

Mecanismos e regimes de deformação em rochas metassedimentares detríticas do Ordovícico inferior e médio da Zona Centro-Ibérica (Portugal)

Mechanisms and regimes of deformation in detrital metasedimentary rocks of Lower and Middle Ordovician of Central-Iberian Zone (Portugal)

A. MATEUS*; R. DIAS** & C. COKE***

Palavras-chave: Deformação varisca; mecanismos de deformação; metassedimentos detríticos; Ordovícico inferior e médio; Zona Centro-Ibérica.

Resumo: O presente trabalho visa a caracterização microestrutural de amostras representativas das sequências litostratigráficas de idade arenigiana-lanvirniana aflorantes no domínio português da Zona Centro-Ibérica nas regiões de Rabal-França, Vila Flor-Eucísia, Moncorvo-Souto da Velha, Marão (ramos Norte e Sul), Buçaco, e Portalegre-Esperança (Serras da Penha e da Pedra Torta). A heterogeneidade e partição da deformação registada pelos (micro)conglomerados, quartzitos, quartzo-pelitos e psamitos depende essencialmente: (i) da abundância e dimensão de clastos quartzosos; (ii) da calibração e organização textural primária dos sedimentos; e (iii) da natureza e predominância relativa da matriz e/ou distribuição dos minerais acessórios (filossilicatos, em particular). Os mecanismos de deformação activos em rochas quartzíticas *s. l.* no decurso do dobramento varisco privilegiam os processos de cedência descontínua intra- e intergranular do quartzo e/ou os mecanismos que conduzem à recristalização intergranular; nas rochas quartzo-fílicas, os mecanismos de cedência descontínua intergranular são também favorecidos em detrimento dos que conduzem a plasticidade intracristalina. Tal denota um regime de deformação que, permitindo a preservação local de microestruturas correlativas da diagénese, se desenrola globalmente sob condições de baixa temperatura (250-300° C). A importância dos fenómenos de subgranulação e recristalização (dinâmica), documentados pelos quartzitos arenigianos da região de Portalegre-Esperança, ilustra o estabelecimento de um regime de deformação não coaxial sob valores baixos de *strain rate* ($\dot{\epsilon}$) e temperaturas variáveis entre os 350° e os 400° C.

Key-words: Variscan deformation; deformation mechanisms; detrital metasediments; Lower and Middle Ordovician; Central-Iberian Zone.

Abstract: The microstructural characterization of representative samples of Arenigian-Llanvirnian lithostratigraphic sequences outcropping in the Portuguese domains of the Central-Iberian Zone at Rabal-França, Vila Flor-Eucísia, Moncorvo-Souto da Velha, Marão (northern and southern branch), Buçaco and Portalegre-Esperança (Ridges of Penha and Pedra Torta) regions represents the major goal of the present work. The heterogeneity of deformation and the strain partitioning recorded by (micro)conglomerates, quartzites, quartz-pelites and psamites depends essentially: (i) of the abundance and dimension of quartziferous clasts; (ii) of the sorting and primary textural arrangement of the sediments; and (iii) of the mineralogical nature and relative predominance of the interstitial matrix and/or of distribution of accessory minerals (phyllosilicates in particular). The deformation mechanisms active in quartzitic rocks *s. l.* during Variscan folding favour the development of discontinuous intra- and intergranular yielding processes of quartz grains and/or their intergranular recrystallization; in quartz-pelites, the intergranular discontinuous yielding mechanisms are also favoured instead of those that promote intracrystalline plasticity. This indicates a deformation regime that took place under low temperature conditions (250-300° C), enabling the local preservation of microstructures developed in the course of diagenesis. The significance of (dynamic) subgranulation and recrystallization recorded by the Arenigian quartzites of Portalegre-Esperança region, testify the establishment of a non-coaxial deformation regime under low strain rate ($\dot{\epsilon}$) and temperature conditions ranging from 350° to 400° C.

1. INTRODUÇÃO

Os processos que concorrem para a acomodação da deformação experimentada por rochas metassedimentares detríticas em condições de relativa baixa temperatura são fortemente influenciados pelas características primárias dos sedimentos, destacando-se desde logo a sua constituição mineralógica (nomeadamente a abundância relativa de quartzo e/ou filossilicatos), granulometria

e calibração, para além da própria organização interna da sequência sedimentar em que se integram (existência, por exemplo, de alternâncias rítmicas de estratos composicionalmente e/ou texturalmente distintos com espessura variável). As relações de dependência que daqui decorrem permitem melhor compreender não só muitas das heterogeneidades geométricas manifestadas pelos arranjos mesoestruturais, vulgarmente desenvolvidos durante a deformação (dobramento, em particular) das sequências

* Departamento de Geologia e CREMINER, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Edifício C2, Piso 5, Campo Grande, 1749-016 Lisboa.

** Departamento de Geociências e Centro de Geofísica da Universidade de Évora, Apartado 94, 7000 Évora.

*** Secção de Geologia, Univ. Trás-os-Montes e Alto Douro, Apartado 202, 5001 Vila Real Codex.

metassedimentares em determinado ciclo orogénico, como também os resultados adquiridos no âmbito dos estudos de deformação finita nelas empreendidos.

Os principais blocos crustais do Domínio Autóctone da Zona Centro-Ibérica que estruturalmente se individualizaram durante a orogénese varisca compreendem diversas sequências metassedimentares detríticas, salientando-se, para os propósitos do presente estudo, as de idade ordovícica, mercê da sua distribuição espacial e estilo de deformação (DIAS, 1994). Por forma a caracterizar do ponto de vista microestrutural as princi-

pais unidades litológicas desta idade (dando especial atenção às do *Arenigiano*) e, de certo modo, complementar as informações obtidas com base nos estudos de deformação finita (*e. g.* DIAS & RIBEIRO, 1991; GARCIA *et al.*, 1993; MACHADO *et al.*, 1993; DIAS, 1994; MACHADO & DIAS, 1997), procedeu-se ao exame petrográfico de mais de 200 exemplares representativos das sequências litostratigráficas aflorantes nas regiões de Rabal-França, Vila Flor-Eucísia, Moncorvo-Souto da Velha, Marão (ramos Norte e Sul), Buçaco e Portalegre-Esperança (Serras da Penha e da Pedra Torta) – Fig. 1.

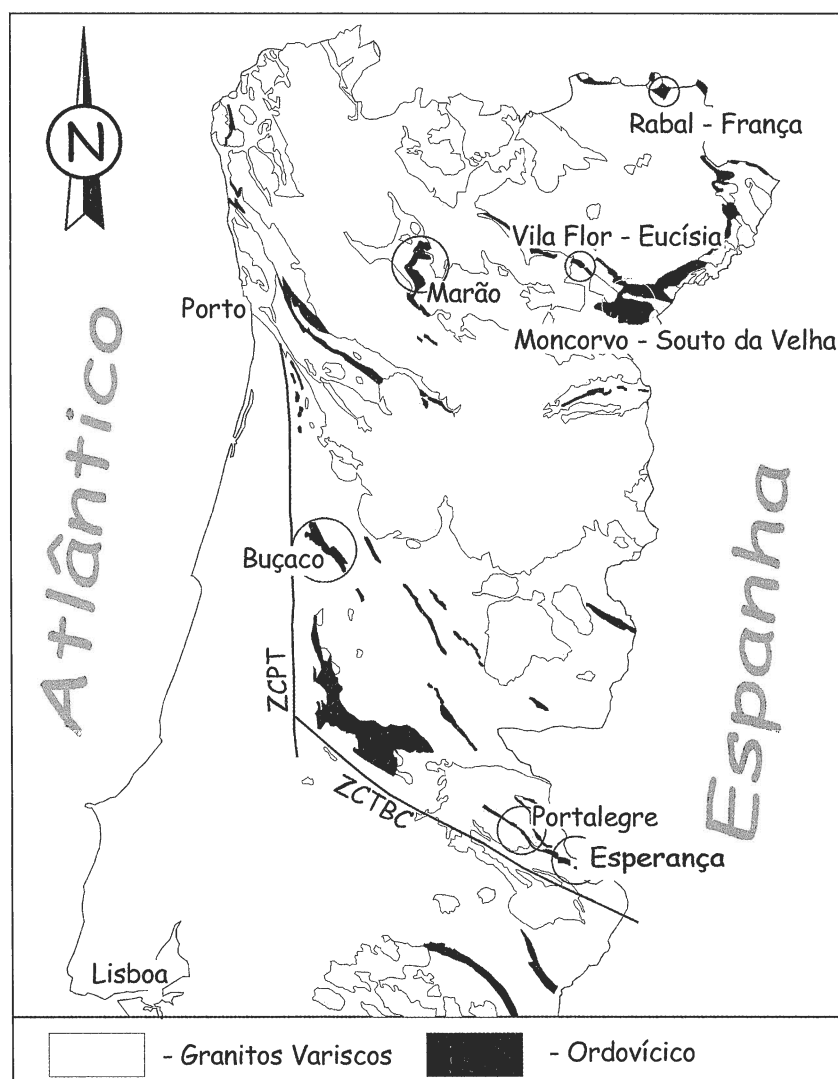


Fig. 1 – Afloramentos de idade ordovícica da Zona Centro-Ibérica, com indicação dos sectores estudados. ZCPT – Zona de Cisalhamento Porto-Tomar; ZCTBC – Zona de Cisalhamento Tomar-Badajóz-Cordoba.

– Ordovician outcrops of the Central-Iberian Zone with the location of the study sectors. ZCPT – Porto-Tomar Shear Zone; ZCTBC – Tomar-Badajóz-Cordoba Shear Zone.

Os exemplares colhidos na região de Portalegre-Esperança permitem caracterizar sumariamente as condições de deformação estabelecidas na zona de cisalhamento que constitui a transição entre as Zonas Centro-Ibérica e Ossa-Morena (*e. g.* PEREIRA & SILVA, 1995; PEREIRA, 1999) e que, em termos estruturais, terá sido sujeita a forte transpressão esquerda do tipo *wrench dominated transpression* (DIAS, 1998, tomando as classificações recentes devidas a FOSSEN *et al.*, 1994, e TIKOFF & TEYSSIER, 1994). Esta componente de cisalhamento simples anula-se no sector “transicional” a NW, região onde passa a dominar um regime de deformação em cisalhamento puro ou, quanto muito, do tipo *pure shear dominated transpression* (DIAS, 1998); a região do Buçaco será representativa deste sector “transicional”. Finalmente, as restantes regiões abrangidas pelo presente trabalho permitem caracterizar a deformação varisca no sector mais a Norte, onde se volta a registar um regime transpressivo esquerdo, se bem que de forma muito menos intensa que o observado na região de Portalegre-Esperança (DIAS, 1998).

O estudo efectuado, geralmente abrangendo três secções mutuamente perpendiculares por amostra de mão, teve como propósito específico o reconhecimento e a caracterização geométrica das principais microestruturas apresentadas pelas litologias amostradas. Apesar das diversas limitações de ordem técnica impostas pela utilização de um simples microscópio óptico, a paralelização das várias associações microestruturais identificadas com as que têm sido sujeitas a caracterização detalhada em microscopia electrónica de transmissão serviu de base à inferência dos mecanismos de cedência contínua e descontínua preferencialmente envolvidos na acomodação da deformação varisca, em particular da responsável pela génese das mesoestruturas atribuíveis à primeira fase de deformação do Domínio Autóctone da Zona Centro-Ibérica (vulgarmente denominada D₁). Note-se que a medição sistemática *in situ* de elementos estruturais diversos (*e. g.* S₀, S₁, L₁, X₁) permitiu definir objectivamente a orientação espacial de cada exemplar e estabelecer as relações geométricas que o mesmo mantém com a mesoestrutura por ele representada. Os resultados assim obtidos, compatíveis com os adquiridos para o NW de Espanha (*e. g.* BLENKINSOP & DRURY, 1985; BLENKINSOP & RUTTER, 1986), contribuem genericamente para a compreensão dos regimes de deformação a que foram sujeitas as rochas metassedimentares detríticas ordovícicas (especialmente os quartzitos) durante o Ciclo Varisco.

2. CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DAS LITOLOGIAS AMOSTRADAS

Pretende-se, neste capítulo, abordar genericamente as características mineralógicas e texturais mais relevantes das litologias amostradas nas sequências litostratigráficas de idade ordovícica aflorantes nas regiões de Rabal-França (Bragança), Vila Flor-Eucísia, Moncorvo-Souto da Velha, Marão (ramos Norte e Sul), Buçaco e Portalegre-Esperança (Serras da Penha e da Pedra Torta). Informações detalhadas, a propósito de elementos estratigráficos pertinentes sobre tais sequências metassedimentares da Zona Centro-Ibérica, podem ser consultadas em diversos trabalhos, salientando-se os devidos a CONDE (1971), RIBEIRO (1974), GONÇALVES (1978), HENRY *et al.* (1979), IGLESIAS & RIBEIRO (1981), PARÍS (1981), REBELO (1983), COOPER & ROMANO (1982), ROMANO *et al.* (1986), REBELO & ROMANO (1986), PEREIRA (1987), MCDUGALL *et al.* (1987), MEDINA *et al.* (1989), MEDINA & ALONSO (1991), ROMANO (1991), OLIVEIRA *et al.* (1992), SEQUEIRA (1991), RIBEIRO *et al.* (1991), PEREIRA (1999), ROMÃO (2000) e COKE (2001).

No sector de Rabal-França (Bragança), a sequência de quartzitos (*Arenigiano-Lanvirniano*) integra geralmente alternâncias finas de xistos negros, pelitos e psamitos e inclui um nível magnético relativamente contínuo. Os quartzitos são bastante impuros e apresentam granularidade fina a média, contendo abundante sericite intersticial (1525 % da rocha total) ± óxidos de ferro e titânio ± turmalina ± zircão e, por vezes, quantidades apreciáveis (cerca de 5 % da rocha total) de clorite. O nível ferrífero, essencialmente constituído por magnetite martitizada, compreende uma matriz quartzosa de granularidade micrométrica-milimétrica rica em clorite chamosítica e minnesotaíta, onde a sericite, zircão e apatite ocorrem como acessórios (*e. g.* FIGUEIREDO *et al.*, 1995).

Nos sectores de Vila Flor-Eucísia e Moncorvo-Souto da Velha, amostraram-se os quatro membros constituintes da *Formação Quartzítica* (*e. g.* RIBEIRO, 1974; REBELO & ROMANO, 1986): Quartzitos Inferiores (O₁^a) – série de quartzitos métricos com intercalações centimétricas de xistos negros; Xistos Intermédios (O₁^b) – alternâncias finas de rochas de natureza pelítica e psamítica, contendo raras intercalações centimétricas a decimétricas de quartzitos; Quartzitos Superiores (O₂^a) – estratos métricos de quartzitos maciços, compreendendo frequentemente intercalações xistentas e psamíticas de espessura muito variável; e Psamitos Superiores (O₂^b) – alternância centimétrica a milimétrica de metapelitos, metassiltitos e psamitos. Os quartzitos constituintes da unidade O₁^a apresentam granularidade fina e compreendem quantidades

apreciáveis de sericite ± clorite (cerca de 2530 % da rocha total); os grãos rolados a sub-rolados de zircão são relativamente abundantes, associando-se, por vezes, a turmalina e a raros grãos de minerais opacos. Os quartzitos pertencentes à unidade O₂^a são, por norma, mais grosseiros e apresentam calibração heterogénea; são ainda bastante mais pobres em filossilicatos (sericite ± clorite), cuja abundância relativa raramente excede 10 % da rocha total; a mineralogia acessória destas rochas consiste fundamentalmente em magnetite (geralmente martitizada), zircão, apatite e, por vezes, turmalina, os quais ocorrem sob a forma de grãos com graus de rolamento diversos. As rochas xistentas intercaladas nas unidades O₁^a e O₂^a, bem como as constituintes das unidades O₁^b e O₂^b, contêm quantidades variáveis de quartzo, se bem que geralmente inferiores a 30 % da rocha total nos níveis pelíticos e variáveis entre 30 % e 60 % da rocha total nos níveis psamíticos; os grãos deste tectossilicato apresentam pequena dimensão (geralmente inferior a 0,5 mm) e distribuem-se de forma regular no seio dos agregados micáceos (de natureza moscovítica predominante) que, regra geral, se desenvolvem segundo “direcções preferenciais e definem *fabrics* que marcam, por exemplo, S₁ e X₁; quantidades variáveis e acessórias de zircão ± ± turmalina podem ainda ser reconhecidas nestas rochas.

A colheita de exemplares na região do Marão incidiu sobre as principais unidades referidas na coluna litostratigráfica apresentada por COKE & GUTIÉRREZ-MARCO (1995), as quais tomam a designação: O₁^b – Quartzitos Impuros (membro superior da *Formação de Vale de Bojas*); O₂^a – Quartzitos sem Ferro, O₂^b – Quartzitos com Ferro, e O₂^c – Psamitos Superiores, constituintes da *Formação Quartzítica*. Nesta região, a unidade O₁^b compreende essencialmente: (1) conglomerados poligénicos, constituídos por clastos heterométricos de natureza diversa (essencialmente quartzosa, grauvacóide e quartzo-filítica), distribuídos numa matriz pelítica, siltítica e/ou metatufítica; (2) rochas metavulcânicas de natureza silicosa (metatufos, por vezes porfiroclásticos, e metatufitos); e (3) metassiltitos-metarenitos. A unidade O₂^a é fundamentalmente constituída por quartzitos, se bem que se reconheçam abundantes níveis de conglomerados quartzosos e, para o topo da sequência, intercalações de natureza pelítica e psamítica. A unidade O₂^b integra, por sua vez, quartzitos maciços relativamente puros que, em determinados horizontes da sequência, ocorrem de forma alternada com níveis de xistos negros e de natureza grauvacóide. A unidade O₂^c consiste basicamente numa alternância fina de pelitos e psamitos com alguns níveis de quartzitos na base.

Os metatufitos característicos da unidade O₁^b exibem, geralmente, textura granolepidoclástica e paragénese

mineral definida pela associação quartzo + mica branca ± ± clorite + feldspato alcalino (por vezes sob a forma de porfiroclastos) ± actinolite ± óxidos disseminados, onde os alinhamentos de filossilicatos matriciais (mimetizando a xistosidade) se podem facilmente colocar em evidência. Em alguns dos exemplares observados de rochas metavulcânicas identificam-se ainda agregados deformados de natureza biotítica, mais ou menos retrogradados (que, por vezes, definem “micro-ocelos” com alongamento maior subparalelo à foliação da rocha), bem como agregados discordantes, tardios e não deformados, de clorite.

Ainda na região do Marão, na área da Mina de Ana Isabel, os quartzitos apresentam granularidade muito variável e contêm quase sempre quantidades significativas de filossilicatos (sericite ± clorite), as quais podem constituir 25-30 % da rocha total. Grãos rolados a sub-rolados de zircão (por vezes metamórfico), de turmalina (estes mais raros) e de monazite, não perfazem geralmente mais de 5 % da rocha total; as abundâncias relativas de magnetite e/ou hematite adquirem particular notoriedade nos níveis metassedimentares detríticos constituintes da unidade “Quartzitos com Ferro”, podendo constituir mais de 40 % da rocha total (excluindo necessariamente desta caracterização geral os horizontes de minério magnetítico). No ramo Norte do sector do Marão, mais concretamente na área de Ermelo, os quartzitos observados apresentam, regra geral, granularidade fina a média e contêm, invariavelmente, quantidades não negligenciáveis de filossilicatos (5-10 % da rocha total, em média), para além de vários minerais acessórios (como o zircão e a turmalina) que raramente perfazem mais de 2 % da rocha total. A calibração exibida por estes metassedimentos é muito variável em ambas as áreas, observando-se com alguma frequência alternâncias milimétricas entre níveis quartzíticos de fina granularidade razoavelmente calibrados, níveis quartzo-filíticos e níveis quartzíticos de granularidade média mal calibrados. Note-se, porém, que os quartzitos maciços da unidade O₂^b são bastante puros e, por norma, exibem granularidade média a grosseira; a sua calibração, apesar de variável, tende para uma certa homogeneidade.

As rochas filíticas amostradas no sector do Marão contêm quantidades variáveis de quartzo, se bem que geralmente compreendidas entre 20 % e 50 % da rocha total; os grãos deste tectossilicato apresentam pequena dimensão e distribuem-se de forma regular no seio dos agregados filitosos (essencialmente constituídos por mica branca), os quais mimetizam usualmente planos de xistosidade.

Os quartzitos arenigianos aflorantes no sector do Buçaco são bastante puros e exibem, regra geral, granu-

laridade média a grosseira, compreendendo essencialmente grãos rolados de quartzo; plaquetas intersticiais de sericite, grãos rolados e sub-rolados de zircão, turmalina e de raríssimos minerais opacos ocorrem vulgarmente como acessórios; a matriz, por norma bastante escassa, comporta quase exclusivamente grãos micrométricos de quartzo (MATEUS *et al.*, 1997). Reconhecem-se ainda clastos milimétricos e bastante rolados de natureza lidítica e quartzítica; os primeiros afiguram-se correlacionáveis com os liditos presentes na Série Negra, atribuída ao Proterozóico superior (GONÇALVES & PALÁCIOS, 1984); os últimos, apresentando invariavelmente microestruturas atribuíveis a forte deformação plástica e recristalização dinâmica pronunciada, representam relíquias de rochas (proto-) miloníticas geradas em contextos geotectónicos difíceis de precisar, se bem que claramente atribuíveis a eventos de deformação ante-varisca (muito possivelmente Cadomiana – MATEUS *et al.*, 1997).

Os quartzitos arenigianos aflorantes nas Serras da Penha e da Pedra Torta localizam-se no Subdomínio de Portalegre-Esperança, onde extensos corredores de cisalhamento, subparalelos à estruturação maior da Cadeia, marcam a transição entre os domínios setentrionais da Zona de Ossa-Morena e os domínios meridionais do Autóctone da Zona Centro-Ibérica (GONÇALVES, 1971; GONÇALVES *et al.*, 1978; DIAS & RIBEIRO, 1991; PEREIRA & SILVA, 1995, 1997; PEREIRA *et al.*, 1997; PEREIRA, 1999). Estes metassedimentos detríticos (*Formação de Quartzitos Armoricanos*) são bastante puros e predominantemente constituídos por grãos de quartzo de dimensão média a grosseira; filossilicatos intersticiais (de natureza moscovítica predominante), grãos rolados com dimensão micrométrica de zircão e turmalina (estes últimos bastante escassos) constituem as principais fases minerais acessórias que, em conjunto, raramente excedem 10 % da rocha total.

3. CARACTERÍSTICAS MICROSTRUTURAIAS DAS LITOLOGIAS AMOSTRADAS

Face às características texturais e mineralógicas genericamente apresentadas pelas rochas metassedimentares detríticas estudadas é fácil compreender porque razão o estilo de deformação por elas apresentado é tão diverso, sendo sempre marcado por vincada heterogeneidade. O contraste reológico decorrente da presença de alternâncias metassedimentares composicionalmente distintas constitui, de facto, um dos factores que mais concorre para a acomodação diferencial da deformação. A este constrangimento acrescem as influências que

directamente decorrem do estabelecimento de diferentes regimes de deformação nas várias regiões estudadas, conforme se aludiu anteriormente.

O exame microstrutural de lâminas delgadas favoravelmente orientadas permite verificar que, em termos gerais: (1) nos níveis filíticos e quartzo-filíticos, o estiramento (X_1) se encontra normalmente marcado por agregados micrométricos, tendencialmente equigranulares, de filossilicatos orientados, enquanto nas rochas quartzíticas mais puras é sublinhado por *fabric*s morfológicos do quartzo (por vezes moderadamente desenvolvidos); (2) em qualquer litologia, as pseudolineações de intersecção (já que não representam a intersecção de duas foliações, nem $S_0 \wedge S_1$) são vulgares, correspondendo geralmente a redes (localmente anastomosadas) de microfracturas intertransgranulares geralmente preenchidas por filossilicatos diversos (sericite \pm clorite) e/ou óxidos/hidróxidos de ferro; (3) nos exemplares representativos de flancos inversos de dobras D_1 , a fracturação intertransgranular bastante intensa compreende descontinuidades irregulares, por vezes anastomosadas, que globalmente são subperpendiculares a S_1 ; (4) nos exemplares representativos de flancos normais de dobras D_1 , a fracturação intertransgranular, menos pronunciada, comporta estruturas fortemente oblíquas a S_0 que, por vezes, contém L_1 ; e (5) descontinuidades intergranulares precoces (geradas no decurso da diagénese?) com geometria relativamente irregular que se desenvolvem subperpendicularmente a S_0 ; estas estruturas, reconhecidas em amostras do sector de Buçaco (MATEUS *et al.*, 1997) e em alguns exemplares do sector de Marão, são invariavelmente perturbadas e/ou localmente retomadas pelo traçado das fracturas assinaladas em 4. Acresce mencionar a presença esporádica de corredores de deformação (zonas de cisalhamento incipientes), cujo desenvolvimento aparenta correlacionar-se com os processos de dobramento; estas estruturas, apenas reconhecidas em alguns dos exemplares de quartzitos relativamente puros com granularidade média, tomam direcção subparalela à dos planos de achatamento das dobras, fazendo, por norma, ângulos pequenos, $< 20^\circ$, com S_0 . Alguns dos aspectos texturais mais comuns que, na sua essência, ilustram os arranjos microstruturais, vulgarmente observados nas rochas metassedimentares examinadas, figuram no conjunto de fotografias patentes nas Estampas I e II.

O comportamento macrofísico predominantemente dúctil das rochas de natureza pelítica, contrastando fortemente com a cedência frágil das rochas quartzíticas (muitas vezes apenas reconhecível à escala microscópica), manifesta-se usualmente pela frequente transposição de S_0 e pelo registo de crenulações pronun-

ciadas, atribuíveis à sobreposição de diferentes fases de deformação e/ou impulsos da mesma fase.

Nos metassedimentos relativamente pobres em filossilicatos e granularidade fina, geralmente definindo intercalações de espessura milimétrica em rochas predominantemente pelíticas, os grãos de quartzo encontram-se praticamente isentos de manifestações ópticas sugestivas de plasticidade intracristalina; os seus contactos são, por norma, regulares e a fracturação intergranular afigura-se bastante incipiente. Tais características microestruturais são distintas das que tipificam os níveis quartzíticos relativamente puros de granularidade média, onde os grãos de quartzo apresentam extinção ondulante débil a moderada e as suas fronteiras podem evidenciar suturação apreciável. Nestes casos, as bandas de deformação são relativamente frequentes e a fracturação intragranular, afectando apenas alguns dos grãos, aparenta depender dos arranjos microestruturais devidos a cedência plástica intracristalina, associando-se não raras vezes a fracturas intergranulares incipientes.

Nos níveis quartzíticos mais grosseiros relativamente puros, os filossilicatos matriciais dispõem-se frequentemente ao longo dos contactos entre os grãos de quartzo, formando, por vezes, alinhamentos grosseiros que, localmente, se encontram mascarados por fracturas com desenvolvimento tardio. Neste tipo de rochas, a fracturação intragranular assume particular notoriedade e, regra geral, coexiste com microestruturas devidas a endurecimento intracristalino mais ou menos pronunciado. Estas descontinuidades, cortando totalmente os grãos e apresentando selagem deficiente, desenvolvem-se em domínios onde os contactos quartzo-quartzo não se apresentam sublinhados por filossilicatos e apenas adquirem direcção preferencial em alguns casos (que adiante teremos oportunidade de discutir). As fracturas intergranulares apresentam, por norma, desenvolvimento bastante mais heterogéneo, compreendendo descontinuidades irregulares que, localmente, retomam as fracturas intragranulares. Note-se, contudo, que nem sempre é possível caracterizar de modo preciso a geometria das fracturas intergranulares, porquanto a sua preservação é manifestamente difícil em virtude do desenvolvimento tardio de descontinuidades transgranulares preenchidas por filossilicatos diversos e óxidos e/ou hidróxidos de ferro. Neste contexto, importa notar o desenvolvimento comum de sistemas frágeis intertransgranulares onde o polifasismo da sua selagem pode facilmente ser colocado em evidência: (1) sericite + clorite grosseira; (2) clorite vermicular ± óxidos e/ou hidróxidos de ferro; e (3) clorite + hidróxidos de ferro; acresce mencionar que tais agregados tendem a formar pequenas “bolsadas” nos domínios de maior anastomosamento das estruturas

frágeis. Em certos sectores são ainda vulgares as fracturas tardias preenchidas por crescimentos zonados de hidróxidos de ferro.

A deformação globalmente acomodada por metasiltitos e por rochas quartzíticas impuras e/ou finamente laminadas aparenta depender fundamentalmente da abundância relativa dos filossilicatos e da sua distribuição. Tal é particularmente significativo nas rochas quartzo-filíticas, onde os numerosos contactos quartzo-filossilicato favorecem claramente os mecanismos de cedência intergranular em detrimento dos de plasticidade intracristalina. Nestas circunstâncias, os grãos de quartzo não exibem manifestações ópticas atribuíveis a plasticidade intracristalina, nem tão-pouco se encontram indentados. A deformação é preferencialmente acomodada pelos níveis micáceos, privilegiando-se ainda o desenvolvimento de fracturas intergranulares. A geometria destas últimas é normalmente bastante complexa, dependendo sobretudo da dimensão dos grãos de quartzo e da morfologia dos contactos estabelecidos entre estes e as plaquetas de filossilicato (por norma, mica branca). Algo de semelhante acontece com os metatufitos aflorantes no sector do Marão, onde os alinhamentos de filossilicatos matriciais (mimetizando a xistosidade) se podem facilmente colocar em evidência. A respeito das rochas metavulcânicas importa ainda salientar que, quando presentes, os porfiroclastos de feldspato são preferencialmente alvo de *softening químico*, exibindo, por vezes, fracturação intragranular segundo planos cristalograficamente bem definidos.

A partição da deformação é também evidente nas rochas conglomeráticas e microconglomeráticas examinadas. Nestes casos, e não obstante a matriz (pelítica, quartzo-pelítica ou metatufítica) absorver grande parte da energia de deformação, é possível reconhecer o desenvolvimento de numerosas microestruturas intraclastos (essencialmente de natureza frágil). Em domínios da rocha conglomerática sujeitos a forte achatamento, o número de zonas de contacto entre clastos tende a aumentar de forma significativa, promovendo-se o desenvolvimento sintectónico de fenómenos como a solução sob pressão, os quais conduzem invariavelmente à génese de sombras de recristalização assimétricas, constituídas por mosaicos micrométricos de grãos de quartzo recristalizado, localmente orlados por agregados de clorite. Os resíduos insolúveis que muitas vezes restam entre os clastos atingidos por este tipo de processos mecânico-químicos moldam-se aos “núcleos relíquia” que, sujeitos a rotação mais ou menos evidente, podem apresentar deformação interna acentuada (fracturação complementada por microestruturas devidas a cedência plástica, no caso de clastos quartzosos).

No conjunto das amostras estudadas, os exemplares colhidos nos sectores de Buçaco e de Portalegre-Esperança merecem referência particular, porquanto, por razões distintas, se afastam das características gerais acima referidas, o que se afigura consistente com o estabelecimento de diferentes regimes de deformação (DIAS, 1998). Efectivamente, nos quartzitos do Buçaco, a forma original dos grãos de quartzo encontra-se razoavelmente preservada, muito embora sejam frequentes (MATEUS *et al.*, 1997): (1) os agregados de fragmentos grosseiros truncados e incipientemente indentados, cuja disposição sugere a acção de fenómenos de solução sob pressão congruente durante a compactação diagenética, *i. e.*, de dissolução localizada de sílica (nos domínios de contacto entre grãos sujeitos a tensão diferencial elevada) e sua subsequente redeposição em espaços intersticiais adjacentes, modificando portanto a forma original dos clastos; (2) os zonamentos de crescimento periférico de muitos grãos de quartzo (englobando por vezes grãos matriciais), atribuíveis à deposição tardia de sílica em estádios avançados da diagénese e/ou metamorfismo; e (3) os alinhamentos, por vezes relativamente mal definidos, de filossilicatos que materializam uma foliação diagenética subparalela a S_0 .

O desenvolvimento bastante incipiente de microestruturas, devidas a deformação tectónica, constitui outra característica notória das rochas quartzíticas arenigianas aflorantes na estrutura sinclinal de Buçaco (MATEUS *et al.*, 1997). Regra geral, a indentação (suturação) intergranular apenas pode ser observada em domínios bastante localizados das lâminas delgadas; tal fenómeno adquire, no entanto, particular relevo em secções perpendiculares a S_0 , onde o achatamento dos grãos é significativo, materializando uma clivagem quase sempre muito incipiente. A extinção ondulante, débil a moderada, raramente atinge valores angulares superiores a 10° , podendo fazer-se acompanhar por bandas de deformação quando tal se verifica. A fracturação intragranular, por vezes intergranular, complementa o registo microstrutural, se bem que as descontinuidades deste último tipo sejam escassas. As fracturas intragranulares são, pelo contrário, relativamente abundantes e, na maioria dos casos: (1) estabelecem ligações entre contactos intergranulares, com frequência diametralmente opostos; (2) não mostram qualquer relação de dependência com as microestruturas devidas a cedência plástica; (3) tendem a evidenciar direcção preferencial; e (4) não se encontram seladas ou exibem preenchimento bastante deficiente de natureza siliciosa. Muito embora a generalização precedente seja aplicável à esmagadora maioria das situações observadas, casos há em que as fracturas intragranulares (com geometria algo irregular) se desenvolvem preferencialmente em

domínios muito deformados de grãos endurecidos e se apresentam seladas por precipitados siliciosos.

A análise microstrutural efectuada no sector do Buçaco permite ainda colocar em evidência a presença esporádica de corredores de deformação, mais ou menos discretos, de possança milimétrica e geometria localmente controlada pelas junções intergranulares, onde a deformação do quartzo se faz notar com relativa intensidade, se bem que de modo bastante heterogéneo. A observação de vários troços e ramificações subsidiárias destes corredores de deformação sob grande ampliação revela que (MATEUS *et al.*, 1997): (1) as fracturas intragranulares são retomadas com frequência; (2) se desenvolvem microdomínios onde o quartzo apresenta forte endurecimento e, por vezes, subgranulação apreciável, especialmente importante ao longo de junções intergranulares suturadas; e (3) a microcataclase poderá ter ocorrido em domínios bastante circunscritos de alguns dos troços observados, particularmente nos que exibem geometria anastomosada.

Os exemplares colhidos no sector de Portalegre-Esperança ilustram, por sua vez, uma situação caracterizada por intensa deformação não-coaxial, cujo estabelecimento em regime dúctil conduz ao desenvolvimento de microestruturas e texturas muito particulares no conjunto das amostras estudadas (Estampa II; veja-se também PEREIRA *et al.*, 1997). Nos domínios relativamente afastados das zonas de cisalhamento, estas rochas apresentam *fabric* isótropo e os grãos de quartzo exibem geralmente endurecimento heterogéneo, o qual se traduz frequentemente por: (1) extinção ondulante pronunciada; (2) fracturação intragranular notória; (3) desenvolvimento de bandas e lamelas de deformação; (4) subgranulação inter- e intragranular mais ou menos evidente; e (5) recristalização incipiente. Tais características microstruturais manifestam-se de modo bastante mais incipiente nos domínios rochosos originalmente mais ricos em filossilicatos, porquanto a presença destes últimos facilita o escorregamento intergranular, impedindo ou retardando a cedência intracristalina do quartzo. Algo de semelhante acontece também nos horizontes quartzo-pelíticos (raros no conjunto de amostras estudado), onde a menor granularidade dos agregados de quartzo e a abundância relativa de filossilicatos tendem globalmente a favorecer o escorregamento intergranular e a génese de microfracturas inter- e transgranulares.

Na proximidade das zonas de cisalhamento, os quartzitos adquirem geralmente um *fabric* anisótropo acentuado que, à escala microscópica, consiste em alinhamentos de grãos de quartzo achatados e indentados, cujas junções intergranulares se encontram invariavelmente sublinhadas por escassos subgrãos e numerosos

grãos recristalizados (PEREIRA *et al.*, 1997; MATEUS & DUARTE, 1998). Nestes casos, a frequente preservação de estruturas do tipo núcleo/manto constitui um excelente indicador do balanço efectivo entre os processos de recuperação e recristalização dinâmica do agregado cristalino. A passagem gradual deste tipo de texturas às que descrevem rochas protomiloníticas marca, por norma, as faixas de cedência que macroscopicamente limitam os corredores de cisalhamento; os grãos primários de quartzo (fortemente endurecidos) adquirem então morfologia fusiforme e, na maioria das situações, encontram-se rodeados por mantos de subgrãos e grãos recristalizados com dimensões modais compreendidas entre 10 μm e 60 μm e entre 20 μm e 30 μm , respectivamente (MATEUS & DUARTE, 1998). Estádios de maior ductilidade do agregado cristalino possibilitam o desenvolvimento de autênticas fitas de quartzo que, na maioria das situações, se encontram relativamente mal preservadas mercê da intensa recristalização dinâmica. A presença de uma matriz recristalizada é apenas reconhecida em domínios particulares das zonas de cisalhamento, permitindo, no entanto, inferir a presença de faixas miloníticas *s. s.* (localmente ultramiloníticas) no seio das mesmas.

Acresce mencionar o facto das rochas quartzíticas serem frequentemente cortadas por várias famílias de veios quartzosos irregulares, por vezes anastomosados, cujo desenvolvimento pode ser imputável aos processos de desidratação diagenética-metamórfica do sedimento detrítico. Os agregados cristalinos que preenchem tais estruturas apresentam forte cedência dúctil e, quando afectados pelas zonas de cisalhamento, evidenciam *fabrics* em continuidade microstrutural com os exibidos pelas rochas protomiloníticas.

4. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO GERAL DOS DADOS

De acordo com a análise microstrutural efectuada, é possível afirmar que a heterogeneidade da deformação globalmente acomodada pelos metassedimentos é fortemente influenciada pelo regime de deformação imposto regionalmente e, na sua essência, depende: (1) da quantidade relativa de grãos de quartzo e/ou fragmentos quartzosos; (2) da calibração e organização interna primária do sedimento; e (3) da abundância e distribuição dos minerais acessórios e/ou natureza mineralógica da matriz. Tais factores, condicionando a cedência contínua/descontínua da rocha à escala microscópica, determinam, conseqüentemente, os mecanismos de deformação que preferencialmente foram envolvidos no

decurso do dobramento varisco e/ou desenvolvimento de corredores regionais de cisalhamento. Em termos gerais, as rochas metavulcânicas (em particular as de natureza tufítica) comportam-se de modo análogo aos metassedimentos siltíticos, sendo contudo mais sensíveis à dinâmica de fluidos correlativa da deformação, especialmente quando ricas em porfiroclastos de feldspato alcalino (conforme é denunciado pelos produtos minerais resultantes do seu *softening químico*).

A preservação da morfologia primária dos grãos constituintes dos metassedimentos em estudo pode ser observada em alguns dos sectores amostrados. Tal é o caso do Buçaco, onde o reconhecimento de (1) truncaturas de certos agregados de fragmentos grosseiros truncados e incipientemente indentados, (2) zonamentos de crescimento periférico de muitos clastos de quartzo, e (3) de alinhamentos, por vezes relativamente mal definidos, de filossilicatos que materializam uma foliação diagenética subparalela a S_0 , sugere a acção de mecanismos de deformação decorrentes dos processos de compactação e desidratação da coluna de sedimentos durante a diagénese e/ou metamorfismo. De entre estes destacam-se os relacionados com fenómenos de solução sob pressão congruente durante a compactação diagenética, *i. e.*, de dissolução localizada de sílica (nos domínios de contacto entre grãos sujeitos a tensão diferencial elevada) e sua subsequente redeposição em espaços intersticiais adjacentes, modificando portanto a forma original dos clastos; nesta perspectiva, o desenvolvimento das bandas de crescimento exibidas por muitos clastos (englobando por vezes grãos matriciais) é atribuível à deposição tardia de sílica em estádios avançados da diagénese e/ou metamorfismo. Microestruturas similares podem ser reconhecidas nas rochas (micro)conglomeráticas do sector de Marão, ou em alguns exemplares de quartzito do sector de Moncorvo-Souto da Velha, mas dificilmente retratam o estilo de deformação vulgarmente apresentado pelo conjunto de rochas estudadas.

As condições de metamorfismo regional apresentadas pelos sectores amostrados (*e. g.* MARTINEZ *et al.*, 1990 e referências citadas) sugerem que a deformação registada por todas as rochas examinadas decorreu sob condições térmicas algo variáveis, mas limitadas pelos valores de temperatura que globalmente caracterizam a fácies dos xistos verdes. Admitindo, portanto, magnitudes equivalentes de *strain rate* (com excepção do sector de Portalegre-Esperança, mercê da intensa deformação não-coaxial), poderá dizer-se que:

- 1) as microestruturas preservadas em níveis quartzíticos relativamente puros e de granularidade fina se devem fundamentalmente a mecanismos de plasti-

cidade intercrystalina; nestes casos, dificilmente se criam condições adequadas ao desenvolvimento de *fabrics* anisótropos e, como as taxas de difusão intergranular são potencialmente elevadas, processos como a solução sob pressão são largamente favorecidos no decurso dos eventos precoces de deformação (diagenética + tectónica);

- 2) os quartzitos relativamente puros de granularidade grosseira encerram geralmente microestruturas atribuíveis a mecanismos de cedência intracrystalina contínua ou descontínua; nestes casos, as junções intergranulares constituem o maior obstáculo à progressão da deformação (a indentação dos grãos é incipiente, não obstante o endurecimento geral do agregado ser significativo), pelo que o desenvolvimento de fracturas intra- e intergranulares representa o processo mais eficaz na acomodação da deformação síncrona do dobramento varisco;
- 3) nas rochas quartzíticas impuras e quartzo-fílicas, a deformação processa-se essencialmente através de mecanismos de cedência descontínua intergranular, muito embora os filossilicatos manifestem frequentemente *fabrics* plano-lineares que, em muitas ocasiões, são atribuíveis à justaposição dos efeitos devidos à deformação diagenética e tectónica; a progressão da deformação em certos domínios da rocha permite o estabelecimento de condições favoráveis à acumulação local de tensões que possibilitam a propagação das descontinuidades intergranulares, conduzindo ao seu anastomoseamento e subsequente rotura transgranular.

Pelo exposto se depreende que a maioria das rochas metassedimentares estudadas foi sujeita a um regime de deformação passível de paralelização, como o indicado por muitos autores para agregados de quartzo deformados em condições de baixa temperatura, *i. e.*, condições térmicas próximas das que, à escala macrofísica, caracterizam a transição dúctil-frágil (*e. g.* WHITE, 1976; BELL & ETHERIDGE, 1976; MITRA, 1978; HIRTH & TULLIS, 1992). Nestas circunstâncias (*regime 1 dislocation creep* – *e. g.* HIRTH & TULLIS, 1992), as taxas de difusão intracrystalina são demasiadamente baixas para que a trepa de deslocações seja um mecanismo de recuperação eficaz, favorecendo-se então os processos de cedência descontínua intra- e intergranular do quartzo e/ou os que conduzem à migração lenta das junções intergranulares, desencadeando a recristalização (*e. g.* GOTTSTEIN & MECKING, 1985; CASHMANN & FERRY, 1988; JESSEL, 1988a, b). Importa, contudo, salientar que a eficiência dos processos de recristalização intergranular assim promovidos poderá ser largamente comprometida na

presença de quantidades significativas de filossilicatos matriciais; tal parece ajustar-se à situação presente, não obstante o reconhecimento inequívoco de grãos recristalizados ser extremamente difícil ao microscópio óptico, em virtude da sua dimensão tender para valores que, nestes casos, são geralmente inferiores ao limite de resolução do equipamento utilizado. O mesmo não acontece no sector de Portalegre-Esperança, onde os fenómenos de subgranulação e recristalização são por demais evidentes, associando-se e/ou gerando microestruturas que, de acordo com HIRTH & TULLIS (1992), deverão ilustrar um regime de deformação regido por mecanismos de recuperação em que a trepa de deslocações se encontra activa e a recristalização é fundamentalmente induzida por rotação progressiva de subgrãos (*regime 2 e/ou transition between dislocation creep regimes 2 and 3*). Desta forma, a alternância entre domínios com textura protomilonítica ou milonítica *s. s.*, traduzindo cabalmente a cedência heterogénea das rochas quartzíticas e quartzo-pelíticas, regista o estabelecimento de baixos *strain rates* sob condições de temperatura mais provável entre os 350° e os 400° C; neste contexto, importa salientar que os corredores de maior ductilidade tendem a desenvolver-se preferencialmente ao longo dos níveis de quartzito mais impuro e/ou de natureza quartzo-pelítica.

A análise microstrutural efectuada permite ainda precisar um pouco melhor os processos de cedência frágil genericamente envolvidos na deformação das rochas metassedimentares estudadas, tendo por base os critérios e a classificação proposta por GHANDY & ASHBY (1979), para além das numerosas investigações experimentais levadas a cabo nos últimos anos (*e. g.* PATERSON, 1978; ATKINSON, 1984, 1987). Com efeito, as fracturas intragranulares geralmente observadas em quartzitos finos pouco enriquecidos em filossilicatos aparentam circunscrever-se a grãos com endurecimento pronunciado, dependendo assim dos arranjos microstruturais devidos a cedência plástica intracrystalina. São, pois, classificáveis como fendas do tipo 2 (*crack cleavage 2*), e o seu desenvolvimento é favorecido nas situações em que a concentração local de tensões excede o valor necessário ao deslizamento intracrystalino. Estas descontinuidades associam-se não raras vezes a fracturas intergranulares incipientes que, provavelmente, devem a sua nucleação à concentração de tensões em fronteiras de grãos com endurecimento deficiente (estruturas do tipo *BIF 3*, *i. e.*, *Brittle Intergranular Fracture of type 3*). Conforme o mapa de mecanismos de deformação indicado para quartzitos (*e. g.* ATKINSON, 1982), a coexistência espacial destes dois tipos de microdescontinuidades permite ainda inferir condições térmicas de deformação

em torno de 300° C; tal valor, compatível com as indicações dadas anteriormente, requer contudo confirmação por via indirecta.

Nos níveis quartzíticos mais grosseiros relativamente puros, a fracturação intergranular apresenta desenvolvimento muito heterogéneo e a sua nucleação aparenta ser controlada pela preexistência de outras microdescontinuidades, facto que sugere a sua classificação como estruturas do tipo *BIF 1* (*i. e.*, *Brittle Intergranular Fracture of type 1*). Neste tipo de rochas salienta-se, contudo, o desenvolvimento preferencial da fracturação intragranular, cuja notoriedade se deve muito provavelmente aos processos de acumulação de tensão em junções quartzo-quartzo, iniciados durante a diagénese e reforçados posteriormente em domínios convenientemente orientados face às trajectórias de tensão desencadeadas pelo regime de dobramento varisco. Com efeito, as características geométricas apresentadas pelas fracturas intragranulares vulgarmente preservadas em quartzitos incipientemente deformados (como, *e. g.*, os que ocorrem no Buçaco), são, na sua essência, consistentes com os dados experimentais, permitindo afirmar que tais microdescontinuidades: (1) deverão resultar da acumulação de tensões em pontos de contacto entre grãos adjacentes, pelo que o seu traçado será determinado pelas trajectórias de tensão estabelecidas entre as junções intergranulares sujeitas a maior tensão; (2) são classificáveis como fendas do tipo I, *i. e.*, a sua génese depende apenas da taxa de acumulação de tensões em defeitos intracristalinos; e (3) correspondem muito provavelmente a fracturas de extensão (de modo I) sujeitas a propagação subcrítica sob condições de baixa temperatura (200-250° C). Desta forma, a direcção que preferencialmente as fracturas intragranulares adquirem afigura-se atribuível a uma distribuição espacial quasi-regular de contactos intergranulares sob estado de deformação análogo, o qual depende, por sua vez, da boa calibração original do sedimento. O estabelecimento de condições propícias ao desenvolvimento destas microfracturas significa ainda que a resistência oferecida pelos grãos à cedência descontínua foi significativamente inferior à oferecida pelas fronteiras intergranulares (previamente cimentadas por processos difusivos de transferência de massa). Assim se compreende também o desenvolvimento incipiente da fracturação intergranular.

A análise microstrutural de quartzitos incipientemente deformados coloca ainda em evidência a presença esporádica de microcorredores de deformação não-coaxial neste tipo de rochas, cujas características geométricas suportam a sua classificação como microzonas de cisalhamento sujeitas a cedência prógrada em regime frágil. Importa no entanto explicar a génese dos

microdomínios onde se reconhecem numerosos subgrãos de quartzo, porquanto a sua presença poderá *a priori* sugerir o estabelecimento de condições térmicas inconsistentes (bastante mais elevadas) com as que podem ser inferidas com base nas microestruturas que temos vindo a descrever (*i. e.*, < 250° C). Com efeito, o desenvolvimento de subgrãos requer estados de plasticidade favoráveis à recuperação das microestruturas geradas durante o endurecimento dos cristais, pelo que o seu estabelecimento em condições de baixa temperatura apenas se poderá verificar se: (1) as condições de tensão local ao longo dos contactos intergranulares perdurarem durante um período de tempo relativamente lato (*i. e.*, para magnitudes bastante baixas de $\dot{\epsilon}$), por forma a induzir escorregamento intracristalino apreciável; e se (2) o regime de deformação imposto à rocha permitir o desenvolvimento de domínios onde a acumulação local de tensões se intensifique de forma apreciável. A satisfação do primeiro requisito poderá ser obtida com relativa facilidade se se tiver em consideração os mecanismos subjacentes à indentação intergranular lenta, mas razoavelmente eficaz nas regiões sujeitas a maior deformação. A segunda exigência encontra-se à partida garantida, porquanto os cisalhamentos descritos tomam direcções bastante próximas das previstas para os planos de achatamento em dobramento tangencial-longitudinal (fazendo ângulos pequenos, < 15°, com S_0). Face aos estudos desenvolvidos por vários autores (*e. g.* TEUFEL & LOGAN, 1978; MEIKE, 1990; LLOYDE & KNIFE, 1992), a subgranulação assim gerada poderá desempenhar papel importante nos subseqüentes incrementos de deformação, já que a presença de numerosas fronteiras intergranulares de pequeno desalinhamento estrutural contribui de modo decisivo para a redução do percurso de difusão, permitindo que os processos de transferência de massa se intensifiquem localmente.

5. CONCLUSÕES

Do exposto se depreende que a heterogeneidade e partição da deformação registada pelos metassedimentos ordovícicos dependem essencialmente: (i) do regime de deformação regional; (ii) da abundância e dimensão de clastos quartzosos; (iii) da calibração e estruturação primária do sedimento; e da (iv) natureza e predominância relativa da matriz e/ou distribuição dos minerais acessórios (filossilicatos, em particular). A avaliação geral das características mineralógico-texturais apresentadas pelas rochas metassedimentares observadas permite desde logo explicar o contraste de comportamento mecânico existente entre as rochas pelíticas ou

quartzo-pelíticas (predominantemente dúctil) e as de natureza quartzítica (onde a deformação se manifesta sobretudo pelo desenvolvimento de fracturação, especialmente intra- e intergranular).

De modo geral, os mecanismos de deformação activos no decurso do dobramento varisco favorecem os processos de cedência descontínua intra- e intergranular do quartzo e/ou os que conduzem à recristalização intergranular, se bem que a eficiência destes últimos possa ser largamente comprometida na presença de quantidades significativas de filossilicatos matriciais. Este regime de deformação (*regime 1 dislocation creep*; HIRTH & TULLIS, 1992), permitindo a preservação local de microestruturas imputáveis à acção de mecanismos de deformação decorrentes dos processos de compactação e desidratação da coluna de sedimentos durante a diagénese, desenrola-se globalmente sob condições de baixa temperatura (com grande probabilidade entre os 250° e os 300° C). No sector de Portalegre-Esperança, pelo contrário, a importância dos fenómenos de subgranulação e recristalização ocorridos em condições de deformação não-coaxial e valores baixos de $\dot{\epsilon}$ documenta o estabelecimento de um regime de cedência plástica do tipo 2 ou de transição 2-3 (*regime 2 e/ou transition between dislocation creep regimes 2 and 3*; HIRTH & TULLIS, 1992) sob temperaturas mais prováveis entre os 350° e os 400° C. Tal é compatível com o facto da amostragem relativa ao sector de Portalegre representar um domínio adjacente a uma das principais zonas de cisalhamento identificadas no Varisco Ibérico – a zona de cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba.

Acresce, por último, referir que o facto dos processos de cedência descontínua intra- e intergranular serem especialmente efectivos durante o dobramento varisco experimentado pelos quartzitos ordovícicos se afigura compatível com as discrepâncias encontradas nos estudos de deformação finita através dos métodos de Rf/ϕ e de Fry (e. g. DIAS, 1994). Com efeito, de acordo com os dados disponíveis, a deformação finita estimada pelo método de Rf/ϕ resulta praticamente nula, enquanto pelo método de Fry adquire valores moderados (e. g. DIAS, 1994). Dado que o método de Rf/ϕ é principalmente sensível às variações morfológicas ocorridas nos grãos de quartzo durante a deformação, não será possível integrar cabalmente os efeitos decorrentes da acomodação da deformação via cedência descontínua intergranular. No caso do método de Fry, pelo contrário, toma-se a distribuição espacial dos centros dos grãos, pelo que todas as modificações texturais decorrentes da deformação descontínua intergranular são consideradas.

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi desenvolvido no âmbito do projecto “Regimes de Deformação e Dinâmica de Fluidos nos Terrenos Ibérico e Sul-Português” –REDIBER–PICT/P/CTA/2113/95. Os autores manifestam reconhecido apreço ao Prof. Dr. Manuel F. Pereira pelas “discussões no terreno” a propósito das múltiplas questões que se levantam em torno da deformação registada pela zona de cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba, bem como ao Prof. Dr. F. Ornelas pela leitura crítica da versão inicial do manuscrito. R. Dias e C. Coke agradecem ainda o apoio financeiro do projecto 125/N/92, PRAXIS XXI. São também devidos agradecimentos aos Profs. Drs. Pedro Terrinha e Manuel F. Pereira pela revisão cuidadosa que realizaram da versão final do manuscrito.

REFERÊNCIAS

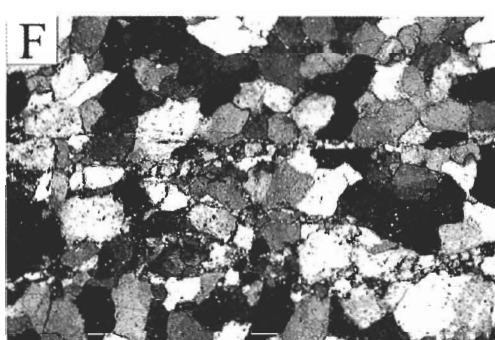
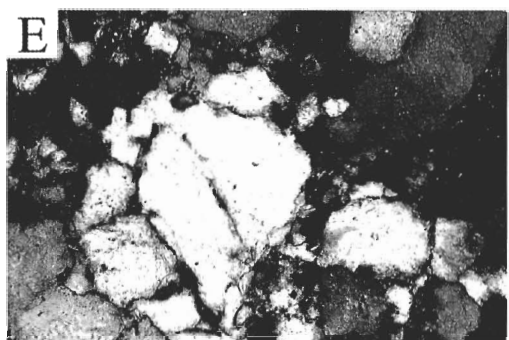
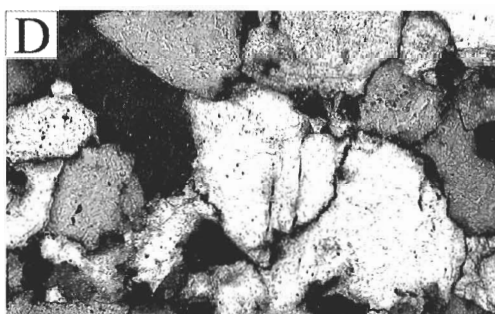
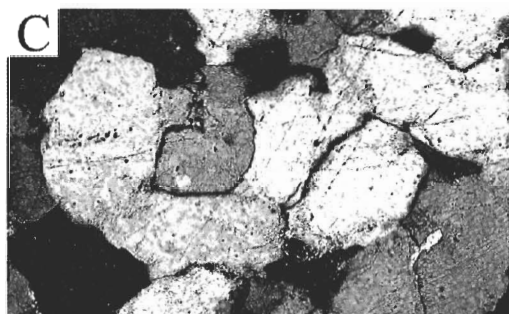
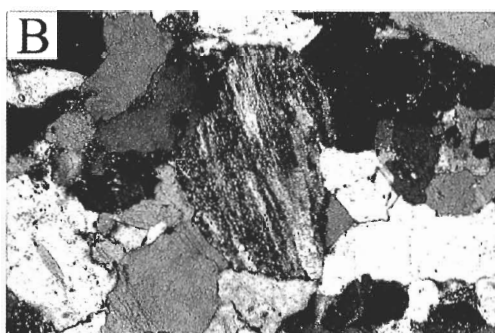
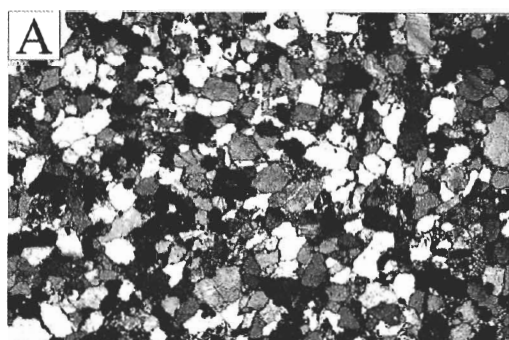
- ATKINSON, B. K. (1982) – Subcritical crack propagation in rocks: theory, experimental results and applications. *J. Struct. Geol.*, **4**, pp. 41-56.
- (1984) – Subcritical crack growth in geological materials. *J. Geophys. Res.*, **89**, pp. 4077-4117.
- (1987) – Introduction to fracture mechanics and its geophysical application. In: *Fracture Mechanics of Rock* (B. K. Atkinson, ed.). Academic Press, London, p. 126.
- BELL, T. & ETHERIDGE, M. A. (1976) – The deformation and recrystallization of quartz in a mylonite zone, Central Australia. *Tectonophysics*, **32**, pp. 238-267.
- BLENKINSOP, T. G. & DRURY, M. R. (1985) – Stress estimates and fault history from quartz microstructures. *J. Struct. Geol.*, **8**, pp. 673-684.
- BLENKINSOP, T. G. & RUTTER, E. H. (1986) – Cataclastic deformation of quartzite in the Moine Thrust Zone. *J. Struct. Geol.*, **10**, pp. 669-682.
- CASHMANN, K. V. & FERRY, J. M. (1988) – Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **99**, pp. 410-415.
- COKE, C. (2000) – *Evolução geodinâmica do ramo Sul da Serra do Marão: um caso de deformação progressiva em orógenos transpressivos*. PhD, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, 115 p.
- COKE, C. & GUTIÉRRES-MARCO, J. C. (1995) – Novos achados fósseis de obolídeos (braquiópodes inarticulados) na Base do Ordovícico da Serra do Marão. *XIII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*, pp. 47-48.
- CONDE, L. E. N. (1971) – Existência em Portugal de uma série superior à “Formação Xistosa da Beira” e inferior ao Ordovícico. *Estudios Geol.*, **2**, pp. 25-26.
- COOPER, A. H. & ROMANO, M. (1982) – The Lower Ordovician stratigraphy of the Dornes-Figueiró dos Vinhos area, Central Portugal, with descriptions of *Merostomichnites* ichnosp. and *Rosselia socialis*: two previously unrecorded trace fossils. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, **68**, pp. 73-82.

- DIAS, R. (1994) – *Regimes de deformação no autóctone da Zona Centro-Ibérica: importância para a compreensão da génese do Arco Ibero-Armoricano*. PhD, Universidade de Lisboa, 278 p.
- (1998) Estrutura varisca do autóctone do terreno ibérico, uma herança Precâmbrica? *Comun. Serv. Geol. Portugal*, **85**, pp. 29-38.
- DIAS, R. & RIBEIRO, A. (1991) – Finite strain analysis in a transpressive regime (Variscan Autochthon, Northeast Portugal). *Tectonophysics*, **191**, pp. 389-397.
- FIGUEIREDO, M. J.; MATEUS, A. & MEIRELES, C. (1995) – Características mineralógicas e geoquímicas do nível magnetítico ordovícico aflorante no sector de França (N de Bragança): considerações preliminares sobre a sua génese. *Museu e Lab. Mineral. e Geol. Univ. Porto*, Mem. **4**, pp. 553-557.
- FOSSEN, H.; TIKOFF, B. & TEYSSIER, C. (1994) – Strain modeling of transpressional and transtensional deformation. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **74**, pp. 134-145.
- GARCIA, C.; MACHADO, S.; DIAS, R.; COKE, C. & RIBEIRO, A. (1993) – Comparison of methods of finite strain analysis in the Buçaco region (Centro Iberian Zone); tectonic implications. *XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*, vol. **1**, pp. 65-76.
- GHANDY, C. & ASHBY, M. F. (1979) – Fracture-mechanism maps for materials which cleave: fcc, bcc and hcp metals and ceramics. *Acta metall.*, **27**, pp. 1565-1602.
- GONÇALVES, F. (1971) – *Subsídios para o conhecimento geológico do Nordeste alentejano*. Mem. 18 (n. s.), Serviços Geológicos de Portugal, 62 p.
- (1978) – Estado actual do conhecimento geológico do nordeste alentejano. *IV Curso de Extensão Universitária de Ciências Geológicas*, FCUL, Lisboa, 23 p.
- GONÇALVES, F. & PALÁCIOS, T. (1984) – Novos elementos paleontológicos e estratigráficos sobre o Proterozóico português na Zona de Ossa-Morena. *Mem. Acad. Ciências Lisboa*, **27**, pp. 111-117.
- GONÇALVES, F.; PERDIGÃO, J. C.; COELHO, A. V. P. & MUNHÁ, J. M. (1978) – *Carta Geológica de Portugal na escala 1:50000. Notícia Explicativa da Folha 33-A (Assumar)*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- GOTTSTEIN, G. & MECKING, H. (1985) – Recrystallization. In: *Preferred orientation in deformed metals and rocks: an introduction to modern texture and analysis* (H. K. Wenk, ed.) Academic Press Inc., London, pp. 183-218.
- HENRY, J. L.; NION, J.; PARÍS, F. & THADEU, D. (1974) – Chitinozoaires, Ostracodes et Trilobites de l'Ordovicien du Portugal, Serra do Buçaco, et du Massif Armoricaïn: essai de comparaison et signification paléogéographique. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, **57**, pp. 303-345.
- HIRTH, G. & TULLIS, J. (1992) – Dislocation creep in quartz aggregates. *J. Struct. Geol.*, **14**, pp. 145-159.
- IGLESIAS, M. & RIBEIRO, A. (1981) – Position stratigraphique de la Formation "Ollo de Sapo" dans la région de Zamora (Espagne) – Miranda do Douro (Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, **67**, pp. 141-146.
- JESSEL, M. (1988a) – Simulation of fabric development in recrystallizing aggregates. I – description of the model. *J. Struct. Geol.*, **10**, pp. 771-778.
- (1988b) Simulation of fabric development in recrystallizing aggregates. II – example model runs. *J. Struct. Geol.*, **10**, pp. 779-793.
- LLOYDE, G. E. & KNIPE, R. J. (1992) – Deformation mechanisms accommodating faulting of quartzite under upper crustal conditions. *J. Struct. Geol.*, **14**, pp. 127-143.
- MACHADO, S.; GARCIA, C.; DIAS, R.; COKE, C. & RIBEIRO, A. (1993) – Finite strain analysis in a fold due to transpressive regime (CentroIberian Autochthon). *XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*, Vol. **1**, pp. 99-111.
- MACHADO, S. & DIAS, R. (1997) Partição da deformação associada à transpressão varisca na região de Portalegre. *XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*, pp. 103-107.
- MARTINEZ, F. J.; CORRETGÉ, L. G. & SUAREZ, O. (1990) – Central Iberian Zone: Distribution, characteristics and evolution of metamorphism. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R. D. Dallmeyer & E. Martinez-Garcia, eds.), Springer-Verlag, Berlin.
- MATEUS, A.; DIAS, R. & COKE, C. (1997) – Estudos de microdeformação em quartzitos armoricanos aflorantes na região do Buçaco. *XIV Reun. Geologia do Oeste Peninsular*, pp. 139-144.
- MATEUS, A. & DUARTE, H. (1998) – Estudos de paleotensão em agregados quartzosos deformados naturalmente: metodologia e ensaio de aplicação a quartzitos do Arenigiano (Portalegre). *4.ª Conferência Nacional do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica*, Porto.
- MCDUGALL, N. D.; BRENCHELEY, P. J.; REBELO, J. A. & ROMANO, M. (1987) – Fans and fan deltas – precursors to the Armoricaïn Quartzite (Ordovician) in Western Iberia. *Geol. Mag.*, **124**, pp. 347-359.
- MEDINA, J.; ALONSO, M. D. R. & BERNARDES, C. (1989) – Litoestratigrafia e estrutura do Complexo Xisto-Grauváquico na região de Caramulo – Portugal. *Geociências*, **4**, pp. 51-73.
- MEDINA, J. & ALONSO, M. D. R. (1991) – O Complexo Xisto-Grauváquico (Grupo das Beiras) na região do Barragem da Agueira: Litoestratigrafia e estrutura. *III Congresso Nacional de Geologia*, Livro de Resumos, Coimbra.
- MEIKE, A. (1990) – Deformation enhanced selective dissolution: an examination of mechanical aspects using deformation mechanism maps. *J. Struct. Geol.*, **12**, pp. 785-794.
- MITRA, G. (1978) – Ductile deformation zones and mylonites: the mathematical processes in deformation of crystalline basement rocks. *Am. J. Sci.*, **278**, pp. 1057-1084.
- OLIVEIRA, J. T.; PEREIRA, E.; PIÇARRA, J. M.; YOUNG, T. & ROMANO, M. (1992) – O Paleozóico Inferior de Portugal: síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica. In: *Paleozoico Inferior de Ibero-América* (J. G. Gutiérrez Marco, J. Saavedra & I. Rábano – eds.), Universidad de Extremadura, pp. 359-375.
- PARÍS, F. (1981) – Les chitinozoaires dans le Paléozoïque du sudouest de L'Europe (Cadre Géologique-Étude systématique-Biostratigraphie). *Mém. Soc. Géol. Min. Bretagne*, **26**.
- PATERSON, M. S. (1978) – *Experimental Rock Deformation – The Brittle Field*. Springer-Verlag, Berlin, 254 p.
- PEREIRA, E. (1987) – *Estudo geológico estrutural da região de Celorico de Bastos e sua interpretação geodinâmica*. PhD, Universidade de Lisboa, 274 p.
- PEREIRA, M. F. & SILVA, J. B. (1995) – Characterization of the ductile variscan deformation within the Ossa Morena Zone (OMZ) / Central Iberian Autochthonous (CIA) transition zone (Northeast Alentejo, Portugal). *Comun. XIII Reun. Geologia del Oeste Peninsular*, pp. 135-139.

- PEREIRA, M. F. (1999) – *Caracterização da estrutura dos domínios setentrionais da Zona de Ossa Morena e seu limite com a Zona Centro-Ibérica no Nordeste Alentejano*. PhD, Universidade de Évora, 115 p.
- PEREIRA, M. F. & SILVA, J. B. (1997) – A estrutura nos domínios setentrionais da Zona de Ossa Morena: a Faixa Blasto-milonítica e a Zona de transição com o Autóctone Centro-Ibérico (Nordeste Alentejano). *Livro de Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves*, Évora, pp. 183-204.
- PEREIRA, M. F.; SILVA, J. B.; RIBEIRO, C. & MATEUS, A. (1997) – Meso and microstructural study of the Armorican Quartzites and Urro Formations in the Portalegre-Esperança Subdomain: stratigraphic and kinematic implications to Paleozoic orogenic evolution. *XIV Reun. Geologia do Oeste Peninsular*, pp. 181-188.
- REBELO, J. (1983) – Contribuição para o conhecimento da base do Ordovícico em Portugal, região de Moncorvo. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, **24**, pp. 263-268.
- REBELO, J. & ROMANO, M. (1986) – A contribution to the lithostratigraphy and palaeontology of the Lower Paleozoic rocks of the Moncorvo region, Northeast Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, **72**, pp. 54-57.
- RIBEIRO, A. (1974) – Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. *Mem. 24* (n. s.), Serviços Geológicos de Portugal, 168 p.
- RIBEIRO, M. A.; SOUSA, M. B. & NORONHA, F. (1991) – A Formação (vulcano-sedimentar) de Evendos e rochas ácidas associadas. *III Congresso Nacional de Geologia, Livro de Resumos*, Coimbra.
- ROMANO, M.; BRENCHLEY, P. J. & MCDUGALL, N. D. (1986) – New information concerning the age of the beds immediately overlying the Armorican Quartzite in central Portugal. *Géobios*, **19**, pp. 421-433.
- ROMANO, M. (1991) – Trilobites from the Ordovician of Portugal. *Palaeontology*, **34**, pp. 329-355.
- ROMÃO, J. (2000) – *Estudo tectono-estratigráfico de um segmento do bordo SW da Zona Centro-Ibérica e as suas relações com a Zona de Ossa-Morena*. PhD, Universidade de Lisboa, 322 p.
- SEQUEIRA, A. (1991) – O Grupo das Beiras (Complexo Xisto-Grauváquico) entre Zebreira e Penamacor, e a sua relação com o Ordovícico. *III Congresso Nacional de Geologia, Livro de Resumos*, Coimbra.
- TEUFEL, L. W. & LOGAN, J. M. (1978) – Effect of displacement rate on the real area of contact and tensile stresses generated during sliding of Tennessee sandstone. *Pure & Appl. Geophys.*, **116**, pp. 840-865.
- TYKOFF, B. & TEYSSIER, C. (1994) – Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *J. Struct. Geol.*, **16**, pp. 1575-1588.
- WHITE, S. (1976) – The effects of strain on the microstructures, fabrics, and deformation mechanisms in quartzites. *Phil. Trans. R. Soc. London*, **A283**, pp. 69-86.

Artigo recebido em Abril de 2001

ESTAMPAS



ESTAMPA II

Aspectos texturais comuns em rochas quartzíticas do sector de Portalegre-Esperança. **A** – organização geral do metassedimento em domínios rochosos relativamente afastados da zona de cisalhamento principal; amostra AB26, N×, 1,0 cm = 100 µm. **B, C e D** – Variações texturais e microstruturais correlativas da acomodação da deformação não-coaxial com a proximidade aos corredores de cisalhamento mesoscópicos; amostras AB25 (**B**) e AB13 (**C e D**), N×, 1,0 cm = 100 µm. Ver texto para informações complementares acerca destas texturas e microstruturas.

