos do Poio são rochas bastante quartzosas, o que lhe confere uma elevada durabilidade. Devido ao facto de ser bastante heterogénea a composição química do xisto varia de leito para leito. Contudo, apresenta-se a composição química padrão.

Quadro III – Composição química (adaptado de Solicel, 2003)

Composição Química		
Óxido de Silício	SiO <sub>2</sub>	60%
Óxido de Alumínio	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20%
Óxidos de Ferro	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9%
Trióxido de Enxofre	SO <sub>3</sub>	6%
Outros (MgO, K <sub>2</sub> O, CaO, Na <sub>2</sub> O, TiO <sub>2</sub> )		5%

A mineralogia desta rocha também varia de leito para leito, contudo de uma forma geral pode-se dizer que a rocha é constituída essencialmente por; quartzo, clorite, sericite e moscovite, seguindo-se a, caulinite, pirite, calcite, montemorilonite, a grafite, por fim surgem alguns fedspatos, tais como a microclina, ortoclase e anortite (Gomes & Almeida, 2003; Neiva, 1980; Solicel, 2003).

## CAPÍTULO III – DEFORMAÇÃO

A cartografia efectuada permite-nos caracterizar as estruturas dúcteis e frágeis que afectam esta sequência metassedimentar. A natureza desta sequência (F. de Desejosa) condiciona os vários tipos de estruturas, originando variações de algumas destas mesmas estruturas mediante os níveis sejam mais pelíticos ou mais psamíticos.

### III-1 – Dobramento

A deformação dúctil de assinatura Varisca é responsável pela maioria das estruturas encontradas na área em questão sendo possível distinguir duas das fases da deformação principais. Tal como é usual no autóctone da Zona Centro-Ibérica (Ribeiro *et al.*, 1990) a estrutura geral é consequência desta primeira fase de deformação (D<sub>1</sub>), que se expressa por dobras a uma macroescala com uma direcção WNW-ESE, bem como de uma clivagem (S<sub>1</sub>) de plano axial.

### III-1 – Análise Geométrica

#### III-1.1 - Deformação dúctil sin-D<sub>1</sub>

##### Estratificação (S<sub>0</sub>)

A zona cartografada é caracterizada pela presença de um dobramento de 1º ordem com planos axiais de direcção WNW-ESE (fig. 15) predominantemente com eixos a inclinar para ESE.

A região onde se localiza a maioria das exploração foi alvo de uma cartografia de maior detalhe (carta de S<sub>0</sub>, em anexo). Nesta região, a análise geométrica dos planos de estratificação (fig. 16) evidencia a presença de um sinforma amplo (sinforma do Poio) com eixo médio de 8°,S56°E.

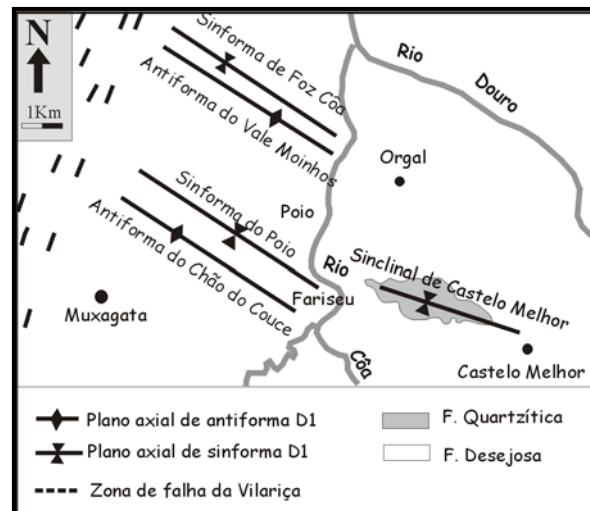


Fig. 15 – Planos axiais das dobras de 1º ordem D<sub>1</sub>.

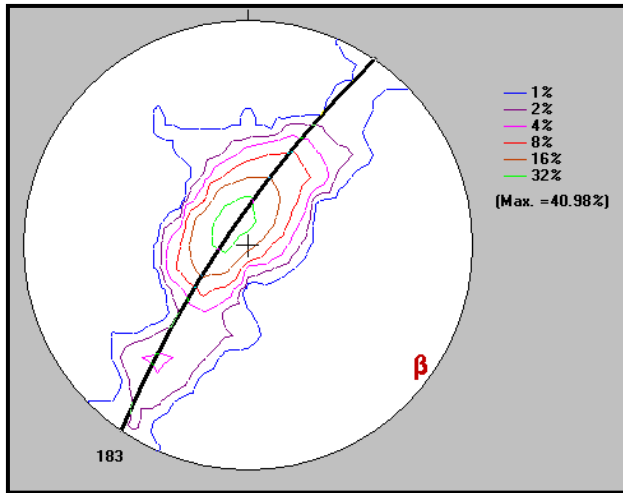


Fig. 16 – Projecção estereográfica dos planos de  $S_0$  na zona estudada (rede de Schmidt, hemisfério inferior).

No entanto, quando se observa a distribuição espacial das atitudes verifica-se que existe alguma variabilidade a nível das atitudes dos eixos das macroestruturas variscas. Esta variação pode ser evidenciada considerando a região dividida em duas áreas, a que chamamos **A** e **B**; a atitude dos eixos deste sinforma por sectores é de  $9^\circ, S54^\circ E$  na área A e de  $10^\circ, N53^\circ W$  na área B (fig. 17).

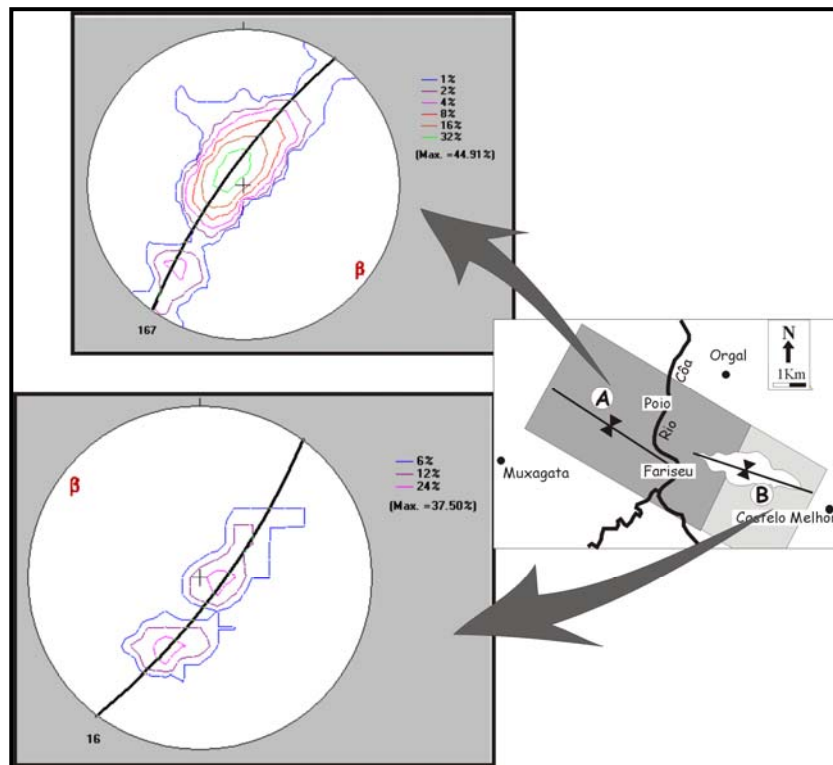


Fig. 17 – Projecção estereográfica dos planos de  $S_0$  por áreas (rede Schmidt, hem. inf.).

Deste modo, verifica-se que se trata de um sinforma com eixos ligeiramente ondulantes que originam terminações periclinais onde os eixos mergulham cerca de 10°. Este comportamento agora evidenciado para o sinforma do Poio coincide com o que se passa a nível do sinclinal de Castelo Melhor. A geometria ondulante dos eixos da primeira fase Varisca no autóctone transmontano da zona Centro-Ibérica tem sido descrita por diversos autores, tendo sido interpretada como um efeito da interferência com dobramentos sardos (Sousa, 1982) ou como devido a achatamento diferencial (fig. 18) perpendicularmente aos planos axiais (Ribeiro, 1974; Dias, 1994). Na região de Vila Nova Foz Côa, como iremos ver mais à frente, não foi detectado qualquer vestígio que possa ser associado à fase Sarda, pelo que a hipótese de achatamento diferencial nos parece ser mais plausível.

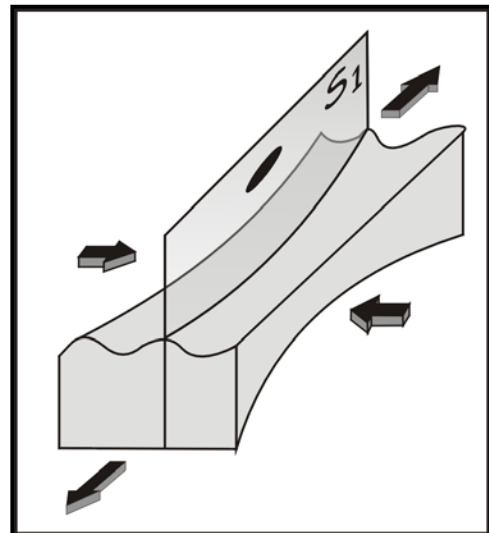


Fig. 18- Gênese de dobras com eixos ondulantes devido a um achatamento diferencial (adapt, Ribeiro, 1974).

Tendo caracterizado o comportamento geométrico dos eixos das dobras variscas, interessa agora definir a restante geometria dos dobramentos. Para isso, considerámos a área A (onde se encontra o grande núcleo de explorações em actividade, e onde temos por isso mais informação) dividida em 3 sectores (fig. 19):

- A - flanco NE;
- B - zona de charneira;
- C - flanco SW.

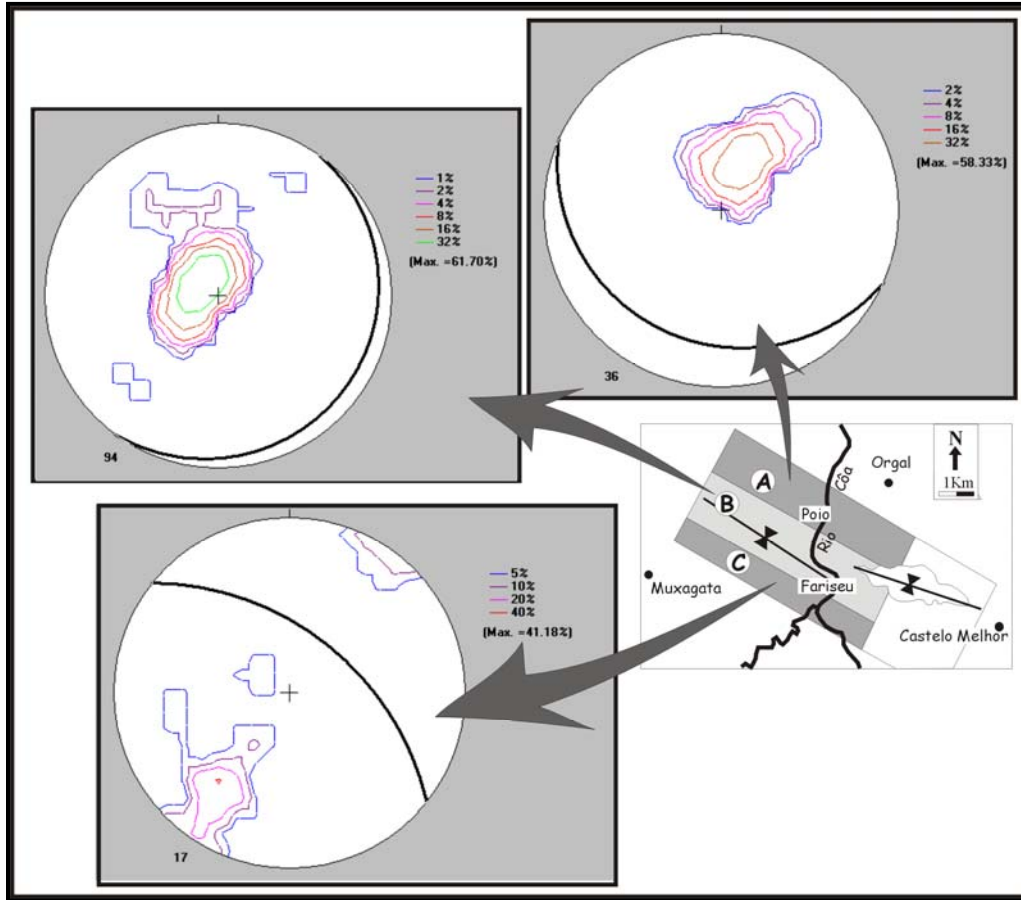


Fig. 19 – Comportamento de  $S_0$  na região do Poio (rede Schmidt, hem. inf.).

A atitude média da estratificação no flanco SW é de  $N51^{\circ}W, 62^{\circ}NE$  o que contrasta fortemente com a existente no flanco NE onde o valor médio é de  $N66^{\circ}W, 26^{\circ}SW$ . Contudo, ao nos aproximarmos de Vila Nova de Foz Côa verifica-se que o flanco setentrional do sinforma do Poio passa a apresentar valores de inclinação para SW bastante mais acentuados (pendores da ordem dos 60 a 70°; carta de  $S_0$ , em anexo), o que revela a existência de dobras com planos axiais subverticais e, por isso sem vergência. Quanto à zona de charneira, verifica-se que existe alguma dispersão em torno de uma atitude média  $N36^{\circ}E, 10^{\circ}E$  o que indicia a existência de ondulações amplas do plano de estratificação que se apresenta muito pouco inclinado numa vasta área (fig. 20). Esta geometria está de acordo com a descrita por Sousa (1982) para a estrutura geral do Grupo do Douro que considera caracterizada por sinformas amplos separados por antiformas estreitas.

Fig. 20 – Superfície subhorizontal de  $S_0$  no interior de uma exploração no Poio, observando-se uma lineação resultante da intersecção da estratificação com a clivagem.



### Clivagem ( $S_1$ )

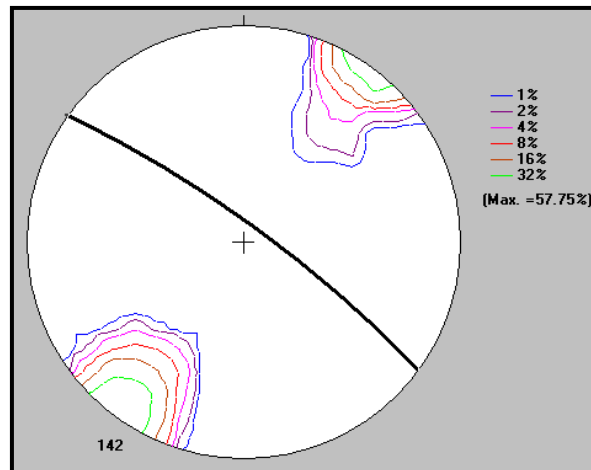
A clivagem define-se nos termos pelíticos pela orientação dos minerais micáceos e nos termos psamíticos é incipiente, exprimindo-se essencialmente pela reorganização metamórfica dos filossilicatos (Sousa, 1982). Esta característica confere uma irregularidade aos planos de clivagem (fig. 21). Devido ao contraste litológico, observa-se refração da clivagem na passagem dos termos pelíticos aos mais psamíticos.



Fig. 21 – Superfície de clivagem  $S_1$ , notando-se a lineação de intersecção com a estratificação.

Em toda a área cartografada a atitude de  $S_1$  apresenta uma orientação média bastante constante de  $N54^{\circ}W, 83^{\circ}NE$  (fig. 22).

Fig. 22 – Projecção estereográfica dos planos de  $S_1$  na área cartografada (rede Schmidt, hem. inf.).



Apesar da homogeneidade da atitude da clivagem varisca na região de Vila Nova de Foz Côa quando se analisa mais em pormenor o seu comportamento, tal como já tínhamos feito para  $S_0$ , verifica-se uma ligeira variação de comportamento (fig. 23).

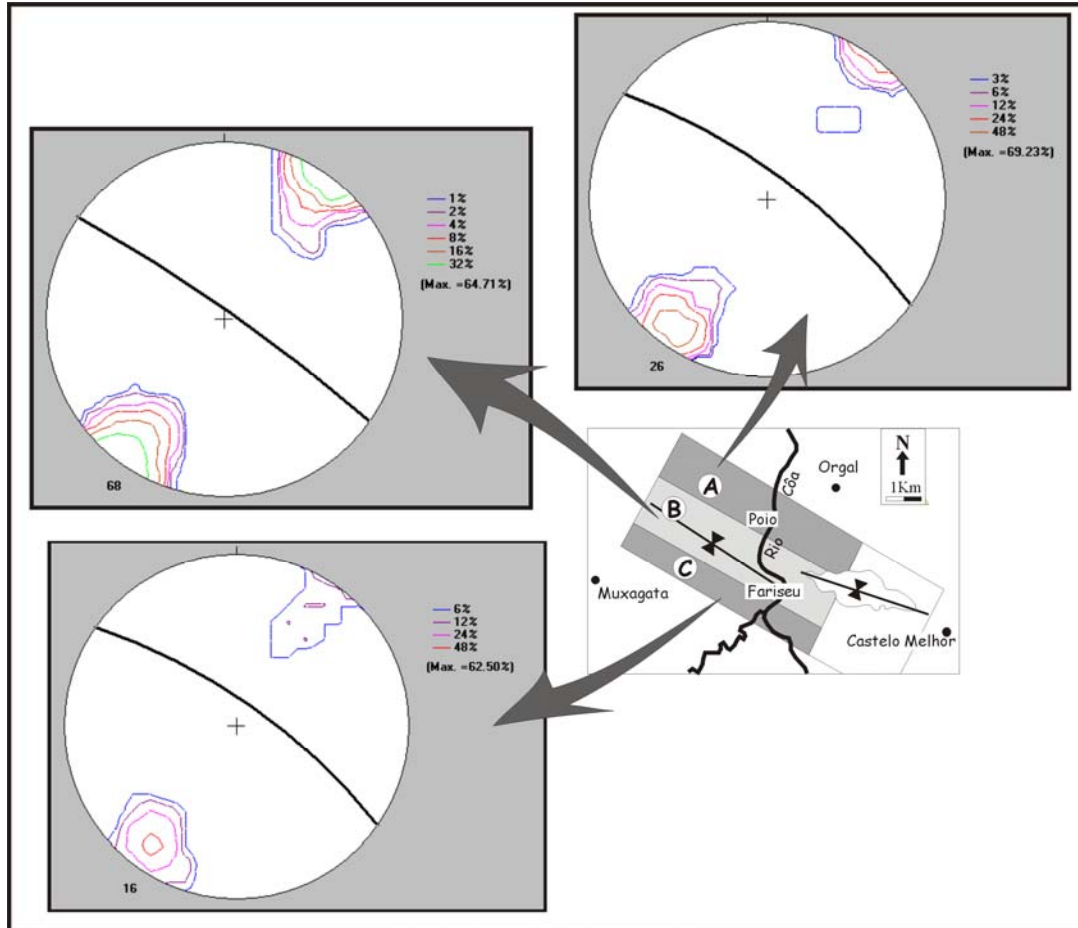


Fig. 23 – Projecção estereográfica dos planos de  $S_1$  na região do Poio (rede Schmidt, hem. inf.).

No flanco sudoeste, afectado por maior deformação evidenciada pela transposição penetrativa dos planos de  $S_0$  por  $S_1$ , a clivagem apresenta uma atitude média de  $N56^\circ W, 78^\circ NE$ . Na zona de charneira os planos de  $S_1$  são sub-verticais, com uma direcção média próxima de  $N55^\circ W$ . No flanco nordeste a clivagem apresenta uma atitude média de  $N54^\circ W, 78^\circ NE$ . Deste modo podemos considerar, tal como já referido a propósito do comportamento da estratificação, que o sinforma do Poio não apresenta vergência e que é caracterizado por uma clivagem em leque (fig. 24) que no flanco sudoeste tende a paralelizar ao corredor de cisalhamento esquerdo associado ao antiforma de  $Qt.^a$  de Chão do Couce (mapa de  $S_1$  em anexo).



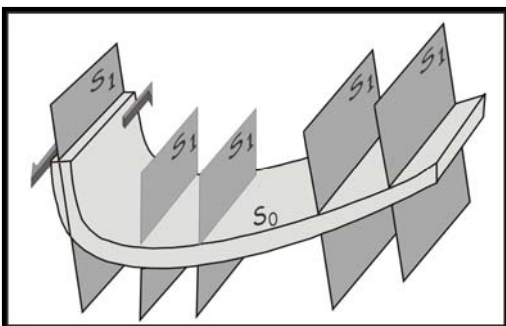


Fig. 24 – Disposição da clivagem ao longo do sinforma do Poio.

A falta de vergência associada às dobras  $D_1$  da região de Vila Nova de Foz Côa enquadra-se bem com o facto de estarmos perto da zona central da *flower structure* possível de evidenciar no sector setentrional do autóctone da Zona Centro Ibérica (fig. 25; Dias, 1998).

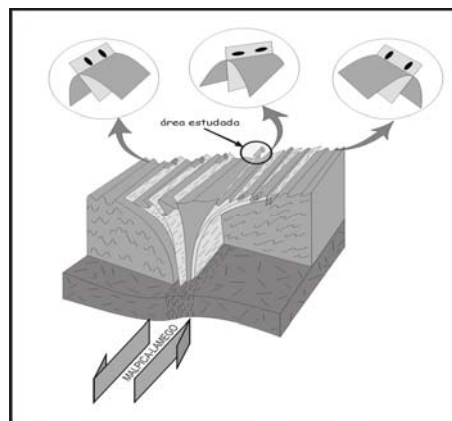


Fig. 25 - *Flower structure* do autóctone da zona Centro-Ibérica (adapt. de Dias, 1998).

### Lineação de intersecção ( $L_1$ )

A lineação de intersecção  $L_1$  ( $S_0 \wedge S_1$ ) resulta da intersecção de  $S_0$  com  $S_1$ , sendo facilmente observada quer nos planos de  $S_0$  (fig. 20) quer nos planos de  $S_1$  (fig. 21) onde assume características diferentes. Na região de Vila Nova de Foz Côa (carta de  $L_1$  e  $X_1$  em anexo) esta lineação apresenta uma atitude geral  $9^\circ, S52^\circ E$  (fig. 26). A pouca dispersão apresentada por esta lineação, bem como o seu paralelismo com a atitude geral dos eixos das dobras aqui existentes ( $8^\circ, S53^\circ E$ ) mostra, por um lado a não existência de transecção nos dobramentos variscos e, por outro, a inexistência de uma deformação sarda importante.

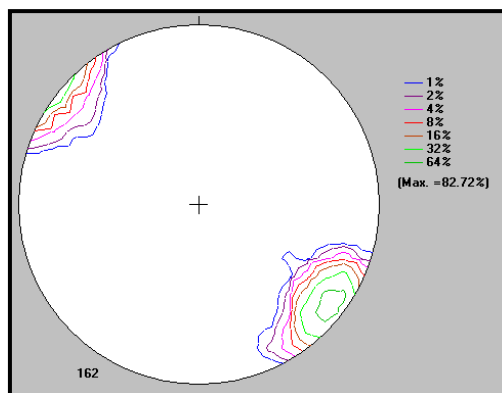


Fig. 26 - Projecção estereográfica de  $L_1$  total (rede Schmidt, hem. Inf.).



A não existência de transecção é melhor expressa na análise de detalhe da região do sinforma do Poio, onde está bem patente o paralelismo de  $L_1$  em todos os sectores desta macroestrutura (fig. 27).

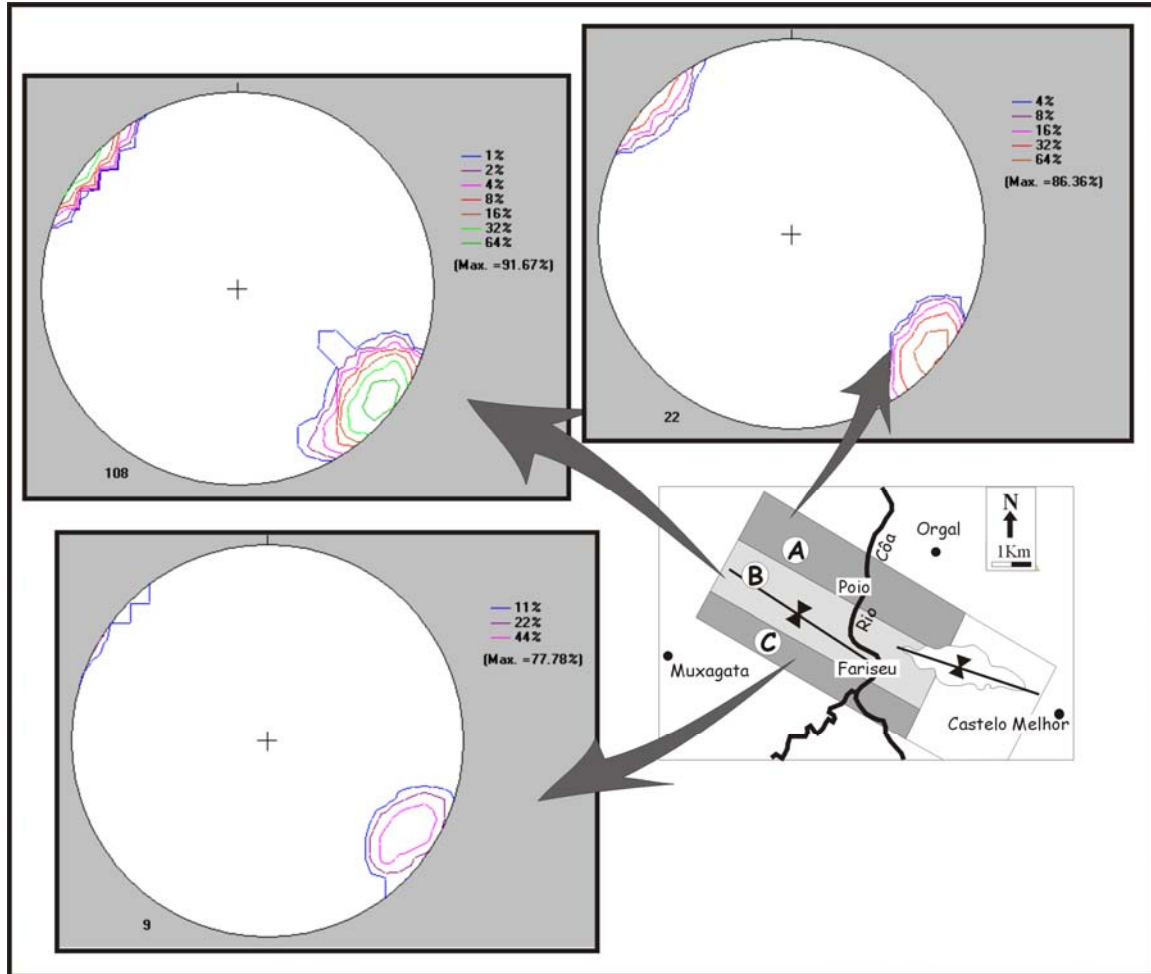


Fig. 27 – Variação da atitude de  $L_1$  no sinforma do Poio (rede de Schmidt, hem. inf.).

Como não existe transecção nem uma deformação sarda importante, o comportamento de  $L_1$  em toda a região estudada acaba por ser concordante com os eixos das dobras, evidenciando por isto as ondulações já referidos (figura 17). Com efeito (fig. 28) nas áreas mais a Oeste  $L_1$  mergulha ligeiramente para ESE (atitude média de  $10^\circ, S52^\circ E$ ), enquanto que mais a Este mergulha para WNW (atitude média de  $10^\circ, N56^\circ W$ ).

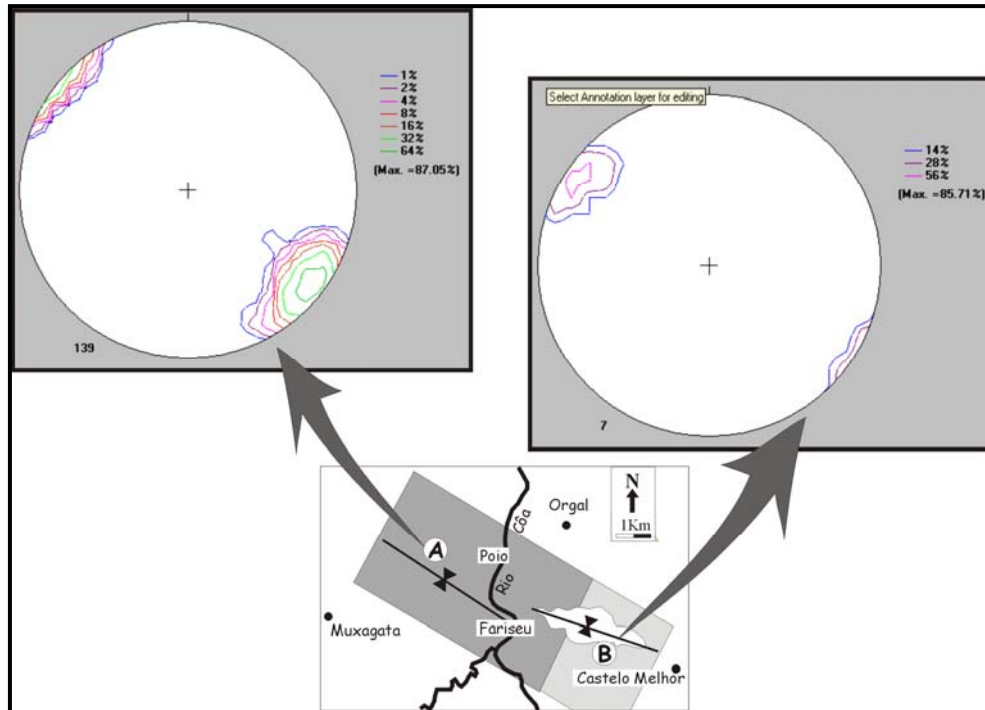


Fig. 28– Variação de  $L_1$  no sinforma do Poio (rede de Schmidt, hem. inf.).

### Lineação de estiramento ( $X_1$ )

Nas superfícies de  $S_1$  é possível observar com frequência a existência de uma lineação de estiramento que, nos termos pelíticos, é devida ao alinhamento de minerais micáceos; nos termos mais psamíticos esta lineação é evidenciada por estruturas minerais elipsoidais de cor creme-amarelada a acastanhada (Sousa, 1982).

Na região de Vila Nova de Foz Côa verifica-se (carta de  $L_1$  e  $X_1$  em anexo) que a lineação de estiramento associada à principal fase de deformação varisca ( $D_1$ ) apresenta-se muito pouco inclinada (atitude geral  $5^\circ, S51^\circ E$ ; fig. 29) e subparalela à lineação de intersecção  $L_1$  (fig. 26).

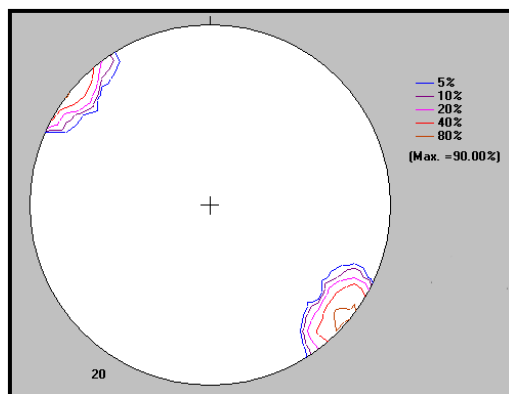


Fig. 29– Projecção estereográfica (Schmidt, hem. inf.) de  $X_1$  total.

Tal como já se verificava para a lineação de intersecção, também a lineação de estiramento apresenta um comportamento diferencial quando comparamos as regiões Oeste e Este do sinforma do Poio (fig. 30). Na região Oeste o estiramento tem uma atitude média  $7^{\circ}, S53^{\circ}E$ , inclinando menos que o  $L_1$  ( $10^{\circ}, S52^{\circ}E$ ); na região leste a atitude média do estiramento é de  $4^{\circ}, N48^{\circ}W$ , inclinando também menos que o  $L_1$  ( $10^{\circ}, N56^{\circ}W$ ).

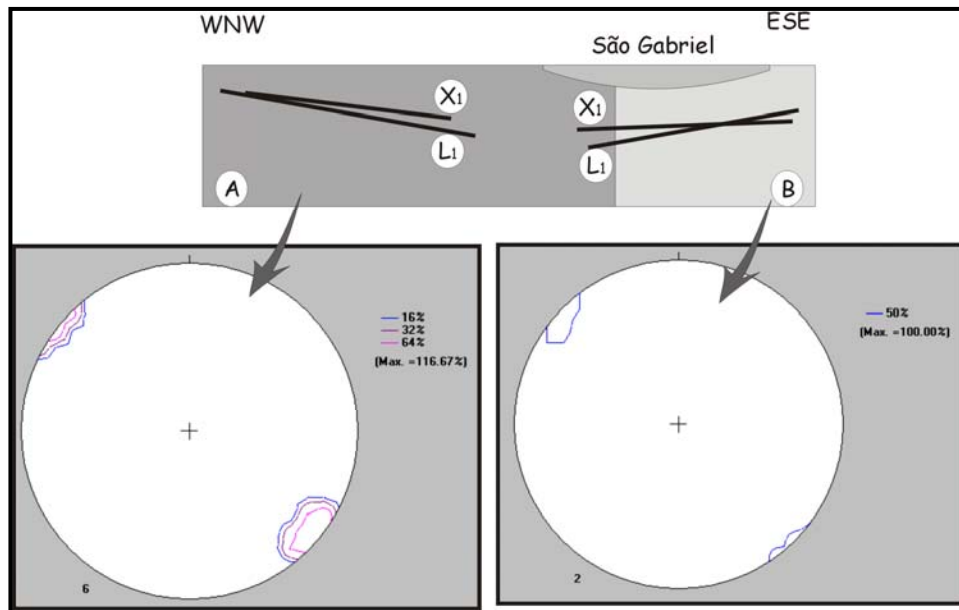


Fig. 30– Variação da lineação de estiramento  $X_1$  no sinforma do Poio (rede de Schmidt, hem. inf.) e sua comparação com a lineação de intersecção  $L_1$ .

Os dados anteriores mostram que o estiramento se faz segundo o eixo cinemático b das dobras de primeira fase  $D_1$  (fig. 31), situação comum nos sectores mais setentrionais do autóctone da zona Centro-Ibérica (Ribeiro *et al*, 1990; Dias, 1994; Dias & Ribeiro, 1994).

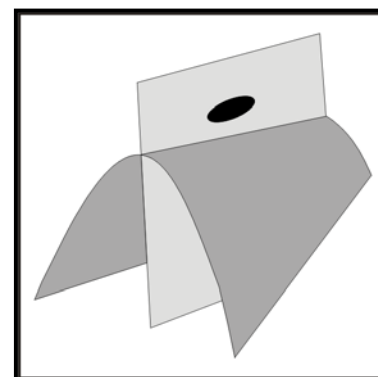


Fig. 31– Estiramento em b.

### Cisalhamentos regionais

Tal como já foi referido anteriormente, o flanco sul do sinforma do Poio apresenta uma deformação mais acentuada, evidenciada pela frequente transposição da estratificação pela clivagem regional Varisca  $S_1$ . Ao longo deste flanco são frequentes os vestígios de uma deformação não-coaxial esquerda (fig. 32), o que nos leva a considerar a existência de um corredor de cisalhamento esquerdo com importância cartográfica.

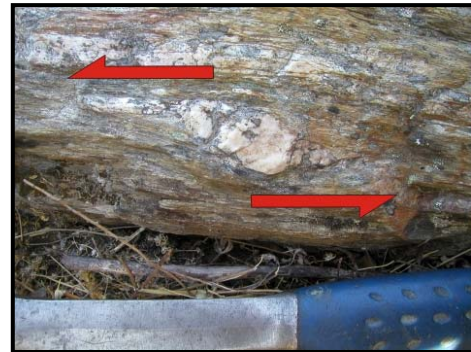


Fig. 32– Sigmóide a dar sentido de cisalhamento esquerdo.

Associado a este corredor de cisalhamento (carta de  $S_0$  em anexo) desenvolve-se o antiforma de Chão do Couce que, contrastando com o sinforma do Poio, se apresenta como uma dobra apertada (fig. 33), característica que já tinha sido referida para os dobramentos variscos do grupo do Douro (Sousa, 1982). Uma situação semelhante parece ocorrer a norte do sinforma do Poio, onde uma zona de fractura dúctil importante corta o flanco norte deste sinforma. Embora os dados cinemáticos sejam aqui menos claros, também se verifica a transposição de  $S_0$  por  $S_1$  bem como a ocorrência de um antiforma apertado (antiforma de Vale de Moinhos, carta de  $S_0$  em anexo).

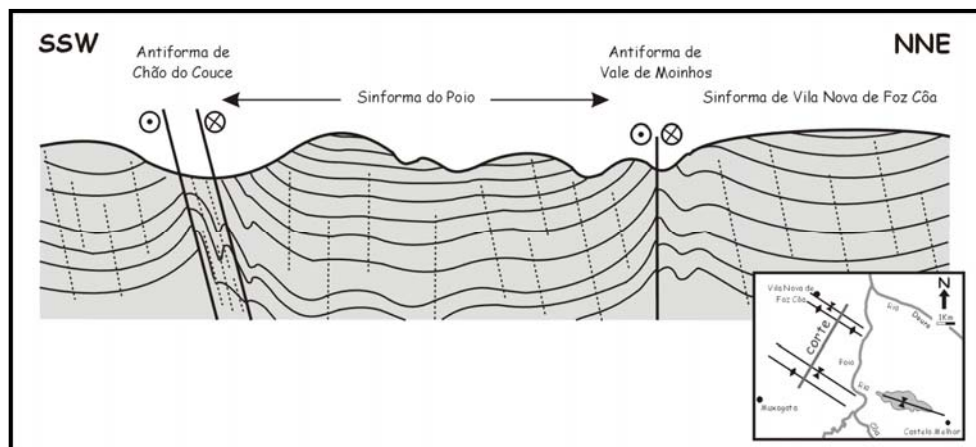


Fig. 33 – Corte geológico esquemático da estrutura da área cartografada .

A existência destes cisalhamentos esquerdos subparalelos aos planos axiais das dobras D1 variscas, tem sido referida em todos os sectores setentrionais do autóctone da zona Centro-Ibérica (Ribeiro *et al*, 1990; Dias, 1994; Coke, 2000; Dias *et al*, 2003). Tem sido considerado que os corredores de cisalhamento e as dobras são contemporâneos (Ribeiro *et al*, 1990) tendo resultado (Dias, 1994) de um processo de partição da deformação em regime transpressivo esquerdo. Contudo é de referir que Sousa (1982) refere-se a estes cisalhamentos como ante-D<sub>2</sub>. Os dados recolhidos neste trabalho não nos permitem optar por nenhum dos modelos referidos.

### III-1.2 - Deformação dúctil pós-D<sub>1</sub>

#### Clivagem S<sub>3</sub> e Lineação de intersecção L<sub>3</sub>

As estruturas dúcteis pós-D<sub>1</sub> apresentam um desenvolvimento muito incipiente na região estudada. Este aspecto, associado à reduzida dimensão do sector cartografado, torna difícil a correlação desta deformação com as fases regionais tradicionalmente consideradas no autóctone da zona Centro-Ibérica. No entanto, tendo em consideração a proximidade das grandes intrusões graníticas e a grande distância aos mantos alóctones pensamos ser mais razoável associar este evento tectónico à terceira fase de deformação varisca (D<sub>3</sub>).

O registo desta fase traduz-se na presença de dobras que afectam D<sub>1</sub>, originando uma clivagem (S<sub>3</sub>) e uma lineação de intersecção L<sub>3</sub> entre S<sub>1</sub> e S<sub>3</sub>. Na estrada nacional 222 ao km 208 num talude de estrada estas estruturas observam-se bem nos termos pelíticos, onde o S<sub>0</sub> e S<sub>1</sub> estão sub-paralelos e bastante inclinados (fig. 34).

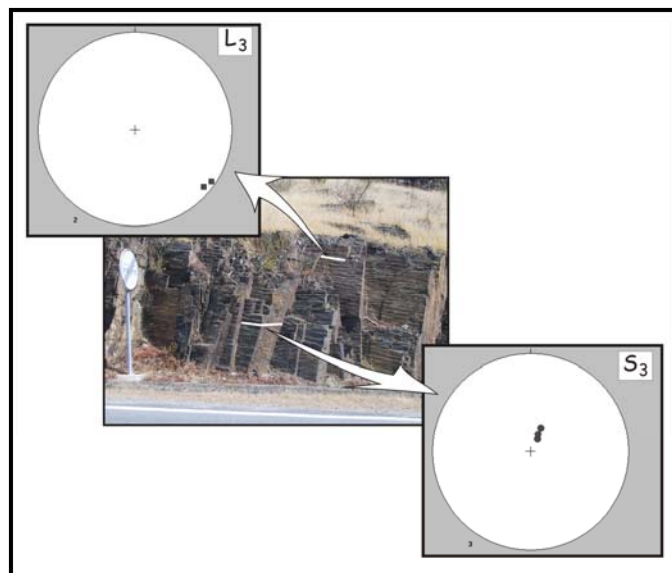


Fig. 34– Dobras pós-D<sub>1</sub> e geometria das estruturas associadas (rede Schmidt, hem. inf.).

Comparando as atitudes de  $L_1$  com  $L_3$  verificamos que são subparalelos ( $L_1 - 9^\circ, S52^\circ E$  e  $L_3 - 7^\circ, S53^\circ E$ ); estamos portanto na presença de dobramentos homoxiais. Associa-se-lhes uma clivagem de crenulação que materializa o plano axial das dobras apresentando uma atitude média de  $N63^\circ W, 15^\circ SW$  (fig. 35).

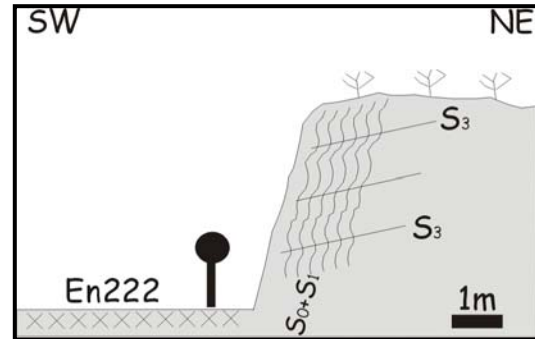


Fig. 35– Esquema representativo de planos axiais de dobras pós- $D_1$

### III-1.3 - Dobramentos tardios

Foram detectadas algumas estruturas que revelam dobramentos centimétricos tardios em ambiente mais frágil. Estas estruturas manifestam-se sob a forma de *Kinks*, com planos axiais próximos de  $N70^\circ E, 82^\circ SE$  a sub-verticais, aos quais se associa uma movimentação direita.

## III-2 – Fracturação

### III-2.1 – Análise macroscópica

A área estudada apresenta uma deformação frágil tardi-varisca acentuada associada à exumação da cadeia orogénica, a qual se traduz essencialmente pela existência de diaclases frequentes. Certamente algumas das fracturas observadas reflectem também os esforços alpinos (importantes na activação do sistema activo da falha da Vilarica), mas devido à falta de marcadores estratigráficos adequados não nos foi possível individualizar os diferentes acontecimentos tectónicos.

De um modo geral, verifica-se a ocorrência de duas orientações preferenciais: um sistema NNE-SSW que de uma forma geral se apresenta perpendicularmente à estrutura  $D_1$  e um sistema WNW-ESE possivelmente associado ao rejogo em regime frágil dos corredores de cisalhamento esquerdo sin- $D_1$ .

Verifica-se que a área estudada em detalhe é a que apresenta uma menor fracturação à escala cartográfica em relação às regiões limítrofes (ver carta geológica em anexo); não é por isso de estranhar que seja aqui que se localizam os principais núcleos de pedreiras. Este sector menos fracturado está limitado a oeste pela zona da falha da Vilariça e a este, Castelo Melhor, por um conjunto de falhas maioritariamente de direcção NNE-SSW.

### III-2.2 – Análise mesoscópica e geométrica

Como já referimos a área em questão está afectada por um forte diaclasamento que pode ser agrupado em várias famílias (fig. 36);

1. a mais significativa, de direcção NE-SW com uma acentuada variação (de 20°E a 70°E). A nível de inclinação as estruturas que integram esta família são sub-verticais. Frequentemente estas diaclases apresentam um preenchimento pelicular de quartzo, calcite e pirite.
2. uma família menos importante de diaclases com direcção NS, geralmente subverticais.
3. um diaclasamento menor de direcção NW-SE subvertical.

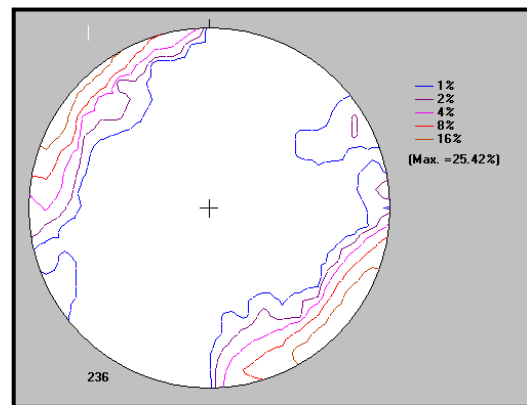


Fig. 36 - Projecção estereográfica de diaclases (rede Schmidt, hem. inf.).

Tal como já referimos a propósito da análise à escala macroscópica, a família NW-SE sub-vertical corresponde provavelmente ao rejogo em regime frágil de alguns corredores de cisalhamento esquerdo sin-D<sub>1</sub>, enquanto que a família NNE-SSW a NE-SW são fracturas tardi-variscas com um provável rejogo importante recente (Cabral, 1993).

### III-3 – Mecanismos de dobramento

A forma dos leitos dobrados, mesmo quando complementada com a sua análise geométrica, não permite o conhecimento dos mecanismos de dobramento que estiveram activos. Classicamente (Ramsay, 1967) admite-se que litologias competentes (e.g. quartzitos, calcários cristalinos ou grauvaques) tendem a originar dobras (fig. 37) quer por dobramento “tangencial longitudinal”, quer por “cisalhamento flexural”. A distinção entre os vários mecanismos pode ser conseguida com o conhecimento do tipo de deformação interna dos leitos, o que pode ser conseguido com estudos de quantificação da deformação. Contudo, estes mecanismos mostraram-se inapropriados (Dias, 1994) para o estudo de regimes transpressivos em virtude de não entrarem em consideração com a componente de desligamento.

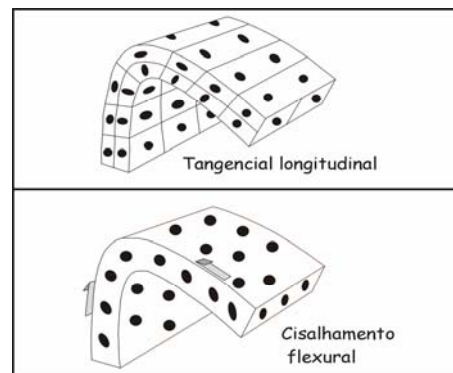


Fig. 37 – Mecanismos tradicionais de dobramento em leitos competentes (adapt. Dias *et al*, 2003).

Com efeito, a quantificação da deformação em quartzitos do Ordovícico do autóctone da zona Centro-Ibérica (Dias, 1994; Dias & Ribeiro, 1994; Dias *et al*, 2003) mostrou a necessidade de considerar um outro modelo de dobramento (fig. 38) no qual coexiste a componente de cisalhamento flexural com a componente de desligamento regional (que no varisco ibérico tende a ser esquerda).

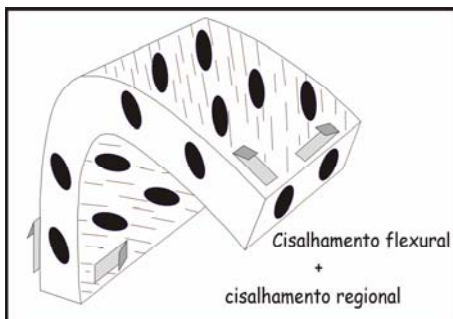


Fig. 38 – Modelo de dobramento frequente em regimes transpressivos (adapt. Dias *et al*, 2003).



Os mesmos estudos, mostraram ainda que numa mesma dobra poderiam coexistir os diferentes mecanismos de dobramento, mesmo quando se tratavam de leitos adjacentes com litologias semelhantes.

Como neste trabalho se pretende caracterizar a deformação varisca da região de Vila Nova de Foz Côa optou-se por quantificar a deformação tendo em vista a possibilidade de estimar quais os mecanismos de deformação que teriam estado activos durante o dobramento. Embora os estudos anteriores tenham sido realizados utilizando como marcadores da deformação a forma dos grãos de quartzo detríticos existentes nos quartzitos do Ordovícico, optou-se por tentar aplicar a mesma técnica nos grãos de quartzo dos grauvaques da formação de Desejosa. Com efeito, esta era a formação de que nos interessava conhecer a deformação.

Quanto à metodologia utilizada para quantificar o elipsóide de deformação ela foi idêntica à que tem vindo a ser utilizada para quantificar a deformação na zona Centro-Ibérica. Para cada amostra realizaram-se 3 lâminas delgadas perpendiculares. Nestas secções utilizou-se o método de Fry normalizado (Erslev, 1988) nos grãos de quartzo como forma de quantificar a magnitude da deformação. O elipsóide de deformação foi obtido combinando-se as elipses de deformação obtidas para cada uma das 3 lâminas delgadas utilizando a metodologia proposta por De Paor (1990).

#### **III-3.1 – Forma do elipsóide de deformação**

Uma das características dos elipsóides de deformação susceptíveis de interessarem à interpretação da estrutura regional é a forma do próprio elipsóide (Ramsay & Huber, 1983). No caso do autóctone da zona Centro-Ibérica, os estudos realizados (Dias, 1990; Dias & Ribeiro, 1994) mostraram que existe um contraste nítido entre os sectores setentrionais e os meridionais (fig. 39). Com efeito, enquanto nos primeiros predominam os elipsóides do tipo ligeiramente constritivo (i.e. do tipo charuto), nos segundos a deformação plana tende a ser a regra. Esta diferença no tipo de elipsóides reflecte os diferentes mecanismos de deformação que estiveram activos durante o varisco (Dias & Ribeiro, 1994): transpressão esquerda com escape lateral a norte e achatamento puro com escape subvertical a sul (Ribeiro *et al.*, 1990).

III - Deformação

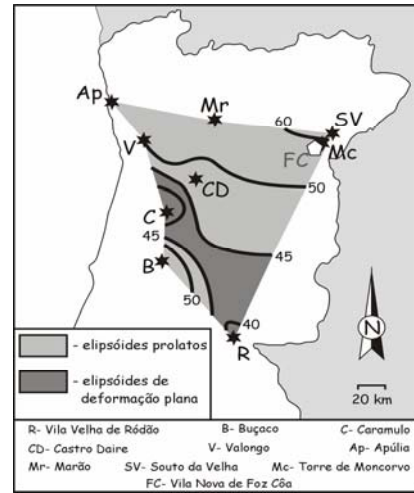


Fig. 39 – Distribuição espacial dos elipsóides de deformação finita no autóctone da zona Centro-Ibérica, com as isolinhas do parâmetro  $\beta$  assinaladas (adapt. Dias *et al*, 2003)

Na região de Vila Nova de Foz Côa foram colhidas 6 amostras ao longo de um corte perpendicular ao sinforma do Poio, desde o flanco longo a norte até próximo do flanco curto a sul (amostra 105). Os dados obtidos (quadro III e figura 40), mostram um comportamento compatível com o que se conhece para este sector do autóctone.

Quadro III

Parâmetros de forma dos elipsóides de deformação

Refer.	Posição estrutural	$\lambda_1$	$\lambda_2$	$\lambda_3$	elipsóide	$\epsilon_1-\epsilon_2$	$\epsilon_2-\epsilon_3$	K	$\beta$	D
14	flanco longo	1.87	1.11	0.66	1.68:1:0.59	0.26	0.25	1	45	0.36
86	Charneira	1.64	1.06	0.8	1.54:1:0.75	0.21	0.14	1.55	57	0.25
90	Charneira	2.7	1.08	0.69	2.5:1:0.63	0.45	0.22	2.04	64	0.5
104	Charneira	1.64	1.06	0.79	1.54:1:0.74	0.21	0.14	1.48	56	0.25
105	Charneira	1.3	1.09	0.92	1.19:1:0.84	0.08	0.08	1.03	46	0.12
106	Charneira	1.46	0.99	0.76	1.47:1:0.76	0.19	0.13	1.46	56	0.23

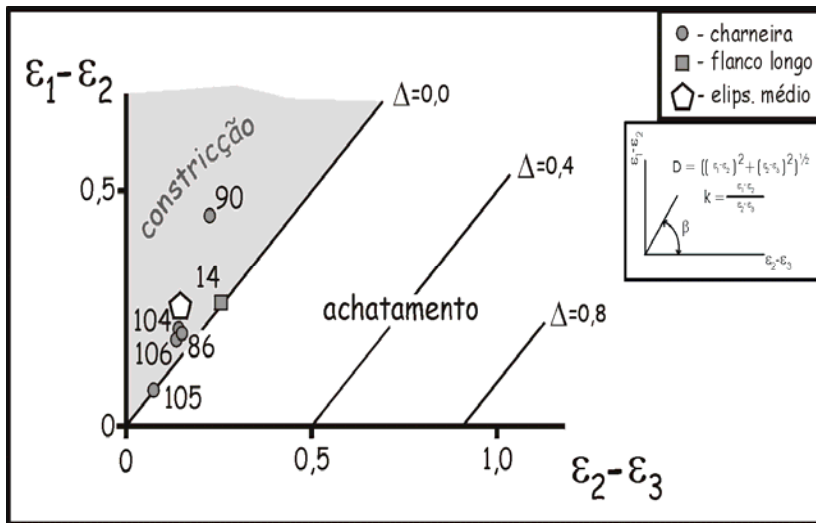


Fig. 40 – Gráfico logarítmico de Ramsay para os elipsóides de deformação finita em grauvaques da região de Vila Nova de Foz Côa.

Com efeito, os elipsóides obtidos mostram-se ligeiramente constritivos, o que é indicado pela predominância de valores de  $\beta$  ligeiramente superiores a  $45^\circ$ . Na realidade, o elipsóide médio estimado utilizando a metodologia proposta por Ebdon (1977) apresenta um valor do parâmetro  $\beta$  de  $60^\circ$ , o que está muito próximo do previsto para esta zona (Dias & Ribeiro, 1994) utilizando os dados existentes para os quartzitos do Ordovícico (fig. 39).

### III-3.2 – Orientação do elipsóide de deformação

No que diz respeito à orientação dos elipsóides de deformação, a sua interpretação é mais complicada, pois o carácter não coaxial dos regimes transpressivos leva a que as estruturas variscas tendam a evidenciar um carácter rotacional. Isto leva a que num regime transpressivo homogéneo a obliquidade entre os eixos das dobras, os eixos dos elipsóides de deformação finita e as fronteiras das zonas de cisalhamento dependam muito da importância relativa das componentes de cisalhamento puro e simples (Dias *et al.*, 2003). Esta situação ainda se complica mais em regimes transpressivos heterogéneos, nos quais o grau de partição da deformação tende a ser variável, como acontece neste sector do autóctone (Dias, 1994; Dias & Ribeiro, 1994; Dias *et al.*, 2003).

Apesar de tudo, as orientações dos eixos principais dos elipsóides de deformação finita (quadro IV e fig. 41) e a geometria das dobras existentes na região permitem-nos tirar algumas conclusões gerais, embora algumas situações sejam ambíguas.

Quadro IV

Dados relativos à orientação dos elipsóides de deformação

Refer.	Posição estrutural	S0	L1	$\lambda_1$	$\lambda_2$	$\lambda_3$
14	flanco longo	N62°W,42°SW	8°,S50°E	55,N64W	35,S52E	0,S40W
86	charneira	N74°E,16°SE	-	15,S33E	16,S63W	70,N30E
90	charneira	N30°W,18°NE	-	28,S65E	48,N18W	18,S45W
104	charneira	NS,16°E	-	24,S86W	62,S66E	12,N10W
105	charneira	N40°W,22°NE	-	20,N	75,S36E	12,N83W
106	charneira	NS,6°E	6°,S54°E	36,N52W	12,N47E	51,S37E

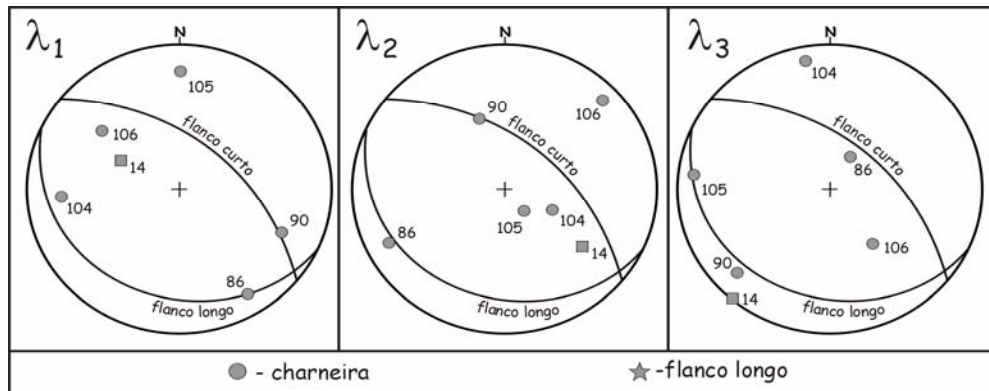


Fig. 41 – Projecção estereográfica (rede de Schmidt, hemisfério inferior) dos eixos principais dos elipsóides de deformação finita estimados para a região de Vila Nova de Foz Côa.

No que diz respeito ao elipsóide obtido para o flanco longo (amostra 14) a orientação do eixo maior aponta claramente para a existência da combinação do mecanismo de cisalhamento flexural, com a de cisalhamento esquerdo regional; com efeito, o flanco inclina para SW, enquanto que o eixo maior inclina para NW (fig. 42).

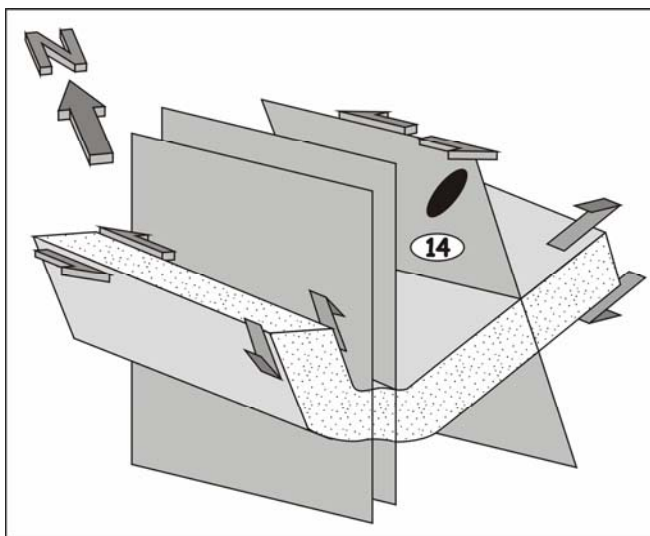


Fig. 42 – Relação geométrica entre o eixo maior do elipsóide de deformação finita determinado para o flanco longo e os dobramentos regionais.

Esta situação tem sido encontrada frequentemente nos sectores setentrionais da zona Centro-Ibérica (Dias *et al*, 2003) sendo compatível com o regime transpressivo esquerdo aqui descrito (Ribeiro *et al*, 1990).

Se a situação no flanco longo é, não só facilmente interpretada, mas também está de acordo com o que seria de esperar tendo em consideração os estudos anteriores, as

situações detectadas para a ampla charneira do sinforma do Poio já não apresentam uma interpretação tão linear. No entanto, parece-nos de destacar o paralelismo da maioria dos eixos principais dos elipsóides de deformação finita com o plano da clivagem (N54°W, 83°NE; fig. 41).

Em duas das amostras (86 e 90), verifica-se que o eixo maior do elipsóide de deformação finita é subparalelo ao eixo do dobramento (fig. 43), o que é compatível com uma situação de arco interno num mecanismo de dobramento tangencial longitudinal (fig. 37).

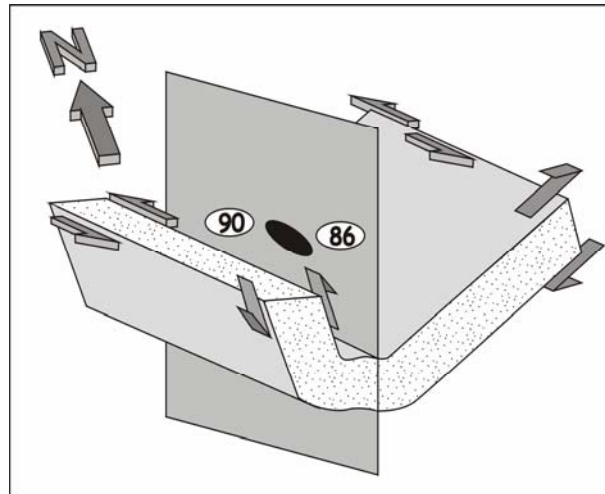


Fig. 43 – Relação geométrica do eixo maior do elipsóide de deformação finita das amostras 86 e 90 (zona de charneira) e os dobramentos regionais.

Nas restantes amostras (104, 105 e 106) verifica-se a existência de uma maior obliquidade dos eixos principais de deformação finita com a geometria dos dobramentos variscos, o que talvez queira indicar a coexistência de diferentes mecanismos de dobramento nas zonas de charneira. Esta situação mostra ser necessário a realização de novos estudos de quantificação da deformação na região de Vila Nova de Foz Côa no sentido de melhor compreender os mecanismos de deformação que terão estado activos durante o Varisco. Nos novos estudos será importante a colheita de amostras no flanco meridional do sinforma do Poio, bem como de amostras nos quartzitos do Ordovícico do sinclinal de Castelo Melhor.

### III-4 – Metamorfismo

As litologias da região de Vila Nova de Foz Côa foram afectadas por um metamorfismo contínuo prógrado varisco, ao qual se sobrepõe um metamorfismo de contacto nas proximidades maciços graníticos intruídos durante os últimos eventos tectono-metamórficos (Duarte & Mendes *in* Silva *et al.* 1991).

De acordo com estes autores, a área cartografada é afectada por duas isogradas de metamorfismo (ver carta geológica em anexo); a da clorite e da biotite.

O metamorfismo regional induzido pela formação da cadeia Varisca, produziu diferentes associações mineralógicas conforme a sua natureza química e grau de metamorfismo atingido.

Na zona da clorite, onde se situam as explorações em actividade, é possível observar estruturas primárias preservadas (e.g. figuras de carga e estratificação gradada). Como o referido anteriormente, a clivagem  $S_1$  define-se nos termos pelíticos pela orientação dos minerais micáceos e nos termos psamíticos pelo achatamento dos grãos de quartzo e orientação preferencial dos filosilicatos (Sousa, 1982; Duarte & Mendes *in* Silva *et al.*, 1991).

Em alguns locais as litologias estão afectadas por uma clivagem de crenulação  $S_3$  que, como já foi referido anteriormente, está associada à fase  $D_3$  da deformação varisca.

Na zona da biotite as estruturas primárias observam-se pior, passando as estruturas secundárias a ser mais penetrativas (Duarte & Mendes *in* Silva *et al.*, 1991). A clivagem  $S_1$  apresenta-se sobreposta por uma clivagem de crenulação  $S_3$ .

Quanto às relações recristalização-deformação é de referir que a clorite recristaliza apenas na fase  $D_2$  e a biotite recristaliza até à fase de deformação  $D_3$ .

## CAPÍTULO IV – RESISTÊNCIA À COMPRESSÃO

Foram realizados ao longo do tempo vários testes laboratoriais (Neiva, 1980; Gomes, 1987; Casal Moura, 2001b; Ornabase, 2003; Solicel, 2003) no sentido de averiguar as propriedades físicas e mecânicas desta rocha. No entanto, neste trabalho apenas se realizaram ensaios à compressão para averiguar a influência de alguns parâmetros que se analisam mais adiante.

Dos trabalhos anteriormente realizados pode-se concluir que as rochas exploradas nas pedreiras do Poio são xistos de baixa permeabilidade, visto que a absorção é muito lenta. Em termos de alteração e alterabilidade pode-se concluir também que fisicamente a rocha apresenta boa estabilidade, não sofrendo quase nenhuma modificação. Quimicamente, a rocha quando é sujeita a meios muito agrestes (como o ensaio a água oxigenada) muda de cor, de cinzenta-azulada passa para castanha-amarelada (Gomes & Almeida, 2003).

Quadro IV – Resultado dos ensaios de laboratório efectuado por diferentes autores a diferentes parâmetros (adaptado de, Gomes & Almeida, 2003)

Resistência à compressão (Kg/cm <sup>2</sup> )	740
Resistência à compressão após teste de gelo-degelo (Kg/cm <sup>2</sup> )	738
Resistência à flexão (Kg/cm <sup>2</sup> )	738
Massa volúmica aparente (Kg/m <sup>3</sup> )	2704
Absorção de água à pressão atmosférica normal (%)	0,10
Porosidade aberta (%)	0.27
Coefficiente de dilatação térmica linear (x10 <sup>-6</sup> /°C)	8.4
Resistência ao desgaste (mm)	0.5
Resistência ao choque (cm)	55-60

Tendo em vista avaliar a homogeneidade das rochas extraídas na área de exploração, realizaram-se alguns ensaios de resistência à compressão. A amostragem efectuada, bem como os ensaios realizados, procuraram avaliar possíveis influências nas características da rocha induzidas por:

- variações na espessura dos leitos;
- variações nas razões leitos psamíticos /leitos pelíticos;
- variações na orientação dos planos de anisotropia (estratificação e clivagem);
- distância ao granito do antiforma de Lamego-Penedono-Escalhão.

## **IV – 1. Metodologia**

### **IV – 1.1. Equipamento**

Foi utilizada uma máquina de compressão de dois pratos (Norma LNEC, 1968). O prato superior é provido de rótula esférica para permitir a aplicação de forças perpendiculares à face da amostra. A máquina aplica forças gradualmente crescentes de forma contínua e sem choques ao ritmo de 40 a 8000 kgf/s, com uma velocidade constante e um ritmo tal que o acréscimo de tensão de compressão por segundo seja  $6 \pm 4$  kgf/cm<sup>2</sup>. As amostras são centradas no prato inferior da máquina, descendo o prato superior de forma a realizar um contacto uniforme com a amostra, sem compressão.

### **IV – 1.2. Procedimento**

As amostras utilizadas foram cubos e prismas de secção basal quadrada. Os cubos foram serrados de forma a possuírem 6 cm de lado. Contudo, como os cortes realizados não tinham dimensões precisas algumas amostras resultaram em prismas quadrados. Neste último caso não foi necessário utilizar nenhum factor de correcção, pois a razão entre altura e dimensão lateral dos prismas não diferia mais de 25% da unidade (ASTM C170-85). A força de ruptura é a força máxima aplicada durante o ensaio (Norma LNEC, 1968). A tensão de ruptura por compressão de cada amostra é dada por:

$$T = F/A$$

Onde:

**T** – tensão de ruptura, em quilograma força por centímetro quadrado;



**F** – força de ruptura, em quilograma força;

**A** – área de secção basal, em centímetros quadrados;

Os ensaios foram realizados a seco. No entanto, as amostras não foram colocadas a 105C° durante 24h, pois um ensaio realizado inicialmente mostrou não ser necessário tal procedimento; com efeito, uma amostra representativa da litologia em questão mostrou que a percentagem de água é bastante reduzida (0,13099%). Sendo o objectivo destes ensaios mostrar possíveis tendências e a percentagem de água bastante reduzida, considerou-se desprezível este último valor, realizando-se os ensaios com as amostras secas ao ar no laboratório.

Foram recolhidas 10 amostras em 4 pedreiras (fig. 44) com os seguintes critérios;

- distância aos granitos do antiforma Lamego-Penedono-Escalhão (quadro V);
- percentagem psamítica (quadro VI);
- espessura dos níveis psamíticos (quadro VII);
- espessura dos níveis pelíticos (quadro VIII);

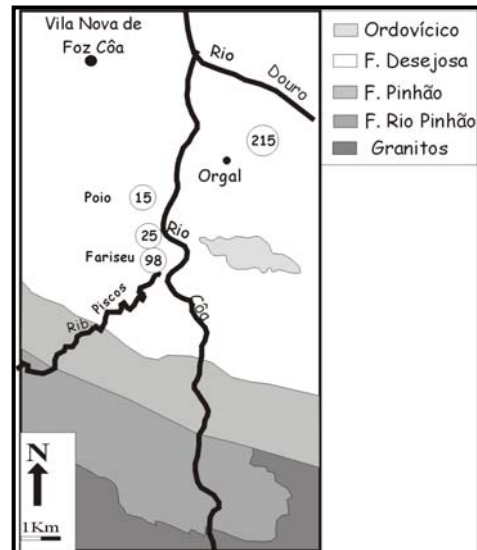


Fig. 44 – Localização das amostras ensaiadas

Para cada um destes critérios, as amostras foram divididas em 4 categorias.

Quadro V – Distribuição das amostras por classes de distâncias aos granitos

<b>Distância aproximada aos granitos (km)</b>	<b>Referência das amostras</b>
5	98.1, 98.2
5,5	25.1, 25.2
6,5	15.1, 15.2, 15.3, 15.4, 15.5
7,5	215

Quadro VI – Distribuição das amostras por classes de percentagem psamíticas

<b>Intervalos de percentagem psamítica</b>	<b>Referência das amostras</b>
10% a 30%	215
30% a 50%	98.2, 25.1, 25.2
50% a 70%	15.2, 15.3, 15.4, 98.1
70% a 90%	15.1, 15.5

Quadro VII – Distribuição das amostras por classes de espessura dos níveis psamíticas

<b>Espessura dos níveis psamíticos (mm)</b>	<b>Referência das amostras</b>
0 a 2	215
2 a 5	25.1, 25.2
5 a 10	15.2, 15.3, 98.1, 98.2
mais de 10	15.1, 15.4, 15.5

Quadro VIII – Distribuição das amostras por classes de espessuras dos níveis pelíticos

<b>Espessura dos níveis pelíticos (mm)</b>	<b>Referência das amostras</b>
0 a 2	15.1, 15.5, 98.1
2 a 5	15.2, 15.3, 15.4
5 a 10	98.2, 25.1, 25.2
mais de 10	215

#### IV - Resistência à Compressão

Como se pretendia estudar a variação da resistência à compressão em função da orientação relativa dos planos de anisotropia, para cada amostra foram realizados 3 ensaios, correspondendo a 3 planos distintos (fig. 45):

- Perpendicular a  $S_0$
- Perpendicular a  $S_1$
- Paralelo a  $S_0$  e  $S_1$

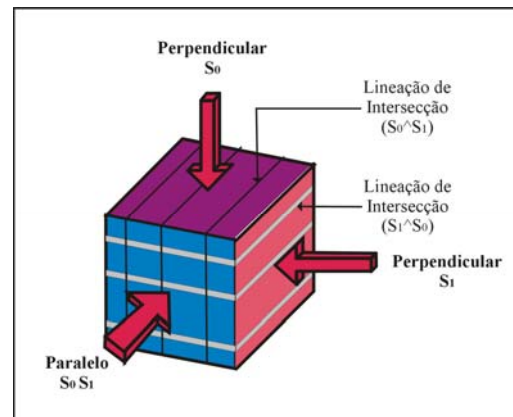


Fig. 45 – Esquema dos 3 planos

#### IV – 2. Resultados obtidos

Realizados 3 ensaios por cada amostra, num total de 30 ensaios obtiveram-se (quadro IX) os seguintes valores para as tensões de ruptura.

Quadro IX – Tensões de ruptura

Referência da amostra	Tensão de ruptura (kgf/cm <sup>2</sup> )		
	Planos de ensaio		
	Perpendicular $S_0$	Perpendicular $S_1$	Paralelo a $S_0$ e $S_1$
15.1	979	1254	1589
15.2	1001	662	1840
15.3	435	574	1129
15.4	1105	640	1373
15.5	958	500	1732
25.1	320	1069	2213
25.2	625	829	2062
98.1	346	1023	1615

98.2	751	534	1419
215	185	665	1243

A forma como as amostras fracturaram quando atingiram a tensão de ruptura variou mediante o plano submetido à tensão.

Quadro X – Fracturação nos diferentes planos com tensão aplicada perpendicularmente a  $S_0$ .

<b>Tensão aplicada perpendicularmente a <math>S_0</math></b>			
<b>Referência da amostra</b>	<b>Observação no plano <math>S_0</math></b>	<b>Observação no plano <math>S_1</math></b>	<b>Observação no plano paralelo a <math>S_0</math> e <math>S_1</math></b>
<b>15.1</b>	Fracturas contínuas, sub-paralelas à lineação de intersecção ( $S_0$ e $S_1$ )	—	Fracturas irregulares, sub-paralelos a $S_1$ e com relações angulares próximas de $45^\circ$
<b>15.2</b>	Fracturas contínuas, sub-paralelas à lineação de intersecção ( $S_0$ e $S_1$ )	—	Fracturas irregulares, sub-paralelos a $S_1$ e com relações angulares próximas de $45^\circ$
<b>15.3</b>	Fracturas contínuas, sub-paralelas à lineação de intersecção ( $S_0$ e $S_1$ )	Fractura irregular, preferencialmente sub-paralela à lineação de intersecção ( $S_1$ e $S_0$ )	Fracturas irregulares, sub-paralelos a $S_1$ e com relações angulares próximas de $45^\circ$
<b>15.4</b>	Fracturas contínuas, sub-paralelas à lineação de intersecção ( $S_0$ e $S_1$ )	—	Fracturas irregulares, sub-paralelos a $S_1$ e com relações angulares próximas de $45^\circ$
<b>15.5</b>	Fracturas contínuas, sub-paralelas à lineação de intersecção ( $S_0$ e $S_1$ )	Fractura irregular, preferencialmente sub-paralela à lineação de intersecção ( $S_1$ e $S_0$ )	Fracturas irregulares, sub-paralelos a $S_1$ e com relações angulares próximas de $45^\circ$
<b>25I</b>	Fracturas contínuas, sub-paralelas à lineação de intersecção ( $S_0$ e $S_1$ )	Fractura irregular, preferencialmente sub-paralela à lineação de intersecção ( $S_1$ e $S_0$ )	Fracturas irregulares, sub-paralelos a $S_1$ e com relações angulares próximas de $45^\circ$
<b>25.2</b>	Fracturas contínuas, sub-paralelas à lineação de intersecção ( $S_0$ e $S_1$ )	Fractura irregular, preferencialmente sub-paralela à lineação de intersecção ( $S_1$ e $S_0$ )	Fracturas irregulares, sub-paralelos a $S_1$ e com relações angulares próximas de $45^\circ$
<b>98.1</b>	—	—	Fracturas irregulares

IV - Resistência à Compressão

98.2	Irregulares, sub-paralelas à lineação de intersecção ( $S_0$ e $S_1$ )	Fractura irregular, preferencialmente sub-paralela à lineação de intersecção ( $S_1$ e $S_0$ )	Fracturas irregulares, sub-paralelas a $S_1$ e com relações angulares próximas de $45^\circ$
215	Fracturas contínuas, sub-paralelas à lineação de intersecção ( $S_0$ e $S_1$ )	—	Fracturas irregulares, sub-paralelas a $S_1$ e com relações angulares próximas de $45^\circ$

Quadro XI – Fracturação nos diferentes planos com tensão aplicada perpendicularmente a  $S_1$ .

<b>Tensão Aplicada Perpendicularmente a <math>S_1</math></b>			
<b>Referência da Amostra</b>	<b>Observação no Plano <math>S_0</math></b>	<b>Observação no Plano <math>S_1</math></b>	<b>Observação no Plano paralelo a <math>S_0</math> e <math>S_1</math></b>
15.1	—	Fracturas sub-paralelas à lineação de intersecção ( $S_1$ e $S_0$ )	Fracturas contínuas, sub-paralelas a $S_0$
15.2	—	Fracturas sub-paralelas à lineação de intersecção ( $S_1$ e $S_0$ )	Fracturas contínuas, sub-paralelas a $S_0$
15.3	—	Fracturas sub-paralelas à lineação de intersecção ( $S_1$ e $S_0$ )	Fracturas contínuas, sub-paralelas a $S_0$
15.4	Fracturas sub-paralelas à lineação de intersecção ( $S_0$ e $S_1$ )	Fracturas sub-paralelas à lineação de intersecção ( $S_1$ e $S_0$ )	Fracturas contínuas, sub-paralelas a $S_0$
15.5	—	Fracturas sub-paralelas à lineação de intersecção ( $S_1$ e $S_0$ )	Fracturas contínuas, sub-paralelas a $S_0$
25.1	—	Fracturas sub-paralelas à lineação de intersecção ( $S_1$ e $S_0$ )	Fracturas contínuas, sub-paralelas a $S_0$
25.2	—	Fracturas sub-paralelas à lineação de intersecção ( $S_1$ e $S_0$ )	Fracturas contínuas, sub-paralelas a $S_0$
98.1	—	Fracturas sub-paralelas à lineação de intersecção ( $S_1$ e $S_0$ )	Fracturas irregulares, sub-paralelas a $S_0$ e com relações angulares próximas de $45^\circ$
98.2	—	Fracturas sub-paralelas à lineação de	Fracturas contínuas, sub-paralelas a $S_0$

		intersecção ( $S_1$ e $S_0$ )	
<b>215</b>	_____	Fracturas sub-paralelas à lineação de intersecção ( $S_1$ e $S_0$ )	Fracturas irregulares, sub-paralelas a $S_0$ e com relações angulares próximas de $45^\circ$

Quadro XII – fracturação nos diferentes planos com tensão aplicada paralelamente a  $S_0$  e  $S_1$ .

<b>Tensão Aplicada Paralelamente a <math>S_0</math> e a <math>S_1</math></b>			
<b>Referência da Amostra</b>	<b>Observação no Plano <math>S_0</math></b>	<b>Observação no Plano <math>S_1</math></b>	<b>Observação no Plano paralelo a <math>S_0</math> e <math>S_1</math></b>
<b>15.1</b>	Fracturas irregulares, sub-paralelas à lineação de intersecção( $S_0$ e $S_1$ )	Fractura sub-paralela à lineação de intersecção ( $S_1$ e $S_0$ )	Fracturas irregulares sub-paralelas a $S_1$ e nos níveis mais xistentos sub-paralela a $S_0$
<b>15.2</b>	Fragmentada aleatória	_____	Fracturas irregulares sub-paralelas a $S_1$ e nos níveis mais xistentos sub-paralela a $S_0$
<b>15.3</b>	Fracturas irregulares, sub-paralelas à lineação de intersecção( $S_0$ e $S_1$ )	Fractura sub-paralela à lineação de intersecção ( $S_1$ e $S_0$ )	Fracturas irregulares sub-paralelas a $S_1$
<b>15.4</b>	Fracturas irregulares, sub-paralelas à lineação de intersecção( $S_0$ e $S_1$ )	Fractura sub-paralela à lineação de intersecção ( $S_1$ e $S_0$ )	Fracturas irregulares sub-paralelas a $S_1$ e nos níveis mais xistentos sub-paralela a $S_0$
<b>15.5</b>	Fracturas irregulares, sub-paralelas à lineação de intersecção( $S_0$ e $S_1$ )	Fractura sub-paralela à lineação de intersecção ( $S_1$ e $S_0$ )	Fracturas irregulares sub-paralelas a $S_1$ e nos níveis mais xistentos sub-paralela a $S_0$
<b>25.1</b>	_____	Fractura contínuas sub-paralela à lineação de intersecção ( $S_1$ e $S_0$ )	Fractura contínuas sub-paralela $S_0$
<b>25.2</b>	Fragmentada em secções sub-paralelas a $S_1$	Fragmentada em secções sub-paralelas a $S_1$	Fragmentada em secções sub-paralelas a $S_1$
<b>98.1</b>	Fracturas irregulares, sub-paralelas à lineação de intersecção( $S_0$ e $S_1$ )	Fractura irregulares sub-paralela à lineação de intersecção ( $S_1$ e $S_0$ )	Fracturas irregulares sub-paralelas a $S_1$ e nos níveis mais xistentos sub-paralela a $S_0$
	Fracturas irregulares, sub-	Fractura contínuas sub-	Fracturas contínuas sub-

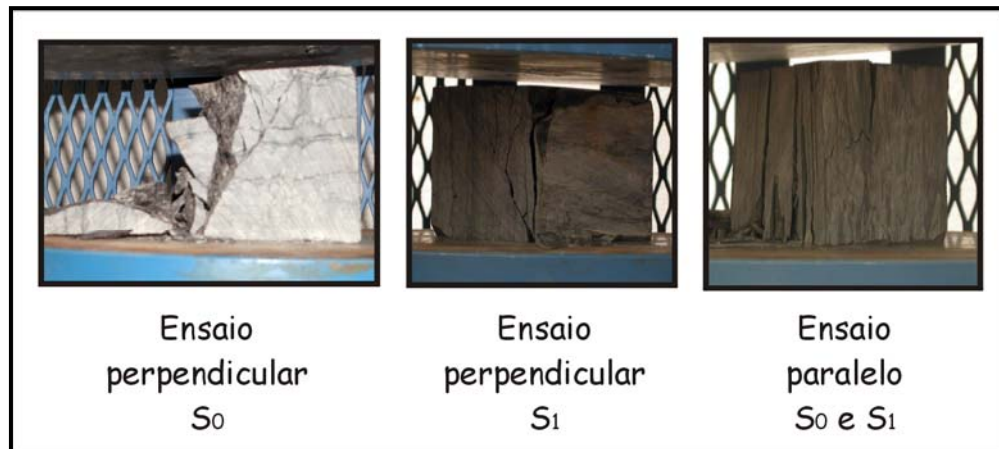
<b>98.2</b>	paralelas à lineação de intersecção( $S_0$ e $S_1$ )	paralela à lineação de intersecção ( $S_1$ e $S_0$ )	paralelas a $S_0$ , raramente sub-paralela a $S_1$
<b>215</b>	Fracturas irregulares, sub-paralelas à lineação de intersecção( $S_0$ e $S_1$ )	Fractura sub-paralela à lineação de intersecção ( $S_1$ e $S_0$ )	Fracturas irregulares, geram secções alongadas sub-paralelas a $S_1$

### IV – 3. Análise de resultados

#### IV – 3.1. Análise da fracturação

A forma como as diferentes amostras fracturaram é condicionada por diferentes factores, respectivamente pelo plano onde a tensão é ensaiada e pela orientação das anisotropias existentes na amostra. Estes factores não actuam de forma dissociada, pelo contrário, existem padrões de fracturação evidentes e relacionados (fig. 46). Desta forma pode-se concluir que;

- quando o ensaio é realizado perpendicularmente a  $S_0$ , as fracturas tendem a ser sub-paralelas aos planos de  $S_1$
- quando o ensaio é realizado perpendicularmente a  $S_1$ , as fracturas tendem a ser sub-paralelas aos planos de  $S_0$
- quando o ensaio é realizado paralelamente a  $S_0$  e  $S_1$ , as fracturas tendem a ser sub-paralelas aos planos de  $S_0$  e  $S_1$



1

Fig. 46 – Resultado da fracturação obtida nos diferentes ensaios

A regularidade das fracturas geradas, quer nos planos de  $S_0$  quer nos planos de  $S_1$ , é ainda condicionada pela percentagem e espessura dos níveis psamíticos e pelíticos. Nas amostras com maior percentagem e espessura dos níveis psamíticos as fracturas tendem a ser irregulares, quer nos planos de  $S_0$ , quer nos planos de  $S_1$ . Pelo contrário, quando as amostras apresentam níveis pelíticos mais espessos e menor percentagem psamítica, as fracturas são geralmente regulares, quer nos planos de  $S_0$ , quer nos planos de  $S_1$ .

#### IV – 3.2. Análise das tensões de ruptura

Os ensaios realizados definem um padrão de resistência à tensão para os diferentes planos ensaiados (fig. 47).

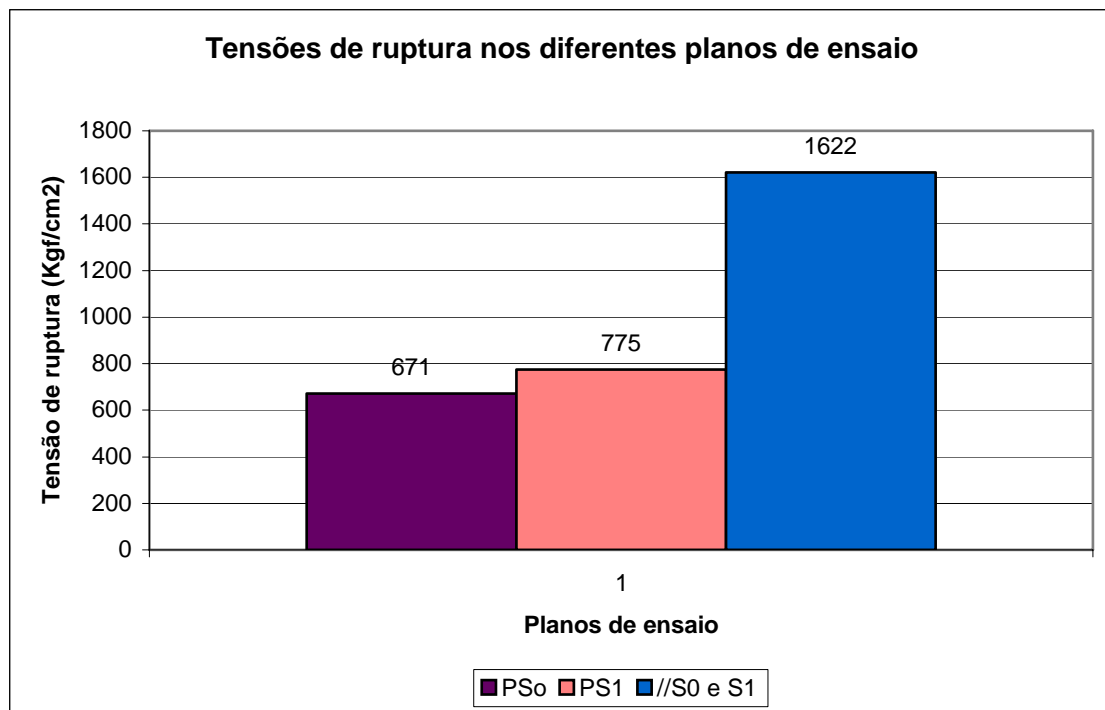


Fig. 47 – Tensões de ruptura para os diferentes planos ensaiados

Os resultados obtidos mostram que o ensaio onde a tensão é exercida paralelamente a  $S_0$  e a  $S_1$  é aquele que oferece maior resistência à compressão registando valores médios de  $1622 \text{ kgf/cm}^2$ . Este valor torna-se mais expressivo (mais do dobro), quando comparado com os valores registados para os ensaios onde a tensão foi exercida perpendicularmente a  $S_0$  e  $S_1$ . Os ensaios que registam tensões de ruptura mais baixos são



aqueles onde a tensão é exercida perpendicularmente a  $S_0$ , com valores médios de 671  $\text{kgf/cm}^2$ .

O aumento da percentagem psamítica (fig. 48) e o aumento da espessura dos seus níveis de psamíticos (fig. 49) aumentam os valores da tensão de ruptura para os diferentes planos ensaiados. No entanto, é nos ensaios realizados perpendicularmente a  $S_0$  onde se observa de forma mais evidente esta relação. Estes resultados podem ser justificados com um menor desenvolvimento da clivagem devido ao o aumento dos valores da percentagem psamítica e da espessura destes níveis.

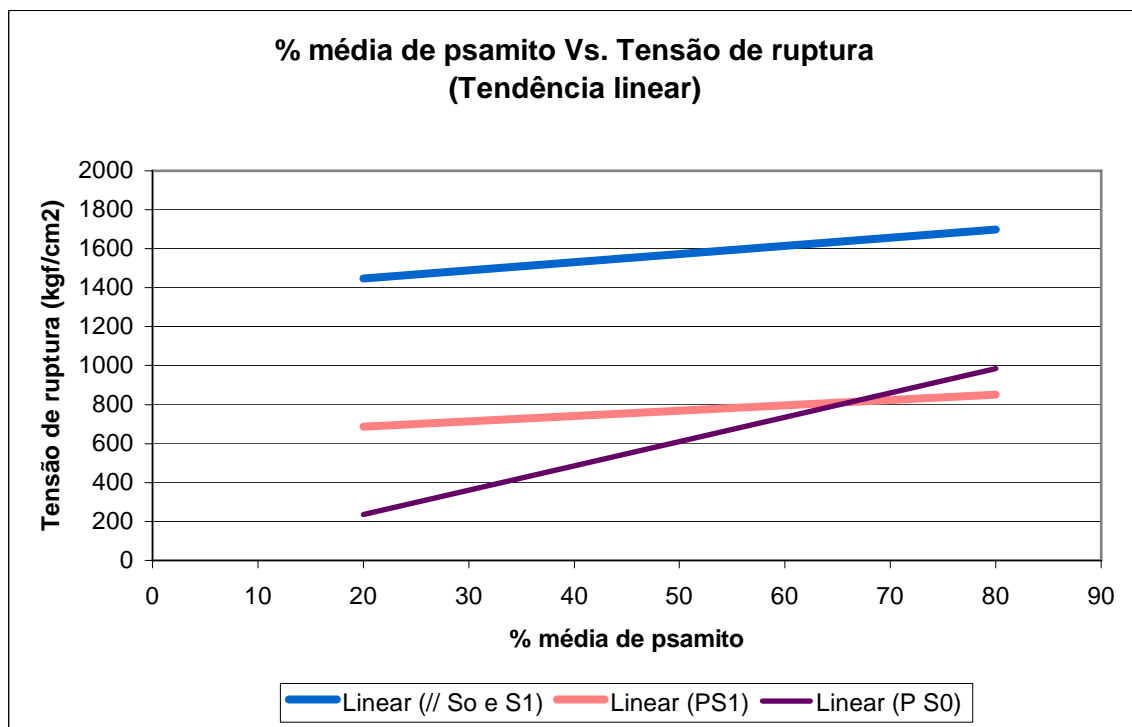


Fig. 48 – Variação das tensões de ruptura com a variação da percentagem da componente psamítica.

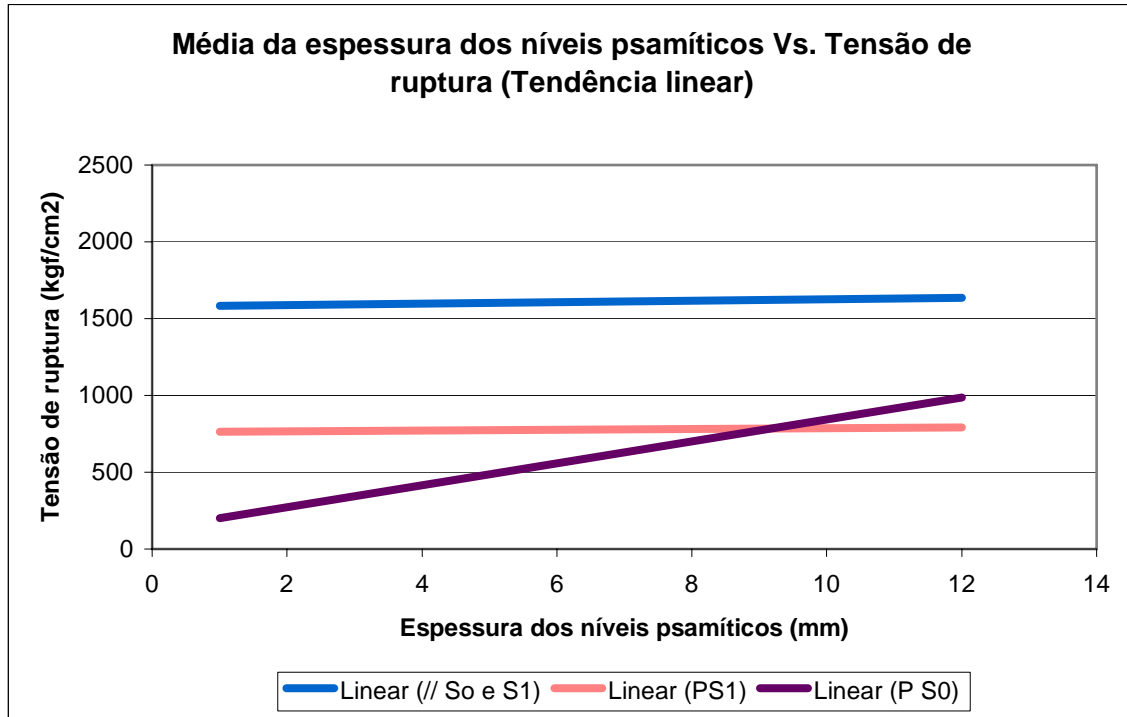


Fig. 49 – Variação das tensões de ruptura com a variação da espessura dos níveis psamíticos.

Por outro lado, e como seria previsível, o aumento da espessura dos níveis pelíticos provoca um decréscimo nos valores das tensões de ruptura nos 3 planos ensaiados (fig. 50). Embora o decréscimo dos valores das tensões sejam evidentes é no plano em que a tensão é aplicada perpendicularmente a  $S_0$  onde esta relação é mais evidente. Justifica-se o decréscimo das tensões de ruptura com incremento do desenvolvimento da clivagem à medida que a espessura dos níveis pelíticos aumenta; este aumento da espessura define melhor os planos de anisotropias ( $S_0$  e  $S_1$ ) da amostra, logo menores tensões de ruptura.

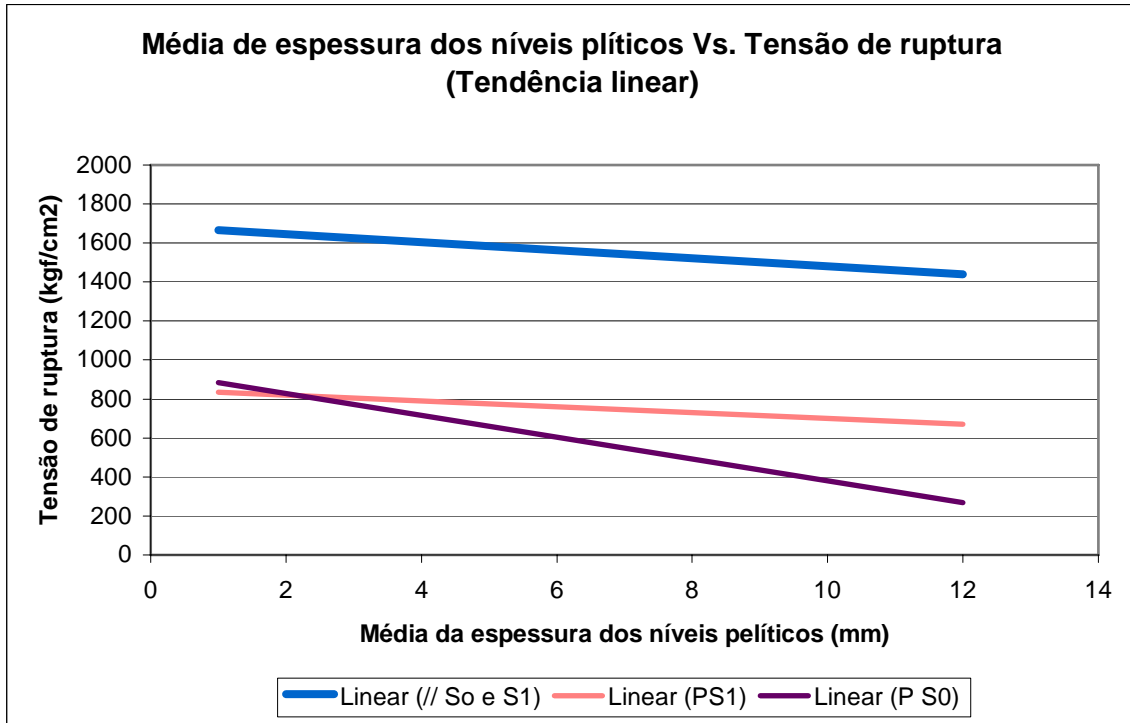


Fig. 50 – Variação das tensões de ruptura com a variação da espessura dos níveis pelíticos.

As tensões de ruptura estão também directamente relacionadas com a distância ao granito e consequente isógradas de metamorfismo. À medida que a distância aumenta entre as explorações e os granitos do Antiforma Lamego-Penedono-Escalhão, as tensões de ruptura vão sendo menores para os diferentes planos ensaiados (Fig. 51).

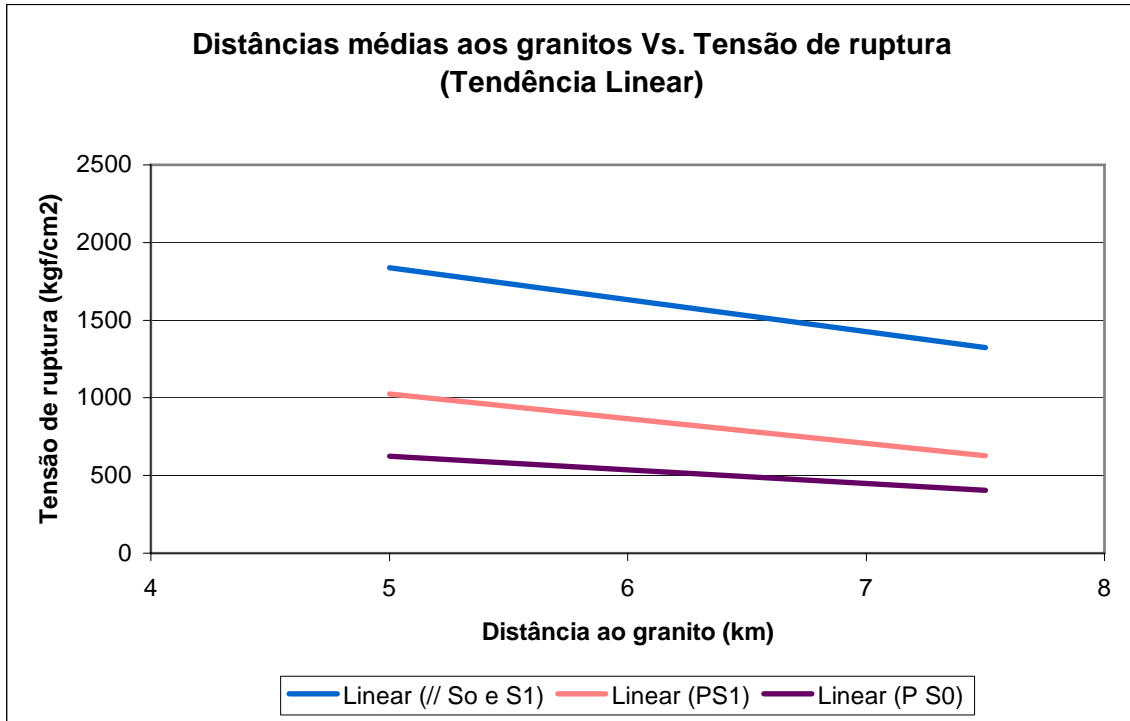


Fig. 51 – Variação das tensões de ruptura com a variação das distância aos granitos do Antiforma Lamego-Penedono-escalhão.

## CAPÍTULO V - CONCLUSÕES

O objectivo principal deste trabalho era perceber quais as principais condicionantes na localização das pedreiras de esteios de xisto e, a partir daí tentar extrapolar possíveis áreas de interesse.

Os dados agora obtidos apontam para a importância de quatro factores principais:

**litológico** – a ritmicidade da sequência de multileitos milimétricos e centimétricos de material pelítico e psamítico é determinante para a exploração. Na região estudada, as sequências mais propícias ocorrem na parte superior (terço mais alto) da Formação da Desejosa. No entanto, verifica-se que mesmo aqui o comportamento não é homogéneo; sequências bastante psamíticas (grosseiras) não permitem a obtenção de bons planos de “desdobre” (i.e. estratificação), enquanto que as sequências muito finas apesar de oferecerem bastantes “linhas” de estratificação não possuem a resistência e estabilidade suficientes para a produção de esteios. Os ensaios realizados confirmam a heterogeneidade do comportamento mecânico dentro desta sequência, ocorrendo variações importantes a nível da resistência física das rochas. Como seria de esperar, este facto traduz-se por uma quebra de produtividade nas explorações, pelo que será um aspecto a ter em consideração na abertura/expansão de novas frentes de exploração. Embora não tenha havido a possibilidade de realizar neste trabalho ensaios à flexão, será importante que no futuro os mesmos venham a ser feitos pois este será certamente um parâmetro importante na avaliação da qualidade dos esteios.

**estrutural** – como seria de esperar, a estrutura regional é uma importante condicionante na localização das pedreiras, onde é de ter em consideração dois aspectos fundamentais. Por um lado, a proximidade às grandes falhas que afectam a região, em especial as grandes fracturas NNE-SSW a NE-SW geradas durante as fases tardi-variscas e que, em muitos casos, sofreram reactivação alpina; com efeito, a proximidade destes acidentes caracteriza-se por um diaclasamento importante com a consequente redução drástica da blocometria aproveitável. Por outro, para a produção de esteios é necessário que as rochas extraídas possam ser fracturadas segundo planos aproximadamente

## Conclusões

perpendiculares, neste caso a estratificação e a principal clivagem varisca (S1); situação que só se encontra próximo das zonas de charneira. Isto leva a que as pedreiras se localizem (e venham a localizar) sempre próximas das charneiras das grandes dobras de primeira ordem. Para além disto, é necessário restringir as áreas de exploração aos núcleos dos sinformas que, como já vimos (capítulo III), no grupo do Douro tendem a ser amplos, proporcionando por isso, maiores áreas de exploração. Com efeito, nesta formação os antiformas tendem a ser geralmente bastante fechados (proporcionando áreas de exploração reduzidas), além de que tendem a desenvolver-se associados a grandes corredores de cisalhamento dúcteis esquerdos que contribuem para aumentar a heterogeneidade da rocha e por isso diminuir a sua utilidade como rocha industrial e/ou ornamental.

**metamórfica** – mesmo para as rochas que cumprem os critérios anteriores, verifica-se que não são utilizáveis caso se apresentem na fácies metamórfica da biotite. Com efeito, a recristalização mais acentuada que aqui se verifica, leva a que a rocha não tenha a facilidade necessária para ser aberta ao longo dos planos de clivagem (“rasgada”). Por isso, apenas na fácies metamórfica da clorite é possível a exploração deste tipo de rocha. Uma dúvida que os dados actuais não nos permitem esclarecer, é se a condicionante metamórfica é ainda mais rigorosa e se apenas se conseguem obter explorações na fácies da clorite alta. Com efeito, na região de Vila Nova de Foz Côa existe uma concordância espacial entre a parte superior da formação da Desejosa e a fácies da clorite alta, pelo que não nos é possível concluir pela fraca adequabilidade da rocha, caso o grau metamórfico seja ligeiramente mais baixo.

**topográfica** - embora não tenha sido um critério que tenha sido investigado no decurso deste trabalho (porque o que se pretendia era principalmente averiguar as condicionantes predominantemente geológicas), a topografia apresenta-se como uma forte condicionante à abertura de pedreiras nesta região. Com efeito, trata-se de uma zona de morfologia irregular com encostas frequentemente muito escarpadas, principalmente nas proximidades do Douro e do Côa; como é evidente, esta morfologia dificulta bastante o acesso a alguns locais, podendo mesmo inviabilizar, quer a abertura de novas explorações, quer a expansão das existentes.

## Conclusões

Tendo em consideração os aspectos anteriores, foi elaborada uma carta de síntese (carta de áreas potenciais para a localização de explorações, em anexo) na qual se pretendeu cruzar a informação disponível levando à identificação das zonas mais favoráveis. Esta carta foi obtida utilizando os seguintes critérios:

➤ a inclinação da estratificação ser menor ou igual a  $25^\circ$  pois para valores superiores surgem problemas de instabilidade nas frentes de exploração sempre que estas se realizem contra o pendor de inclinação. Por outro lado, como as superfícies de exploração coincidem com as superfícies de estratificação, valores de inclinação superiores a  $25^\circ$  dificultam a deslocação das máquinas e dos operários.

➤ localização a mais de 50 m das fracturas principais, de modo a se obterem materiais menos fracturados.

➤ localização a mais de 200 m do rio Côa, de modo a evitar as encostas escarpadas associadas ao entalhe profundo desta linha de água.

➤ localização na zona da clorite.

Deste modo foi possível delimitar duas zonas com potencialidade para a exploração de rochas com as características das exploradas actualmente. A necessidade de cumprir uma série de especificidades leva a que a extensão destas zonas seja reduzida, o que explica o carácter único deste tipo de explorações que, tanto quanto se sabe, não é conhecido em mais nenhum local.

## **Bibliografia**

ASTM C 170 – 85 (1985) – Standard Method for Compressive Strength of Natural Building Stone. pp 16 – 18.

Cabral, J. (1993) – Neotectónica de Portugal continental. Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa.

Casal Moura, A. (2001b) – A pedra natural ornamental em Portugal – Nota breve. Boletim Minas, Vol. 38 – nº3. IGM. Versão online no sítio do IGM ([http://www.igm.pt/edições\\_online/boletim/vol38\\_3/artigo2\\_quadros.htm](http://www.igm.pt/edições_online/boletim/vol38_3/artigo2_quadros.htm)).

Coke, C. (2000) – Litoestratigrafia do Ordovícico inferior do ramo sul da Serra do Marão, norte de Portugal. *Comum. Inst. Geol. e Mineiro*, t. 87, pp. 13-34.

Coke, C. (2000) – Evolução Geodinâmica do Ramo Sul da Serra do Marão; um caso de deformação progressiva em orógenos transpressivos. Tese de Doutoramento, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro.

De Paor, D. (1990) – Determination of the strain ellipsoid from sectional data. *J. Struct. Geol.* 12 (1990) 131-137.

Dias, R. (1994) – Regimes de deformação no autóctone da zona Centro-Ibérica: importância para a compreensão da génese do arco Ibero-Armoricano. Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa.

Dias, R. (1998) – Estrutura varisca do autóctone do terreno ibérico português; uma herança precâmblica. *Comum. Inst. Geol. e Mineiro*, t. 85, pp. 29-38.

Dias, R. & Ribeiro, A. (1994) – Constriction in a transpressive regime: an example in the Ibero-Armorican arc. *J. Struct. Geol.* 16 (11), 1543-1554.

Dias, R., Mateus, A. & Ribeiro, A. (2003) – Strain partitioning in transpressive shear zones in the southern branch of the Variscan-Armorican arc. *Geodinamica Acta*, 16 119-129.

Ebdon, D. (1977) - *Statistics in Geography*, Basil Blackwell, Oxford. 195 p.

Erslev, E. (1988) – Normalize center-to-center strain analysis of packed aggregates. *J. Struct. Geol.* 10. pp. 201-209.

Ferreira, P. & Ribeiro, M. L. (1995) – Cartografia geoquímica do Maciço Granítico de Freixo de Numão: implicações petrogenéticas e geodinâmicas. *Comum. Inst. Geol. e Mineiro*, t. 81, pp. 9-22.

Gomes, L. M. F. (1987) – Estudo das Pedreiras do Poio – Vila Nova de Foz Côa. Trabalho realizado no âmbito da cadeira de Projecto de Engenharia I. Curso de Engenharia Geológica. Universidade de Coimbra. Departamento de Geologia. 66p.



## Bibliografia

Gomes, L. M. F. & Almeida, P. G. (2003) – As Pedreiras do Poio (Foz Côa) – A Região de Turismo. A Geologia de Engenharia e os Recursos Geológicos. Vol. 1 Geologia de Engenharia. Coordenação de Martim Portugal V. Ferreira. Coimbra – Imprensa da Universidade.

Jornal de Foz Côa (1904) – nº 24 de 03/03/1904. pp3.

Leal, A. P. (1885) – Portugal antigo e Moderno. Livraria editora de Tavares Cardoso & Irmão. Lisboa.

LNEC. (1968) – Betão; Ensaio de compressão. E 226.

Neiva, J. M. C. (1980) – Geologia do Aproveitamento Hidroeléctrico de Foz Côa. Aproveitamento Hidroeléctrico do Rio Côa Escalão de Foz Côa Projecto Base. Vol. VI. Estudos Geológicos e Geotécnicos. EDP – Electricidade de Portugal, S.A.

Ornabase (2003) – Base de Dados do Catálogo de Rochas Ornamentais Portuguesas. Versão online. (<http://www.igm.pt/almanaque>) GeoAlmanaque / Rochas Ornamentais Portuguesas / ORNINDEX / Empresas Exploradoras.

Ramsay, J.(1967) – Folding and fracturing of rocks.McGraw-Hill, New York, 568 p.

Ramsay, J. Huber, m. (1983) – The Techniques of Modern Structural Geology. strain Analysis, I, academic press.Inc., London, 307 p.

Rebelo, J. (1998) – As cartas Geológicas ao serviço do desenvolvimento. Inst. Geol. Min, 56 p.

Ribeiro, A. (1974) – Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes oriental, Men. Serv. Geol. Portugal. N. S. 24, 168 p.

Ribeiro, A., Pereira, E., Dias, R. (1990) – Structure of the Northwest of the Iberian Peninsula, in: D. Dalmeyer, E. Martinez Garcia (Eds.). Pre.Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag, pp. 220-236.

Romão, J., Coke, C., Dias, R. & Ribeiro, A. (in prep.) – Transient inversion during the opening stage of the wilson cycle “Sardic Phase” in the Iberian variscides – stratigraphic and tectonic record.

Silva, A. & Ribeiro, A. (1985) – Thrust Tectonics of Sardic Age in the Alto Douro Region (Northeastern Portugal). Com. Serv. Geol. Portugal, t. 71, fasc. 2 pp. 151-157

## Bibliografia

Silva, A & Ribeiro, M. L. (1991) – Carta Geológica de Portugal na escala 1/50000. Notícia Explicativa da folha 15-A Vila Nova de Foz Côa. Serv. Geol. Portugal, Lisboa.

Silva, A., Rebelo, J. & Ribeiro, M. L. (1989) – Carta Geológica de Portugal na escala 1/50000. Notícia Explicativa da folha 11-C Torre de Moncorvo. Serv. Geol. Portugal, Lisboa.

Soligel (2003) – Catálogo. Sociedade do Centro Industrial de Esteios de Lousa, Lda. Vila Nova de Foz Côa. 6p

Sousa, M. B. (1982) – Litoestratigrafia e estrutura do Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico – Grupo do Douro (Nordeste de Portugal)”. Tese de Doutoramento, Universidade de Coimbra, 223 pp.

Sousa, M. B. & Sequeira, A. J. (1989) – Carta Geológica de Portugal na escala 1/50000. Notícia Explicativa da folha 10-D Alijó. Serv. Geol. Portugal, Lisboa.

Maior, Visconde de Villa. (1876) - O Douro Ilustrado. Magalhães e Moniz, Porto.