

# ESTUDOS DE MICRODEFORMAÇÃO EM QUARTZITOS ARMORICANOS AFLO-RANTES NA REGIÃO DO BUÇACO

R. Dias<sup>1</sup>, A. Mateus<sup>2</sup>, C. Coke<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geociências da Universidade de Évora, Apartado 94, 7001 Évora Codex, Portugal

<sup>2</sup>Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Campo Grande, 1700 Lisboa, Portugal

<sup>3</sup>Secção de Geologia da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Apartado 202, 5001 Vila Real Codex, Portugal

A caracterização microestrutural preliminar dos quartzitos de idade ordovícica que se dispõem em ambos os flancos do sinclinal do Buçaco teve como objectivo primordial compreender a razão pela qual os procedimentos usados na estimativa dos elipsóides de deformação ( $Rf/\phi$  e Fry com base em diferentes marcadores) conduzem a resultados significativamente diferentes (Garcia *et al.*, 1993).

Os quartzitos examinados são bastante puros e exibem, regra geral, granularidade média a grosseira, compreendendo essencialmente grãos bem rolados de quartzo; a matriz, por norma bastante escassa, comporta quase exclusivamente grãos micrométricos de quartzo. Grãos rolados e subrolados de zircão e turmalina, finas placas de sericite e raríssimos grãos micrométricos de minerais opacos ocorrem vulgarmente como acessórios. 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 Pré-câmbico; os últimos representam relíquias de rochas (proto-) miloníticas geradas em contextos geotectónicos difíceis de precisar, se bem que atribuíveis a eventos de deformação ante-hercínica. A análise petrográfica revela a presença dum conjunto apreciável de microestruturas que, geradas durante a diagénese, aparentam condicionar de forma decisiva a deformação induzida pelo dobramento hercínico sob taxas de deformação bastante baixas e valores de temperatura globalmente inferiores a 250°C. O deslizamento intracristalino heterogéneo ocorre apenas em grãos convenientemente orientados e aleatoriamente distribuídos pela rocha, intensificando-se os processos de fracturação predominantemente intragranular. Estados de deformação subsequentes concorrem para o desenvolvimento incipiente de clivagem e de microzonas de cisalhamento frágil.

À luz dos resultados disponíveis, os valores médios de  $R_s$  ( $\approx 1.5$ ) estimados com base no método de Fry, deverão reflectir melhor a deformação global acomodada pela rocha quartzítica, *i.e.*, deformação diagenética + deformação tectónica. O método  $Rf/\phi$ , produzindo valores de  $R_s$  significativamente mais baixos ( $\approx 1.1$ , em média), aparenta ser menos sensível aos efeitos decorrentes da acção de muitos dos mecanismos durante a deformação dos quartzitos, em particular dos que não concorram para a modificação da morfologia dos grãos detríticos.

Os autores agradecem o apoio financeiro da JNICT através do projecto de investigação REDIBER - PBICT/P/CTA/2113/95.

## Referências

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. *Comun. XII Reun. Geol. Oeste Peninsular*, vol 1: 65-76.

# ESTUDOS DE MICRODEFORMAÇÃO EM QUARTZITOS ARMORICANOS AFLO- RANTES NA REGIÃO DO BUÇACO

A. Mateus<sup>1</sup>, R. Dias<sup>2</sup>, C. Coke<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Campo Grande, 1700 Lisboa, Portugal

<sup>2</sup> Departamento de Geociências da Universidade de Évora, Apartado 94, 7001 Évora Codex, Portugal

<sup>3</sup> Secção de Geologia da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Apartado 202, 5001 Vila Real Codex, Portugal

## Abstract

The microstructural characterization of the Armorican quartzites outcropping in Buçaco syncline reveal that deformation took place under low strain rates and temperatures below 250°C. In these conditions intragranular brittle mechanisms are favoured. The heterogeneous plastic yielding occurs only in conveniently oriented and randomly distributed quartz grains. At microscale, strain partitioning led to incipient cleavage development and to nucleation/propagation of micro-brittle shear zones in localized domains. The Fry and Normalized Fry methods used in finite strain analysis are more sensitive to the bulk deformation (diagenetic + tectonic) accommodated by these quartzite rocks than the  $Rf/\phi$  method.

A caracterização microestrutural preliminar dos quartzitos de idade ordovícica que se dispõem em ambos os flancos do sinclinal do Buçaco, recorreu ao exame petrográfico das lâminas delgadas orientadas (três secções mutuamente perpendiculares por amostra - fig.1)

anteriormente utilizadas por Garcia *et al.* (1993) e por Dias & Ribeiro (1993) em cálculos de deformação finita. A presente análise tem como objectivo primordial compreender a razão pela qual os procedimentos usados na estimativa dos elipsóides de deformação ( $Rf/\phi$  e Fry com base na distribuição e morfologia dos grãos de quartzo) conduzem a resultados diferentes e, de certo modo, não previsíveis (mercê do estilo de dobramento e proximidade ao cisalhamento Porto-Tomar). Mais procura concorrer para o conhecimento dos mecanismos que, com maior probabilidade, permitiram os quartzitos armoricanos acomodar a deformação varisca em diferentes domínios da Zona Centro-Ibérica (trabalhos em curso no âmbito do Projecto de Investigação REDIBER).

Os quartzitos examinados são bastante puros e exibem, regra geral, granularidade média a grosseira, compreendendo essencialmente grãos rolados de

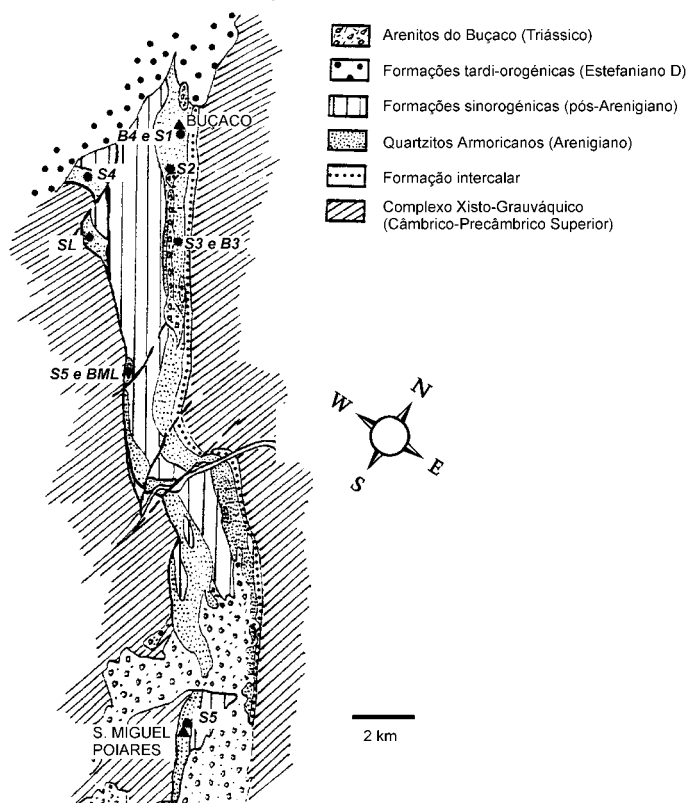


Figura 1 - Amostragem e carta geológica esquemática da região do Buçaco (para detalhes, veja-se Dias & Ribeiro (1993)).

quartzo; a matriz, por norma bastante escassa, comporta quase exclusivamente grãos micrométricos de quartzo. Grãos rolados e subrolados de zircão e turmalina,

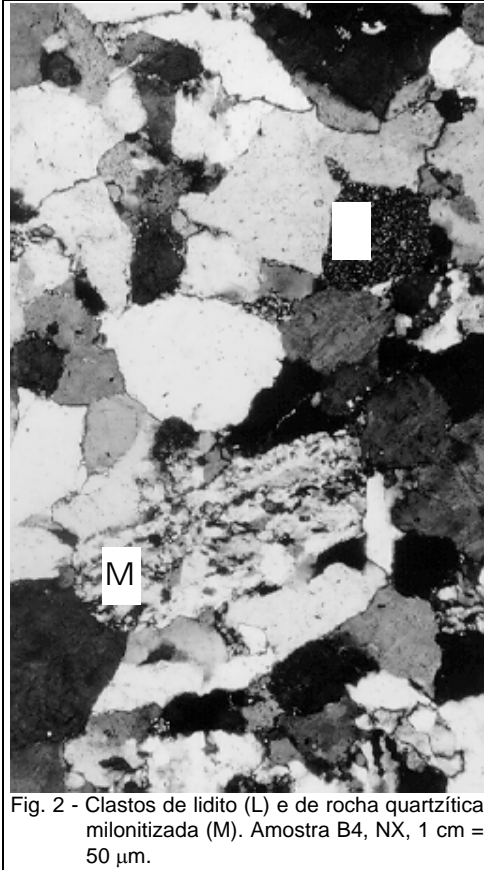


Fig. 2 - Clastos de lidito (L) e de rocha quartzítica milonitizada (M). Amostra B4, NX, 1 cm = 50  $\mu$ m.

para além de finas placas de sericite e de raríssimos grãos micrométricos de minerais opacos ocorrem vulgarmente como acessórios. Reconhecem-se ainda clastos milimétricos e bastante rolados de natureza lidítica e quartzítica (fig. 2); os primeiros afiguram-se correlacionáveis com os liditos presentes na Série Negra atribuída ao Precâmbrico; os últimos, apresentando invariavelmente microestruturas devidas a deformação plástica e recristalização dinâmica pronunciada, representam relíquias de rochas (proto-) miloníticas geradas em contextos geotectónicos difíceis de precisar, se bem que seguramente relacionados com eventos de deformação ante-hercínica.

A forma original dos grãos constituintes destes metassedimentos encontra-se razoavelmente preservada, não obstante a deformação diagenética (relacionada com os processos de compactação e desidratação da coluna de sedimentos), concorrer frequentemente para o desenvolvimento de microestruturas e texturas que conduzem a modificações de tal morfologia e, conseqüentemente, das relações geométricas

primárias estabelecidas entre os clastos. Encontram-se nesta situação (fig. 3): (i) 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

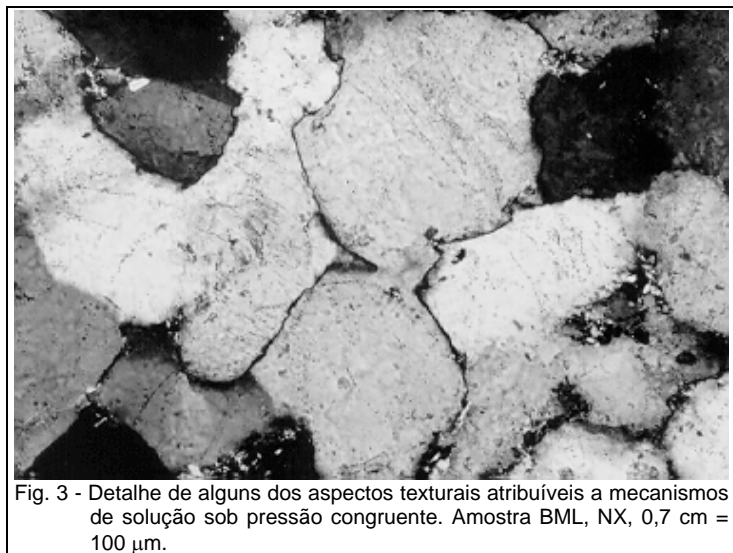


Fig. 3 - Detalhe de alguns dos aspectos texturais atribuíveis a mecanismos de solução sob pressão congruente. Amostra BML, NX, 0,7 cm = 100  $\mu$ m.

adjacentes, modificando portanto a forma original dos clastos; (ii) 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 (iii) os alinhamentos de filossilicatos, por vezes relativamente mal definidos, 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 estudadas, como aliás seria de esperar face aos valores de  $R_s$  obtidos por Garcia *et al.* (1993). Regra geral, a indentação (suturação) intergranular apenas pode ser observada em domínios bastante localizados das lâminas delgadas; tal fenómeno adquire no entanto particular relevância na amostra B3, onde, na secção perpendicular a  $S_0$  e paralela à direcção de camada, o achatamento dos grãos é significativo, materializando uma clivagem ténue. A extinção ondulante, débil a moderada, raramente atinge valores angulares superiores a  $10^\circ$ , fazendo-se acompanhar por escassas bandas de deformação quando tal se verifica. A fracturação intragranular, por vezes intergranular, complementa o registo microestrutural.

As fracturas intragranulares (fig. 4) são relativamente abundantes e, na maioria dos casos: (i) estabelecem ligações entre contactos intergranulares, com frequência diametralmente opostos; (ii) não mostram qualquer relação de dependência com as microestruturas devidas a cedência plástica; (iii) tendem a evidenciar direcção preferencial; e (iv) não se encontram seladas ou exibem preenchimento bastante deficiente de natureza siliciosa. Tais factos, consistentes com os dados experimentais, permitem afirmar que as fracturas observadas: (i) 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; (ii) são classificáveis como fendas de clivagem do tipo 1, *i.e.*, a sua nucleação e propagação não é condicionada pela plasticidade intracristalina; e (iii) correspondem muito provavelmente a fracturas de extensão (de modo I) sujeitas a propagação subcrítica sob condições de baixa temperatura (200-250°C).



Figura 4 - Desenvolvimento heterogéneo de microfracturas intragranulares. Amostra B3, NX, 1,2 cm = 50  $\mu\text{m}$ .

Desta forma, a direcção preferencialmente adquirida pelas fracturas intragranulares afigura-se atribuível a uma distribuição espacial quasi-regular de contactos intergranulares sob estado de deformação análogo, a qual depende, por sua vez, da boa calibração original do sedimento. O estabelecimento de condições propícias ao desenvolvimento de tais discontinuidades indica 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.

Muito embora a generalização precedente seja aplicável à esmagadora maioria das situações observadas, casos há em que as fracturas intragranulares se desenvolvem em grãos endurecidos com extinção ondulante moderada e bandas de deformação, correspondendo com grande probabilidade a fendas de clivagem do tipo 2. Estas microfracturas com geometria algo irregular, ocorrem apenas nos domínios mais deformados do grão e encontram-se seladas por precipitados siliciosos, cuja origem pode ser remetida a processos locais de transferência de massa por difusão síncronos da rotura intragranular.

A análise microestrutural efectuada permitiu 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 (amostras B4 e BML, em particular). A observação de vários troços e ramificações subsidiárias destes corredores de deformação sob grande ampliação revela que (fig. 5): (i) as fracturas intragranulares são retomadas com frequência; (ii) se desenvolvem microdomínios onde o quartzo apresenta forte endurecimento e, por vezes, subgranulação apreciável, especialmente importante ao longo de junções intergranulares suturadas; e que (iii) a microcataclase poderá ter ocorrido em domínios bastante circunscritos de alguns dos troços observados, particularmente nos que exibem geometria anastomosada. Tomadas em conjunto, tais evidências suportam a classificação dos corredores de deformação como microzonas de cisalhamento sujeitas a cedência prógrada em regime frágil. Importa no entanto explicar a génese de subgrãos neste ambiente de deformação, 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.*,  $< 250^{\circ}\text{C}$ ). Efectivamente, o desenvolvimento de subgrãos requer estados de plasticidade favoráveis à recuperação das microestruturas geradas durante o

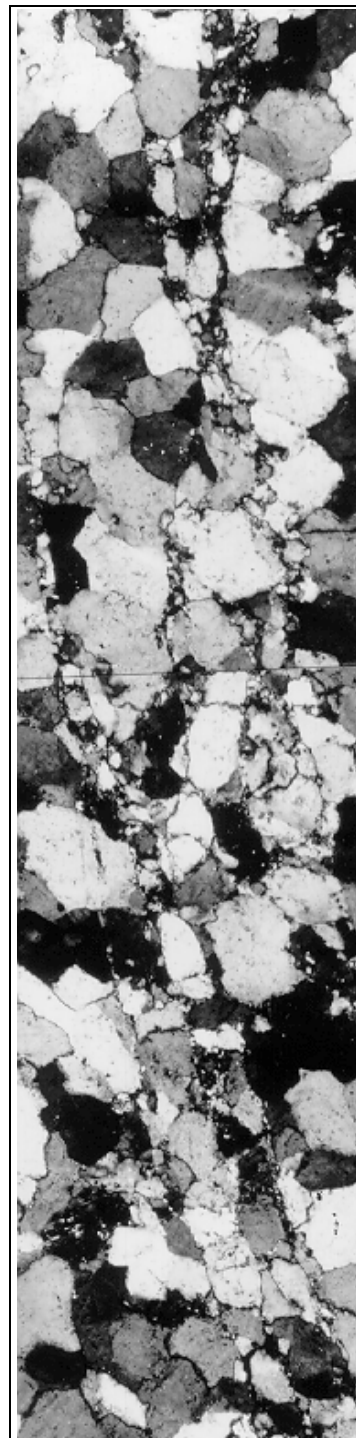
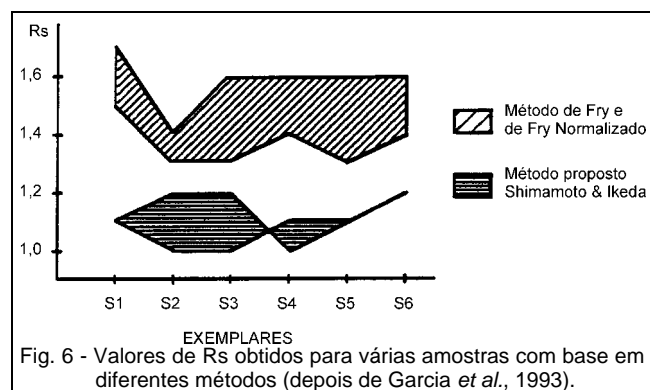


Fig. 5 - Aspecto geral duma microzona de cisalhamento frágil. Amostra BML, NX, 0,7 cm = 100  $\mu\text{m}$ .

endurecimento dos cristais. Ora, no caso em estudo e em condições de baixa temperatura, a subgranulação apenas se pode desenrolar se: (i) as condições de tensão pontual 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 (ii) o regime de deformação imposto à rocha permitir o desenvolvimento de domínios onde a acumulação pontual 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 predictas para os planos de achatamento em dobramento tangencial longitudinal (fazendo ângulos pequenos,  $< 15^\circ$ , com  $S_0$ ). Face aos estudos desenvolvidos por vários autores (*e.g.* Teufel & Logan, 1978; Meike, 1990; Lloyde & Knipe, 1992), a subgranulação assim gerada poderá desempenhar papel importante nos subseqüentes incrementos de deformação, já que a presença de numerosas fronteiras intergranulares de pequeno desacerto estrutural (definindo pequenos ângulos entre si) contribui de modo decisivo para a redução do percurso de difusão, permitindo que os processos de transferência de massa se intensifiquem localmente.

## Conclusões

Os quartzitos estudados preservam um conjunto apreciável de microestruturas que, geradas durante a diagénese, aparentam condicionar de forma decisiva a deformação induzida pelo dobramento hercínico. Os efeitos decorrentes da acção conjunta de solução sob pressão e acumulação de tensões em contactos intergranulares, promovem a fracturação intragranular, reforçando a resistência oferecida por estes últimos à deformação. Assim, sob taxas de deformação bastante baixas e valores de temperatura globalmente inferiores a  $250^\circ\text{C}$ , o deslizamento intracristalino ocorrerá apenas em grãos convenientemente orientados e aleatoriamente distribuídos pela rocha, intensificando-se os processos de fracturação intragranular; a cedência frágil poderá ainda ocorrer ao longo das junções intergranulares deficientemente cimentadas. Estados de deformação subseqüentes concorrem para o desenvolvimento incipiente de clivagem e de microzonas de cisalhamento frágil; a nucleação destas últimas, envolvendo mecanismos de cedência plástica em condições de baixa temperatura, deve-se com grande



probabilidade à concentração de tensões nos domínios de achatamento da dobra D<sub>1</sub> gerada em regime tangencial longitudinal.

Desta forma, e de acordo com os resultados de Garcia *et al.* (1993, fig. 6), os valores médios de Rs ( $\approx 1.5$ ) estimados com base no método de Fry deverão reflectir melhor a deformação global acomodada pela rocha quartzítica (*i.e.*, deformação diagenética + deformação tectónica), muito embora a parcela correspondente à cedência por fracturação seja dificilmente contabilizada. O método Rf/ $\phi$ , produzindo valores de Rs significativamente mais baixos ( $\approx 1.1$ , em média), aparenta ser menos sensível aos efeitos decorrentes da progressão de muitos dos mecanismos activos durante a deformação dos quartzitos, em particular dos que não concorreram para a modificação da morfologia dos grãos detríticos.

## Agradecimentos

Os autores agradecem o apoio financeiro da JNICT através do projecto de investigação REDIBER - PBICT/P/CTA/2113/95.

## Referências

- Dias, R. & Ribeiro, A., 1993. Porto-Tomar shear zone, a major structure since the beginning of the Variscan Orogeny. In: *Terra Abstract Supplement nº 6 to Terra Nova*, 5: 11.
- 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. *Comun. XII Reun. Geol. Oeste Peninsular*, vol 1: 65-76.
- Lloyde, G.E. & Knipe, R.J., 1992. Deformation mechanisms accommodating faulting of quartzite under upper crustal conditions. *J. Struct. Geol.*, 14: 127-143.
- Meike, A., 1990. Deformation enhanced selective dissolution: an examination of mechanical aspects using deformation mechanism maps. *J. Struct. Geol.*, 12: 785-794.
- Teufel, L.W. & Logan, J.M., 1978. Effect of displacement rate on the real area of contact and tensile stresses generated during frictional sliding of Tennessee sandstone. *Pure & Appl. Geophys.*, 116: 840-865.