

A zona de falha Penacova-Régua-Verín na região de Telões (Vila Pouca de Aguiar); alguns elementos determinantes da sua evolução em tempos tardivariscos

The Penacova-Régua-Verín fault zone in the Telões region (Vila Pouca de Aguiar);
some determinant features of its evolution in Late-Variscan times

J. LOURENÇO*; A. MATEUS****; C. COKE**** & A. RIBEIRO****

Palavras-chave: Zona de falha Penacova-Régua-Verín; condições P-T de deformação; fracturação tardivarisca; levantamento crustal tardivarisco.

Resumo: Na região de Telões, a zona de falha Penacova-Régua-Verín (ZFPRV) comporta diversas famílias de planos subverticais de movimento, salientando-se, em termos de predominância relativa, as de direcção compreendida entre N-S e ENE-WSW. Excluindo os critérios de movimento imputáveis a eventos de reactivação alpina, verifica-se que os devidos a deslizamento precoce são registados pelo crescimento orientado de dois tipos fundamentais de agregados de quartzo: (1) quartzo cinza-azulado, manifestando endurecimento variável; (2) quartzo leitoso, geralmente isento de manifestações ópticas denunciadoras de cedência plástica intracristalina. Os critérios cinemáticos preservados por estes agregados siliciosos transcrevem, na sua essência, a movimentação adquirida pelos vários planos de falha durante a sua propagação/reactivação em tempos tardivariscos: predominantemente direita em estruturas N-S a NE-SW; essencialmente esquerda nas descontinuidades suas conjugadas E-W a ENE-WSW. Com base nos dispositivos geométricos obtidos infere-se uma trajectória de compressão máxima sub-horizontal de rumo (ENE-WSW) – NE-SW. A análise das principais transformações mineralógicas e texturais, experimentadas pelos granitos junto aos planos de falha com cinemática direita que, em conjunto, formam o alinhamento N 40° E Pedras Sarnosas-Bouça do Rio, revela que parte significativa desta evolução ocorreu em regime de deformação transicional semifrágil-frágil, inicialmente sob condições P-T inferiores a 3 Kbar e entre 300° e 350° C; os principais incrementos de reactivação tardivarisca desenvolveram-se em regime frágil sob temperaturas menores que 250° C e pressões abaixo de 2,5 Kbar. Estas conclusões são compatíveis com os resultados recentemente obtidos para muitos outros domínios do Terreno Ibérico, reforçando a convicção de que o desenvolvimento da fracturação tardivarisca se processa fundamentalmente durante o levantamento crustal rápido a moderado ocorrido após o Westfaliano.

Key-words: Penacova-Régua-Verín fault zone, P-T conditions of deformation; Late-Variscan fracture network; Late-Variscan crustal uplift.

Abstract: In the region of Telões, the Penacova-Régua-Verín fault zone (ZFPRV) comprises different families of sub-vertical fault planes, prevailing those striking between N-S and ENE-WSW. Excluding the kinematical criteria ascribable to late, Alpine reactivation events, it is shown that those due to early displacements are recorded by the oriented growth of two main types of quartz aggregates: (1) bluish-grey quartz, revealing variable hardening; (2) milky quartz, usually free of optical effects related to intracrystalline plastic yielding. The kinematical criteria preserved by these siliceous aggregates are thus believed to record the displacements coeval of the fault propagation/reactivation events in Late-Variscan times: mainly dextral in structures N-S to NE-SW; chiefly sinistral in their conjugates, whose direction varies from ENE-WSW to E-W. From the obtained geometrical arrangements, an (ENE-WSW) – NE-SW, sub-horizontal trajectory for the maximum compression is inferred. The analysis of the major mineralogical-textural transformations experienced by granites adjoining the dextral fault planes that form the Pedras Sarnosas-Bouça do Rio, N 40° E alignment, show that a significant part of this evolution proceeded in a semi-brittle – brittle transition regime of deformation, originally under P-T conditions below 3 Kbar and ranging from 300° to 350° C; the foremost Late-Variscan reactivation events, in brittle regime, took place under temperatures lower than 250° C and pressures not above 2.5 Kbar. These conclusions are compatible with many other results recently obtained for different domains of the Iberian Terrane, emphasizing the belief that the progress of the Late-Variscan fracturing followed the rapid to moderate crustal uplift occurred after Westphalian.

INTRODUÇÃO

Na região NW da Península Ibérica, a rede de fracturas vulgarmente denominada tardivarisca (RIBEIRO, 1974; ARTHAUD & MATTE, 1977; RIBEIRO *et al.*, 1979; PEREIRA

et al., 1993) corta de forma indiscriminada todas as litologias constituintes do soco e apresenta evidências de movimentação polifásica. Qualquer que seja a escala de observação, esta importante rede de fracturas é constituída por diversas famílias de descontinuidades, geralmente

* Departamento de Geologia, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Apartado 202, 5001-911 Vila Real Codex.

** Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, F. C. U. L., Ed. C2, Piso 5, 1749-016 Lisboa.

*** CREMINER – Centro de Recursos Minerais, Mineralogia e Cristalografia, F. C. U. L., Ed. C2, Piso 5, 1749-016 Lisboa.

**** LATTEX – Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental, F. C. U. L., Ed. C2, Piso 5, 1749-016 Lisboa.

subverticais, destacando-se as de rumo WNW-ESE, NW-SE, N-S a NE-SW e ENE-WSW, se bem que a predominância relativa dos dois últimos conjuntos em muito contribua para o carácter vincadamente assimétrico do padrão de fracturação preservado no registo geológico. A pesquisa das razões que justificam tal assimetria de desenvolvimento representa, pois, um contributo indiscutível para a compreensão global da evolução do Orógeno Varisco entre *ca.* 312 e 270/260? Ma (MARQUES *et al.*, 2001a, b; MATEUS, 2001). O mesmo se poderá dizer quanto à pertinência em estudar as razões que sustentam o carácter polifásico da deformação acomodada pelas diferentes estruturas e a natureza variável das rochas de falha que as sublinham. A análise conjunta dos resultados adquiridos no âmbito destas duas linhas de investigação representa um passo indispensável na determinação quer dos constrangimentos geométricos impostos à génese e propagação das diversas estruturas que integram a rede em causa, quer das condições P-T síncronas dos principais estádios evolutivos tardivariscos correlativos desse desenvolvimento (MATEUS, 2001; e referências citadas). Com base nos resultados obtidos, será então possível fundamentar objectivamente a cronologia relativa dos sucessivos movimentos acomodados pelas principais zonas de falha, cuja cinemática pode ser deduzida com base em critérios diversos, preservados no registo geológico a diferentes escalas (*e. g.*, RIBEIRO, 1974; ARTHAUD & MATTE, 1977; RIBEIRO *et al.*, 1979; PEREIRA *et al.*, 1984, 1993; COKE, 1992, 2000; MARQUES & MATEUS, 1998).

As estruturas E-W a ENE-WSW, por norma correspondendo a zonas de cisalhamento sucessivamente reactivadas e apresentando cinemática esquerda, têm sido identificadas em diversos domínios do NW peninsular e interpretadas como conjugadas dos cisalhamentos direitos semifrágeis NNW-SSE a N-S desenvolvidos durante a 3.^a fase de deformação varisca (*e. g.*, RIBEIRO, 1974; RIBEIRO *et al.*, 1979; IGLESIAS & RIBEIRO, 1981a, b; PEREIRA *et al.*, 1984, 1993). A análise dos dados resultantes de levantamentos cartográficos recentes confirma estas conclusões, mas coloca em evidência uma distribuição espacial ubíqua para as estruturas E-W a ENE-WSW, as quais formam um dos sistemas fundamentais da rede de fracturas tardivarisca juntamente com as de rumo variável entre N-S a NE-SW (*e. g.*, MARQUES & MATEUS, 1998; MATEUS *et al.*, 1999; MARQUES *et al.*, 2001a, b). Os dados actualmente disponíveis mostram ainda que, não raras vezes, as zonas de falha N-S a NE-SW preservam numerosos planos de movimento mesoscópicos com cinemática direita precoce, contrariando a conclusão de que os corredores estruturais NNE-SSW e NE-SW sempre acomodaram, preferencialmente, deslocamentos horizontais

esquerdos (*e. g.*, RIBEIRO *et al.*, 1979; PEREIRA *et al.*, 1993). Estes últimos são, efectivamente, muito significativos nas principais zonas de falha NNE-SSW a NE-SW, mas os marcadores cinemáticos, que permitem a sua dedução, consistem, regra geral, em estrias de arraste (com frequência preservadas em *fault gouges*), representando, portanto, movimentações adquiridas durante os sucessivos eventos de reactivação alpina sob condições P-T relativamente baixas (MARQUES & MATEUS, 1998).

A coexistência espacial de estruturas subparalelas NNE-SSW a NE-SW, que preservam diferentes rochas de falha e distintos critérios cinemáticos, é vulgar e pode ser facilmente observada ao longo de diversas zonas de falha com significado cartográfico regional. Tal é, por exemplo, o caso da zona de falha Penacova-Régua-Verín (ZFPRV) – RIBEIRO *et al.* (1988); BAPTISTA (1995); BAPTISTA *et al.* (1997); BAPTISTA (1998); LOURENÇO (1997). Daqui se depreende que a acomodação da deformação alpina nestas importantes zonas de falha se processou de forma muito heterogénea, traduzindo, na sua essência, o forte condicionamento geométrico exercido por descontinuidades preexistentes favoravelmente orientadas às novas trajectórias de tensão. Deste modo, o exame detalhado dos espelhos de falha, que não apresentam evidências de reactivação recente (Alpina), afigura-se determinante à caracterização da evolução tardivarisca, globalmente experimentada por estes corredores estruturais. Este é, pois, o objectivo primordial do presente trabalho, no qual se dá conta de um novo conjunto de dados obtidos para a ZFPRV na região de Telões (SSW de Vila Pouca de Aguiar), fundamentando a dedução das condições P-T de deformação síncronas da propagação (/reactivação) tardivarisca daquela importante zona de falha.

A caracterização geométrica dos elementos estruturais que integram a ZFPRV na região de Telões envolveu a análise global dos dados recentemente obtidos durante levantamentos cartográficos na escala 1: 10 000 (base topográfica construída pela TECTA (Técnicos de Topografia e Aerofotogrametria, Lda.) para a Câmara Municipal de Vila Pouca de Aguiar, designadamente nas folhas 17, 18, 22, 23 e 27). A fotointerpretação que precedeu e acompanhou os trabalhos de campo envolveu o exame dos pares estereoscópicos: 1) à escala 1: 23 000 (IGeoE – Instituto Geográfico do Exército), necessários à cobertura total das cartas topográficas 74 e 75 na escala 1: 25 000; 2) relativos aos mosaicos 10Bo e 6Do (Direcção-Geral dos Serviços Florestais e da Agricultura – escala 1: 15 000, fiadas 59A a 65 e 60 a 65, respectivamente, correspondentes a levantamentos efectuados em 1965); e 3) que integram as fiadas 2A, 5, 6 e 7 (1: 9500) obtidas durante o voo 13/89 da TECTA. As bases de dados relativas à

orientação e cinemática dos planos de movimento mesoscópicos foram criadas e geridas em File Maker® Pro 2.0 (® Claris Corporation), após conversão das direcções relativamente ao Norte Cartográfico. O tratamento estatístico geral dos dados e respectiva projecção foi efectuada com os programas Rose TM e Stereo – 2-D and 3-D Orientation Analysis & Plotting (Rockworks V.7, ® Rockware Scientific Software). Subsequentemente, empreenderam-se estudos petrográficos que visaram a caracterização das transformações mineralógicas e texturais preservadas nos granitos adjacentes às superfícies mesoscópicas de deslizamento. Para o efeito, foi dada particular atenção aos numerosos planos de movimento direito que com-

põem o alinhamento N 40° E, denominado Pedras Sarnosas-Bouça do Rio; os resultados que agora se apresentam sintetizam as informações obtidas com base no exame microscópico detalhado de 10 exemplares colhidos e orientados *in situ*.

A ZFPRV NA REGIÃO DE TELÕES

Breve contextualização geomorfológica e geológica

A Bacia de Telões (Fig. 1) desenvolve-se a altitudes compreendidas entre os 665 m e os 730 m e corresponde à mais elevada de todas as depressões tectónicas geome-

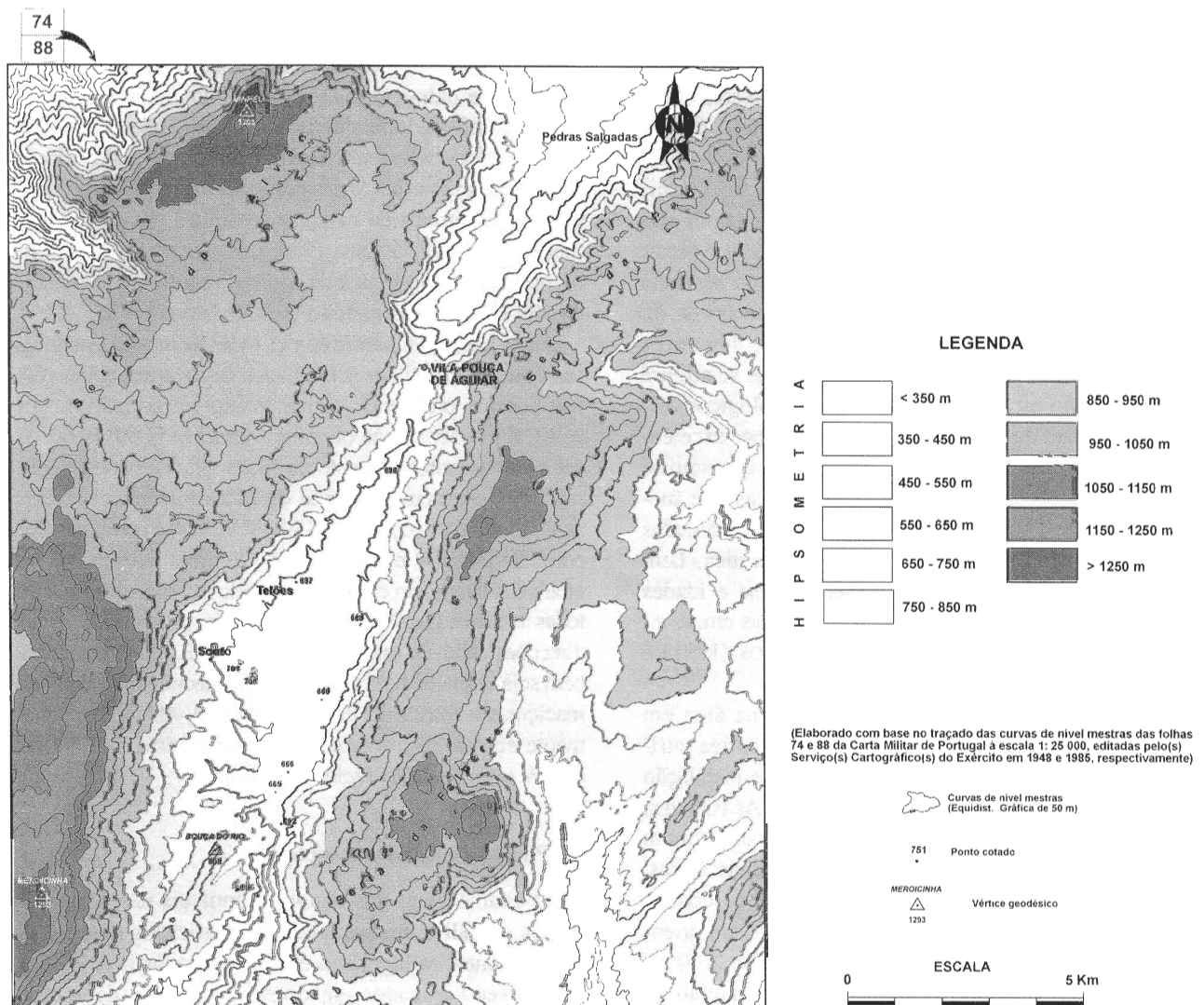


Fig. 1 – Carta hipsométrica da zona envolvente da Bacia de Telões elaborada com base no traçado das curvas de nível mestras patentes nas folhas 74 e 88 da Carta Militar de Portugal na escala 1: 25 000 (IGeoE).

– Hipsometric map of the Bacia de Telões region following the main contour altimetric lines in the 74 and 88 sheets of the Carta Militar de Portugal at 1: 25 000 scale (IGeoE).

tricamente associadas à ZFPVR e tentativamente interpretadas como resultado da reactivação recente, Mesozoica, desta zona de falha (*e. g.*, BIROT, 1949; FEIO, 1951; CABRAL, 1995; BAPTISTA *et al.*, 1997; BAPTISTA, 1998). A Bacia é limitada a norte pela portela de Vila Pouca de Aguiar (755 m), a qual estabelece a sua separação com a depressão de Pedras Salgadas. A sul, é bordada por relevos truncados por antigas superfícies de erosão com altitudes próximas de 800 m. Os limites ocidental e oriental da Bacia correspondem a escarpas de falha relativamente bem preservadas, talhadas em rochas graníticas e com envergaduras variáveis entre os 250 m e os 400 m, reconhecendo-se também numerosos retalhos de antigas superfícies de erosão a oeste, na Serra do Alvão, e a este, nas Serras da Padrela e da Falperra. O fundo da Bacia, aplanado e amplo, encontra-se preenchido por depósitos sedimentares detríticos de natureza diversa (LOURENÇO, 1997), cuja espessura global é, presentemente, desconhecida.

As rochas graníticas dominam largamente o padrão de afloramentos existente na região (Fig. 2), sendo possível diferenciar seis fácies de acordo com a sua constituição mineralógica e com as variações texturais por elas exibido (*e. g.*, GOMES, 1989; MARTINS, 1989, 1998; MATOS, 1991; LOURENÇO, 1997), estas últimas na sua essência atribuíveis a constrangimentos estruturais síncronos ou posteriores à instalação dos diferentes maciços durante os incrementos finais da orogénese varisca, o que se afigura consistente com os escassos dados geocronológicos disponíveis. O facto destas rochas preservarem, por excelência, diversos padrões de fracturação, justifica que aqui se faça uma descrição sumária das características que mesoscopicamente as caracterizam; informações detalhadas sobre a sua natureza mineralógica e geoquímica, bem como sobre a extensão aflorante, petrogénese e idades absolutas destas rochas, podem ser encontradas em, *e. g.*, GOMES (1989), MARTINS (1989, 1998), MATOS (1991) e FERREIRA & MATOS (1993).

De entre as rochas graníticas aflorantes na área em estudo, a fácies de Soutelinho (γS) é a mais antiga, atribuindo-se-lhe uma idade isotópica mínima de instalação em torno de 330 Ma, obtida pelo método K-Ar (GOMES, 1989; FERREIRA & MATOS, 1993); trata-se de um granito de grão grosseiro a médio, porfiróide, de duas micas, apresentando com frequência domínios onde os cristais de feldspato potássico e/ou de biotite se encontram orientados segundo direcções, regra geral variáveis, entre N 40° W e N 70° W. A fácies de Covelo (γC), sintectónica relativamente à terceira fase de deformação varisca (D_3), cronológica e geoquimicamente correlacionável com os granitos de Paredes e de Jorjais (MATOS, 1991), consiste também em um granito grosseiro de duas micas onde, por vezes,

se identificam orientações minerais segundo rumos compreendidos entre N 30° W e N 60° W. A fácies de Parada (γP) é passível de correlação cronológica e geoquímica com os granitos de Lmares (MATOS, 1991) e de Vilarinho da Samardã (GOMES, 1989), sendo-lhe atribuída uma instalação tardia relativamente a D_3 (LOURENÇO, 1997); consiste num granito de grão médio a fino de duas micas com turmalina disseminada e que raramente apresenta orientação textural (esta, quando presente, manifesta-se por alinhamentos dos cristais de moscovite, segundo N 40° W-50° W). A fácies de Tourencinho (γTr) correlaciona-se com o granito de Águas Santas (MATOS, 1991) ao qual FERREIRA & MATOS (1993) atribuem uma idade isotópica mínima de instalação em torno de 310 Ma, também determinada pelo método K-Ar; compreende duas micas e apresenta granularidade grosseira a média, se bem que nunca revele orientação preferencial dos seus minerais constituintes; os encraves de outras fácies graníticas são frequentes, desde logo os passíveis de paralelização com γS . A fácies de Telões (γTl), biotítica, apresenta matriz isotropa de granularidade média a grosseira (por vezes porfiróide) e numerosos encraves heterométricos de natureza tonalítica, granodiorítica e metassedimentar (GOMES, 1989; LOURENÇO, 1997); a norte da portela de Vila Pouca de Aguiar, esta fácies foi datada de 299 ± 3 Ma pelo método U-Pb (MARTINS *et al.*, 1997).

Com excepção notória de γTl , todas as massas graníticas são cortadas por filões subverticais de natureza aplito-pegmatítica que, preferencialmente, tomam rumo variável entre N 30° E e N 50° E, não obstante a direcção N 50° W-60° W ser relativamente frequente na fácies γC . Ocasionalmente, regista-se o desenvolvimento de filões mineralogicamente análogos com direcção N 30° W-40° W, N-S e compreendida entre ENE-WSW e ESE-WNW. Os filões subverticais de quartzo são também comuns, cortando indiscriminadamente todas as fácies graníticas e apresentando, privilegiadamente, direcções variáveis entre N 40° E e N 60° E, se bem que também seja digna de nota a presença de precipitados siliciosos maciços em estruturas de rumo N 30° W-40° W (especialmente em γS) e com direcção variável entre ENE-WSW e E-W (evidente nas fácies γC e γTl).

Planos de falha mesoscópicos

O exame geral dos dados disponíveis revela que os planos de falha mesoscópicos, identificados durante os levantamentos cartográficos efectuados na Bacia de Telões, podem ser agrupados em diversas famílias, de acordo com a sua orientação, critérios cinemáticos que preservam e tipo de estrias. A distribuição espacial dos diversos planos de falha mesoscópicos não se processa, contudo, de igual modo pelas diferentes fácies graníticas.

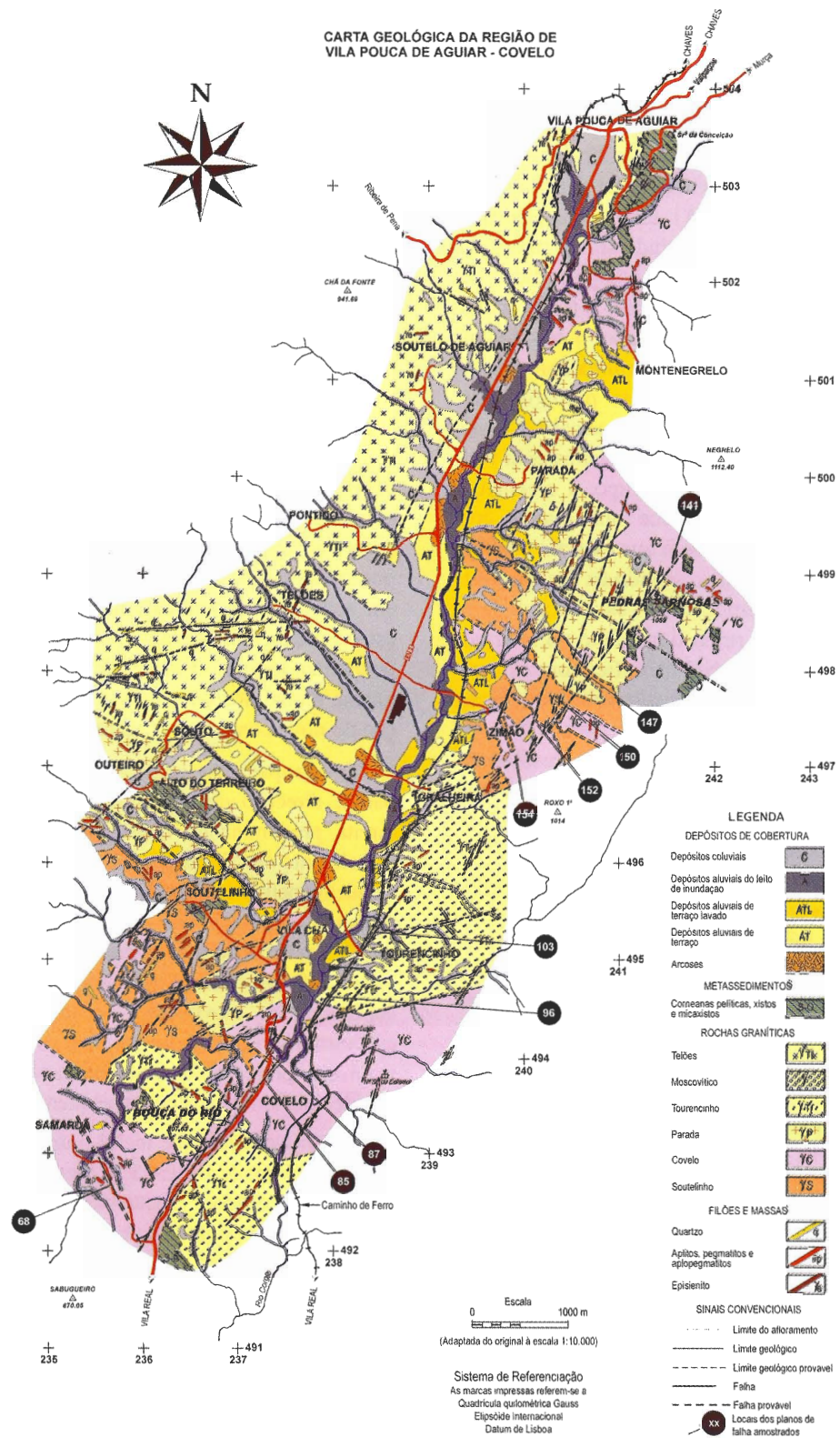


Fig. 2 – Troço da ZFPRV no domínio da Bacia de Telões (LOURENÇO, 1997). Assinalam-se ainda os diferentes locais alvo de amostragem para os efeitos do presente trabalho.
 – ZFPRV segment in the Telões region (LOURENÇO, 1997). Filled numbered circles mark the location of the studied samples.

Em γS , estas descontinuidades planares são subverticais e, preferencialmente, tomam direcções nos intervalos de variação N 0°-25° E, N 35° E-65° E e N 45° W-50° W, apresentando critérios cinemáticos que, nos dois primeiros casos, denunciam movimentação direita predominante e, no último agrupamento (incluindo diversos planos com forte pendora para sul), movimentação oblíqua, geralmente normal esquerda (Fig. 3A). Em γC , os planos de falha são muito abundantes, repartindo-se, na sua essência, por dois grupos com direcções compreendidas nos intervalos de variação N 0°-30° E e N 30° E-60° E, ambos subverticais (Fig. 3B); no primeiro grupo, o crescimento de “fibras” de quartzo permite deduzir uma componente de movimento horizontal direito quase puro (os raros casos em que a componente vertical – normal – é significativa associam-se invariavelmente a planos com forte inclinação para NW); no segundo grupo, a cinemática compósita normal-direita prevalece nos planos com pendora acentuada para NW, se bem que existam algumas descontinuidades para as quais o sentido de deslizamento horizontal inferido é esquerdo. Em γP , os planos de falha mesoscópicos apresentam rumo dominante no intervalo N 0°-35° E, sendo ainda possível identificar outros agrupamentos pouco numerosos, designadamente o que inclui descontinuidades cuja direcção se posiciona entre N 0°-20° W (Fig. 3C); em ambos os casos a cinemática prevalecente consiste em movimento direito combinado com uma componente menor vertical, inversa nos planos inclinados para W e normal nos que pendem para E. Em γTr , a dispersão dos rumos tomados pelos planos de falha mesoscópicos aumenta consideravelmente, não obstante ser possível identificar três grupos fundamentais com direcções variáveis nos intervalos N 5° E-35° E, N 40° E -60° E e N 20° W-35° W (Fig. 3D): o primeiro grupo inclui descontinuidades subverticais, ou com forte pendora para W, que preservam critérios cinemáticos compatíveis com movimentação horizontal direita predominante; o segundo grupo inclui estruturas subverticais com cinemática direita preponderante, a qual se combina com uma componente normal nos raros casos em que o deslocamento vertical não é negligenciável; o terceiro grupo compreende essencialmente desligamentos subverticais, ou com pendora acentuada para E, cujo sentido de movimento pode ser esquerdo ou direito. Em γTl , voltam a distinguir-se dois grupos fundamentais de planos de falha, apesar da relativa dispersão dos dados de direcção disponíveis (Fig. 3E); o primeiro grupo envolve descontinuidades com direcção variável entre N 5° W e N 30° E que, regra geral, apresentam cinemática direita predominante (em particular nos casos em que a inclinação do plano se faz no sentido W) ou esquerda-normal (especialmente notório

nos planos com *fault gouge* e pendora pronunciado para o quadrante E); o segundo grupo inclui planos cujos rumos se distribuem preferencialmente no intervalo de variação entre N 60° E e E-W, preservando critérios cinemáticos em *fault gouges* denunciadores de deslizamento normal predominante quando o pendora se processa para N, ou de movimento oblíquo com significativa componente horizontal direita quando a inclinação do plano se faz no sentido S.

Não obstante a variação, mais ou menos evidente, das distribuições espaciais obtidas para os diversos planos de falha mesoscópicos observados, certo é que a análise global do conjunto de dados disponível (Figs. 4 e 5) revela forte consistência interna, especialmente se se tiver em consideração os diferentes marcadores cinemáticos utilizados na dedução do movimento relativo acomodado pelas várias estruturas, *i. e.:* *i)* “fibras” de quartzo cinza-azulado (variavelmente endurecido) ou leitoso (isento de deformação plástica intracristalina); *ii)* estrias geradas por arrastamento de grãos e/ou fragmentos diversos quer em superfícies graníticas, quer em *fault gouges*; e *iii)* estrias e caneluras desenvolvidas nos encostos de filões de quartzo leitoso – PETIT (1987); PETIT *et al.* (1983). Do exame global dos dados disponíveis resulta a identificação de nove conjuntos estruturais, a saber:

1) Agrupamento contendo planos com forte pendora para E, direcção variável entre N-S a N 10° E e cinemática direita predominante, quase sempre materializada pelo crescimento de “fibras” de quartzo cinza-azulado ou, mais frequentemente, leitoso; assinalam-se ainda alguns casos em que a disposição das “fibras” ou das estrias de arrastamento em superfície de rocha traduzem uma componente vertical de movimento (normal) não negligenciável; as superfícies de movimento sujeitas a reactivação tardia encontram-se sublinhadas por *fault gouges* com espessuras variáveis, preservando frequentemente estrias de arraste que denunciam deslizamento esquerdo predominante.

2) Agrupamento que inclui numerosas descontinuidades subverticais N 10° E-25° E (perfazendo cerca de 25 % do total de medições efectuadas), cuja movimentação direita pode ser geralmente inferida com base nos crescimentos de quartzo leitoso directamente gerados sobre os planos de falha; as componentes verticais de movimento apenas são significativas nos casos em que a inclinação do plano se afasta notoriamente da vertical; tal como no primeiro grupo, os escassos casos de movimentação esquerda reportam-se a descontinuidades tardiamente reactivadas.

3) Agrupamento que agrega também numerosos planos, agora com rumo N 30° E-45° E e pendora acentuada para o quadrante NW; a cinemática direita ou direita-

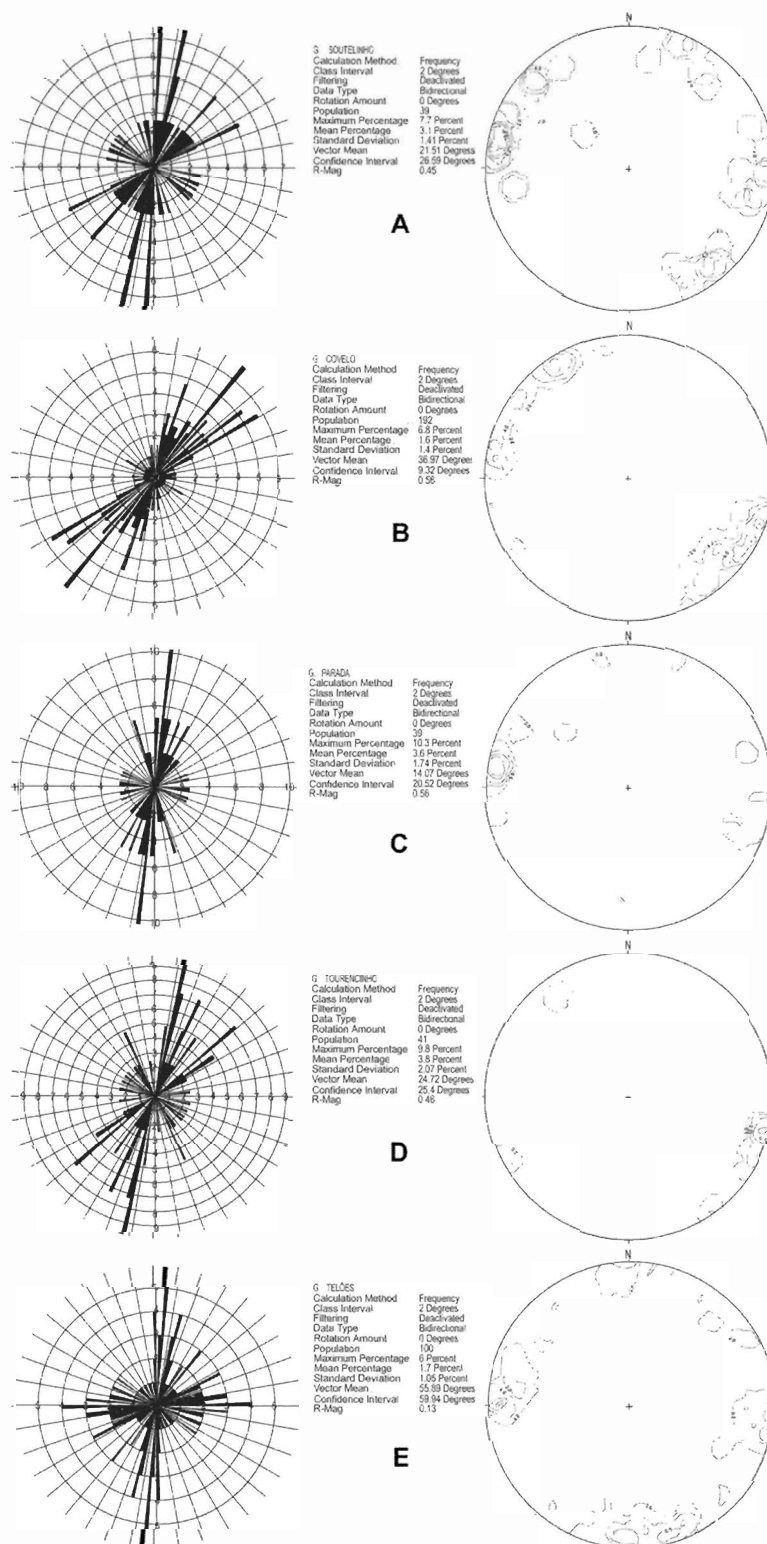


Fig. 3 – Diagramas de roseta e de densidades (obtidos com base na projeção estereográfica de pólos em rede de igual área e tomando como referência o hemisfério inferior) para o conjunto de planos de falha mesoscópicos identificados nas fácies graníticas γS (A), γC (B), γP (C), γTr (D) e γTI (E). – Rosette and density diagrams (stereographical projection of poles in lower hemisphere using an equal area net) for the mesoscopic fault planes set recognized in the γS (A), γC (B), γP (C), γTr (D) and γTI (E) granitic facies.

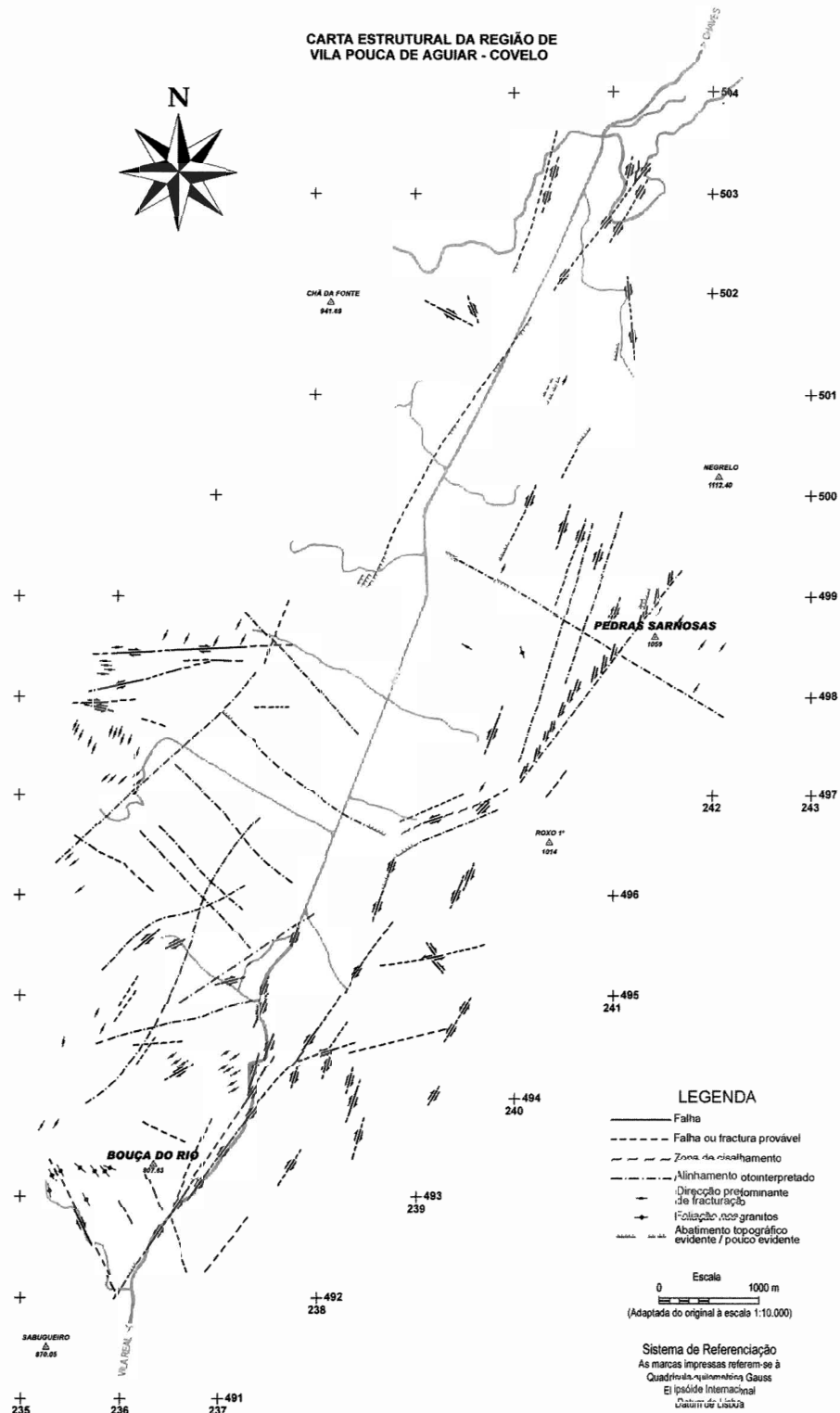


Fig. 4 – Distribuição espacial dos principais planos de movimento e de outras discontinuidades planares com significado geológico, intimamente relacionadas com a ZFPRV na Bacia de Telões (LOURENÇO, 1997).

– Spatial arrangement of main fault planes and other meaningful planar discontinuities closely related with the ZFPRV in the Telões region (LOURENÇO, 1997).

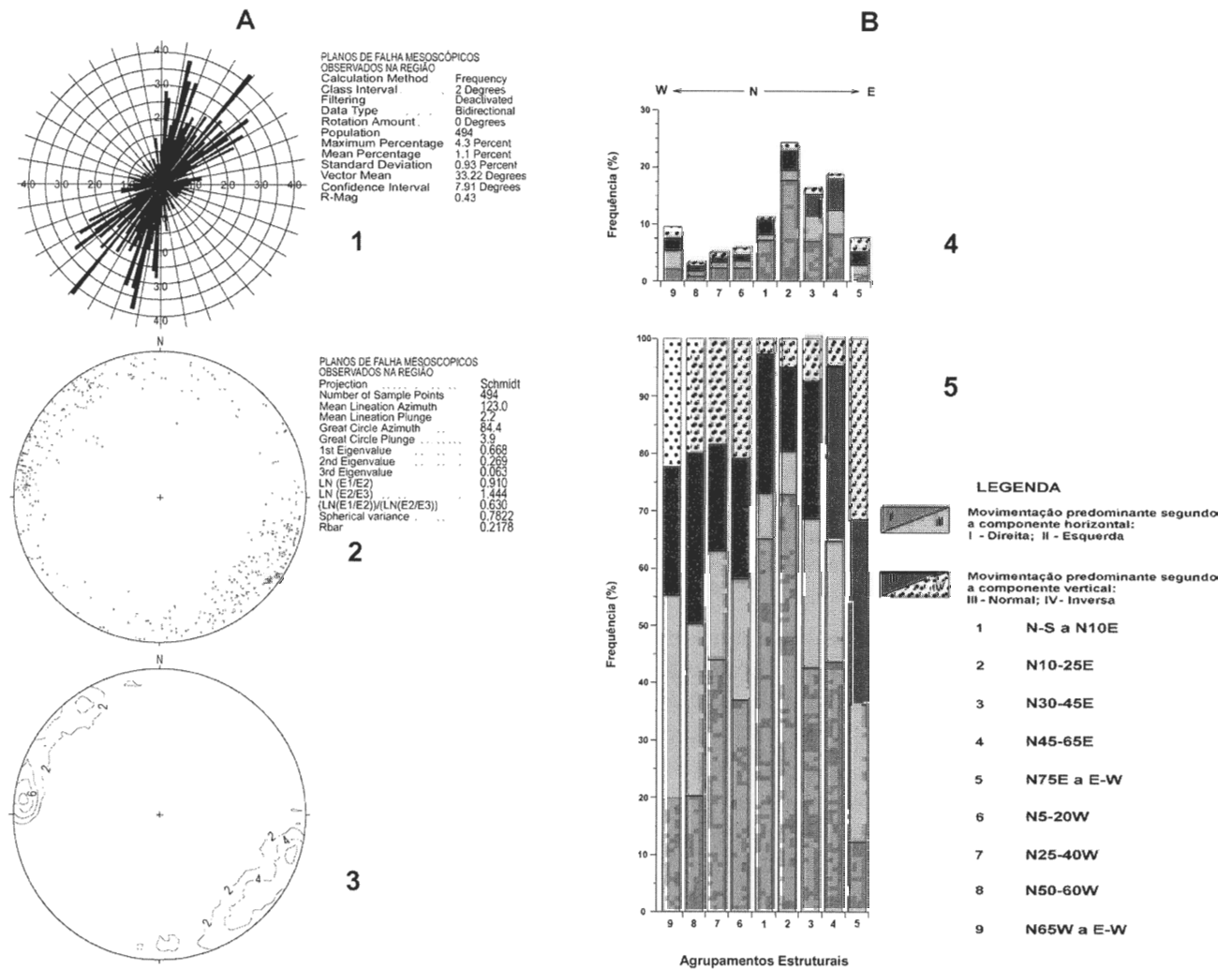


Fig. 5 – A: População de planos de falha mesoscópicas observados na região cartografada – diagrama de roseta (1), projecção de pólos (2) e respectivo diagrama de densidades (3), os dois últimos obtidos com base na projecção estereográfica em rede de igual área, tomando como referência o hemisfério inferior. B: Histogramas de frequência dos planos de falha de acordo com a sua cinemática relativamente à população (4) e a cada agrupamento (5).

– A: Complete set of mesoscopic fault planes observed in the mapped region – rosette diagram (1), projection of poles (2) and density diagram (3) in lower hemisphere, equal area stereographical projection net. B: Frequency histograms of fault planes according to the preserved kinematics and considering their distribution either in bulk population (4) or in each group of structures (5).

-normal, mais antiga, é usualmente marcada por “fibras” de quartzo cinza-azulado (por vezes quartzo leitoso); os marcadores cinemáticos, identificados nos preenchimentos de *fault gouge* imputáveis aos eventos de reactivação tardia, denunciam a acomodação de deslizamentos oblíquos decorrentes da combinação de uma componente horizontal esquerda com movimentos verticais (muitas vezes inversos) de amplitude variável.

4) Agrupamento que, em termos de frequência relativa, representa o segundo mais importante da população em estudo, compreendendo descontinuidades subverticais com direcções variáveis entre N 45° E e N 65° E e carac-

terísticas cinemáticas análogas às do terceiro conjunto de planos estriados, se bem que a movimentação esquerda apresentada por muitas das estruturas N 55° E-65° E seja, de facto, inferida com base em “fibras” de quartzo cinza-azulado (não registando, portanto, movimentações síncronas de eventos de reactivação em condições de relativa baixa temperatura).

5) Agrupamento que, apesar de estatisticamente pouco importante, envolve estruturas com direcção variável entre N 75° E e E-W, manifestando forte pendor para norte ou sul; a cinemática precoce, denunciada por “fibras” de quartzo cinza-azulado ou de quartzo leitoso,

contempla, invariavelmente, uma componente de movimento esquerdo predominante; os importantes deslizamentos verticais (normal e inverso) somente se revelam em planos sublinhados por *fault gouge*, traduzindo, conseqüentemente, movimentos correlativos da sua reactivação.

6) Agrupamento que abarca planos com pendores fortes para ENE-NE ou WSW-SW e direcção compreendida entre N 5° W e N 20° W, preservando critérios cinemáticos geralmente denunciadores de deslizamento horizontal direito em “fibras” de quartzo endurecido e predominantemente verticais (normais ou inversos) em *fault gouges* tardios.

7) Agrupamento que inclui planos subverticais com rumo variável entre N 25° W e N 40° W, apresentando sempre cinemática direita precoce (denunciada pelos arranjos texturais dos agregados de quartzo endurecido que crescem sobre o plano de movimento); nos deslizamentos tardios, regra geral inferidos com base em critérios preservados em *fault gouges*, as componentes de movimento vertical predominam.

8) Agrupamento que agrega um escasso número de planos subverticais com direcção N 50° W-60° W e cinemática muito variável, quaisquer que sejam os critérios adoptados.

9) Agrupamento de planos com pendor acentuado para N-NNE ou S-SSW e direcção variável entre N 65° W e E-W, preservando uma cinemática precoce horizontal predominantemente esquerda (marcada por crescimentos orientados de agregados de quartzo endurecido) e acomodando movimentos verticais significativos durante os eventos de reactivação tardia.

O ALINHAMENTO PEDRAS SARNOSAS-BOUÇA DO RIO

Os levantamentos geológicos empreendidos na Bacia de Telões (LOURENÇO, 1997) colocam em evidência um importante alinhamento N 40° E que, ao longo de cerca de 9 km, corresponde a um corredor estrutural onde se identificam numerosos planos de movimento, na sua essência pertencentes aos agrupamentos 2 e 4 anteriormente caracterizados (Figs. 2 e 4). Face à relativa escassez de rochas de falha, optou-se por caracterizar à escala microscópica as transformações mineralógicas e texturais preservadas nos granitos adjacentes às superfícies mesoscópicas de deslizamento, seguindo a amostragem indicada na Fig. 2. Para cada um dos 10 exemplares colhidos e orientados *in situ*, realizaram-se três lâminas delgadas mutuamente perpendiculares, duas segundo direcções ortogonais à superfície mesoscópica estriada (uma delas contendo a lineação, *i. e.*, as estrias de movimento) e a terceira subparalelamente a esta última.

Petrografia e principais microestruturas

As rochas graníticas examinadas apresentam invariavelmente granularidade grosseira, por vezes porfíroide, onde vulgarmente se destacam fenocristais de microclina pertítica e de albite-oligoclase (ocasionalmente, oligoclase). Em termos gerais, as proporções modais de ocorrência dos diferentes minerais essenciais não se afigura muito diferente entre si, qualquer que seja a fácies granítica amostrada, cifrando-se na ordem dos 25-30 % para cada um dos seguintes minerais: quartzo, microclina e plagioclase. A presença sistemática de moscovite e de biotite constitui um outro aspecto característico destas rochas, perfazendo cerca de 5-10 % da rocha total, apesar da percentagem relativa para cada filossilicato ser algo variável. Quantidades acessórias de turmalina, apatite, zircão e de opacos (óxidos de ferro e/ou de titânio, em particular) completam a associação mineral primária observada.

Nos domínios rochosos adjacentes aos planos de falha, os processos metassomáticos correlativos dos eventos de cedência frágil conduzem à alteração de alguns dos minerais primários e, conseqüentemente, ao desenvolvimento de paragénese mineral secundárias, genericamente expressas pela associação sericite + quartzo + clorite ± epidoto ± ilite ± caulinite (?) ± óxidos/hidróxidos de ferro ± leucoxena. Nestes locais, os minerais de alteração podem ser volumetricamente mais abundantes que os primários, definindo com frequência uma foliação que, não raras vezes, se molda em torno dos porfiroclastos de feldspato potássico e de quartzo. Importa, todavia, sublinhar o facto dos agregados quartzosos desenvolverem nestas circunstâncias microestruturas denunciadoras de significativa cedência plástica, contrariamente aos feldspatos e plagioclases, cuja deformação frágil se acentua de forma evidente na proximidade do plano de movimento. Em qualquer das amostras examinadas, porém, as faixas de maior deformação compreendem sempre numerosas microfracturas transgranulares que fazem ângulos muito diversos (20-75°) com a foliação principal adquirida pela rocha granítica; os critérios cinemáticos, quando inequívocos, indicam sempre movimentação oblíqua, predominando a componente horizontal direita.

A cataclase, particularmente evidente na amostra 103, sobrepõe-se a efeitos ópticos e arranjos texturais decorrentes de forte achatamento e subgranulação (acompanhada por recristalização dinâmica?) dos agregados de quartzo, sugerindo o estabelecimento precoce de microcorredores de cisalhamento semifrágil com direcção geral NNE-SSW (e relativamente bem preservados nos exemplares 141A e E). Esta cronologia relativa afigura-se consistente com a preservação das faixas de cedência semifrágil observadas nas amostras 87A, B e C, onde os

agregados quartzosos deformados, coexistindo com grãos fracturados de feldspato e mica, são cortados por planos discretos NNE-SSW com movimentação direita, ao longo dos quais se desenvolvem microestruturas distensivas invariavelmente preenchidas por agregados tardios e orientados de sericite (\pm ilite?). Acresce mencionar o facto dos microcorredores de cisalhamento semifrágil apresentarem também cinemática direita, inferida a partir de configurações geométricas C-S.

Estruturas semifrágeis, subparalelas ao plano de movimento, sublinham frequentemente a passagem aos domínios da rocha granítica aparentemente menos deformada, onde se destacam os aspectos texturais e mineralógicos decorrentes do comportamento químico e mecânico distinto dos feldspatos potássicos e das plagioclases. Assim, enquanto os cristais de plagioclase se encontram geralmente alterados e parcialmente substituídos por agregados sericítico-quartzosos, localmente acompanhados por clorite e epidoto, os grãos de feldspato potássico raramente exibem alteração metassomática significativa. Em vários exemplares, os cristais de ortoclase apresentam extinção ondulante débil a moderada e mostram frequentes bandas de segregação cujo desenvolvimento se processa segundo direcção variável, embora nas faixas de maior deformação se situe, em média, a cerca de 35-40° dos planos mesoscópicos de movimento. Nos granitos sintectónicos (sin-D₃), as maclas mecânicas em plagioclases são bastante raras, ocorrendo preferencialmente em cristais intersticiais de pequena dimensão, inclusos nos domínios de fronteira entre grãos de quartzo deformado. Em qualquer dos exemplares estudados não se identificaram microestruturas atribuíveis a recristalização dinâmica dos feldspatos.

As fracturas intragranulares são, efectivamente, muito comuns nos feldspatos e, na maioria das situações, encontram-se seladas por sericite \pm quartzo. Nos domínios mais afastados do plano de falha, estas microdescontinuidades estabelecem com os planos de macla polissintética das plagioclases ângulos compreendidos entre 35° e 60°, formando ângulos muito diversos com os padrões de maclagem entrecruzada característicos da microclina, se bem que sempre superiores a 45°. Em alguns dos exemplares examinados, identificam-se também lamelas perfiticas grosseiras (de natureza albítica preponderante) no seio dos cristais de microclina que se orientam subperpendicularmente ao plano de falha, contendo igualmente microfracturas com disposição angular variável entre 40° e 80°, mas não manifestando alteração hidrotermal significativa (*i. e.*, substituições por agregados microgranulares de quartzo, sericite e/ou ilite). O mesmo acontece com as orlas de crescimento tardio em torno de relíquias de pla-

gioclase deformada, denunciando a existência de condições propícias ao estabelecimento de metassomatismo tardimagmático antes da cedência frágil (tal é especialmente evidente na amostra 147).

Nas rochas graníticas estudadas, os grãos de quartzo apresentam dimensões muito variáveis e exibem usualmente extinção ondulante, sugestiva de alguma deformação interna. A identificação de bandas de deformação intracristalina incipiente restringe-se a alguns dos exemplares de granitos sintectónicos. As microfracturas intragranulares são também muito abundantes e, por norma, irregulares, não se encontrando seladas ou mostrando preenchimento incipiente. A distribuição destas microdescontinuidades é errática, muito embora, nas faixas mais deformadas, os domínios de bordadura dos grãos exibam com alguma frequência dispositivos geométricos relativamente complexos, onde as microdescontinuidades mostram escalonamento *en échelon* e/ou se encontram fortemente interconectadas. Deste modo, não se afigura possível estabelecer qualquer tipo de relação angular predominante entre as numerosas famílias de microfracturas e o rumo tomado pelos planos de falha mesoscópicos. Importa ainda referir o desenvolvimento pronunciado de microfracturas intergranulares nos domínios de junção entre grãos de quartzo com endurecimento variável, se bem que tendencialmente débil.

Cabe, por último, mencionar o facto dos agregados de biotite se apresentarem parcialmente cloritizados e, em alguns casos, evidenciarem fracturação intragranular notória que, por norma, retomam os planos de clivagem daquele filossilicato. A moscovite, relativamente estável do ponto de vista químico, pode apresentar microestruturas devidas a *bend gliding* e *kinking* incipiente, as quais são por vezes afectadas por microfracturas frágeis intragranulares fortemente oblíquas aos planos de clivagem.

DISCUSSÃO

Análise cinemática

Não havendo, presentemente, informações que, de forma fidedigna, possibilitem a inventariação e classificação sistemática das rochas de falha reconhecidas em vários segmentos da ZFPRV, não se afigura legítimo utilizar este valioso critério na definição de agrupamentos de planos de falha e no estabelecimento da cronologia relativa dos eventos responsáveis pela sua propagação e reactivação. Ainda assim, as conclusões que, com a devida precaução, se podem retirar com base no tratamento estatístico dos vários elementos geométricos são passíveis de comparação com os resultados decorrentes de estudos

anteriores realizados em contextos geológicos congêneres da Zona Centro-Ibérica (*e. g.*, MARQUES & MATEUS, 1998; MATEUS *et al.*, 1999; MARQUES *et al.*, 2001b; MATEUS, 2001), para os quais existem caracterizações, mais ou menos detalhadas, das diversas rochas de falha.

De facto, excluindo os registos cinemáticos decorrentes de caneluras em encostos de filões de quartzo leitoso ou de estrias geradas por arrastamento de grãos e/ou fragmentos em superfícies graníticas e *fault gouges*, verifica-se que os movimentos precocemente acomodados pelos diversos planos de falha mesoscópicos são, na sua essência, marcados pelo crescimento orientado de agregados de quartzo cinza-azulado ou de quartzo leitoso. Dado que os primeiros agregados manifestam significativo endurecimento intracristalino, em contraste com os de quartzo leitoso, é lícito atribuir-lhes um estágio de desenvolvimento anterior, portanto correlativo de eventos de cedência mais antigos. Deste modo, as condições P-T-ε responsáveis pela deformação de agregados quartzosos microstruturalmente análogos serão equivalentes, independentemente da orientação tomada pelo plano de falha que os preserva. Daqui emergem critérios que podem ser tentativamente utilizados na identificação de vários sistemas conjugados de planos estriados:

(1) só com precipitados de quartzo endurecido – (a) desligamentos direitos N 25° W-40° W (agrupamento 7) e esquerdos N 65° W a W-E (agrupamento 9); (b) desligamentos direitos N 5° W-20° W (agrupamento 6) e esquerdos N 75° E a E-W (agrupamento 5); (c) parte dos desligamentos direitos N 0°-10° E e N 30° E-45° E pertencentes aos agrupamentos 1 e 3, e esquerdos N 55° E-65° E (agrupamento 4);

(2) só com precipitados de quartzo leitoso – (a) desligamentos direitos N 10° E-45° E (agrupamentos 1, 2, 3 e 4) e esquerdos N 75° E (agrupamento 5).

Com base nestes arranjos geométricos e características cinemáticas é possível deduzir uma trajectória de compressão máxima (σ_1) sub-horizontal de rumo variável entre ENE-WSW e NE-SW, assumindo uma progressiva redução da amplitude angular entre pares conjugados com o tempo, o que se afigura compatível com uma evolução gradual entre um regime de deformação transicional semifrágil – frágil, em que σ_1 se posiciona segundo a bissectriz obtusa do sistema conjugado de cisalhamentos semifrágeis, e um outro, mais tardio, em que σ_1 se posiciona segundo a bissectriz aguda do sistema conjugado de falhas de desligamento. Esta solução revela-se ainda consistente com o facto dos filões quartzosos e aplitopematíficos reconhecidos na região de Telões se distribuírem preferencialmente pelas direcções NE-SW a ENE-

-WSW, o que, adicionalmente, permite deduzir uma trajectória de compressão mínima (σ_3) sub-horizontal de rumo variável entre NNW-ESE e NW-SE. Nestas circunstâncias, o desenvolvimento das estruturas filonianas com direcção N-S ou rumos variáveis entre N 30° W e N 60° W é atribuível a configurações locais de tensão estabelecidas internamente nos corredores estruturais direitos NW-SE ou geradas na dependência de interações positivas (coalescência) entre planos de falha direitos NW-SE a E-W com disposição escalonada.

Note-se que a solução indicada representa um prolongamento da evolução proposta por outros autores com base nas características geométricas e cinemáticas manifestadas pelas zonas de cisalhamento dúctil e semifrágil identificadas no NW Peninsular (*e. g.*, IGLESIAS & RIBEIRO, 1981a, b; PEREIRA *et al.*, 1984, 1993), permitindo explicar a cinemática direita apresentada pelos desligamentos de rumo variável entre N-S a NE-SW, entendidos como conjugados dos desligamentos esquerdos resultantes da reactivação tardivarisca dos corredores tectónicos E-W a ENE-WSW. As trajectórias de σ_1 e σ_3 deduzidas são, assim, compatíveis com o campo de tensões regional varisco estabelecido desde, pelo menos, *ca.* 320-315 Ma (idade atribuída aos dobramentos D_3 preservados na Zona Centro-Ibérica – DALLMEYER *et al.*, 1997) até *ca.* 290-280 Ma (idade das dobras vergentes para SW e dos carreamentos maiores na Zona Sul Portuguesa – PEREIRA, 1999; ONÉZIME *et al.*, 2002), não se excluindo a possibilidade dos seus efeitos se fazerem sentir ainda durante o Autuniano (280-260 Ma). Note-se, ainda, que muitas soluções numéricas encontradas por LOURENÇO (1997) na análise dinâmica do conjunto total de planos estriados conduzem a configurações de tensão razoavelmente próximas das acima explicitadas, não obstante os problemas inerentes à utilização dos métodos inversos de cálculo neste tipo de situações (em que há mistura de dados relativos a populações diacrónicas de planos estriados e em que dificilmente se pode assumir homogeneidade do campo de tensões no espaço e no tempo) – a este respeito, vejam-se, por exemplo, as discussões apresentadas por HARDCASTLE (1989) e POLLARD & SALTZER (1993).

A génese de muitas das características microstruturais apresentadas pelas rochas graníticas, junto aos planos de falha mesoscópicos NNE-SSW a NE-SW que compõem o alinhamento Pedras Sarnosas-Bouça do Rio, afigura-se correlativa dos incrementos de deformação responsáveis pela propagação da ZFPRV na região de Telões. Esta interpretação torna lícita a utilização dos marcadores cinemáticos identificados à escala microscópica, os quais denunciam uma movimentação horizontal direita predominante, mesmo para os microcisalhamentos precoces de

natureza semifrágil preservados em alguns dos exemplares estudados. Resta saber, contudo, quais as implicações físico-químicas decorrentes da alteração diferencial dos feldspatos alcalinos e plagioclases e em que condições P-T se processou a acomodação da deformação.

Regime e mecanismos de deformação

À escala microscópica, a deformação globalmente acomodada pelas rochas graníticas adjacentes aos planos de movimento NNE-SSW a NE-SW conduz, conforme foi referido, ao desenvolvimento pronunciado de microfracturas que, no caso do quartzo e ortoclase, acompanham e/ou são posteriores à gênese de arranjos estruturais indicativos de endurecimento intracristalino significativo. Daqui se infere um regime de cedência semifrágil a frágil sob condições de relativa baixa temperatura (< 350° C), tendo em consideração os resultados experimentais adquiridos por diversos autores (*e. g.*, PATERSON, 1978; ATKINSON, 1984, 1987).

No caso concreto do quartzo, a coexistência de microestruturas imputáveis a cedência contínua e descontínua, frequentemente condicionadas por estados locais de tensão estabelecidos entre grãos adjacentes, sugere o estabelecimento de um regime de deformação caracterizado por taxas de difusão intracristalina muito baixas, análogo ao que HIRTH & TULLIS (1992) designam por *regime 1 dislocation creep*. Nestas circunstâncias, as microfracturas desenvolvidas na dependência directa dos arranjos microestruturais, devidos a cedência plástica intracristalina, denotam situações em que a concentração local de tensões excede o valor necessário ao deslizamento intracristalino, pelo que, adoptando os critérios de GHANDY & ASHBY (1979), são classificáveis como *crack cleavage 2*. Na mesma linha de raciocínio, as microfracturas intergranulares que, provavelmente, devem a sua nucleação à concentração de tensões nas fronteiras dos grãos de quartzo com endurecimento deficiente, podem ser interpretadas como estruturas do tipo *BIF 3, i. e., Brittle Intergranular Fracture of type 3* (GHANDY & ASHBY, 1979).

O facto dos cristais de plagioclase raramente apresentarem maclas mecânicas sugere, igualmente, a inexistência de condições favoráveis ao estabelecimento de mecanismos de deformação análogos aos que promovem cedência intracristalina via *dislocation creep*. Excepção deverá ser feita para alguns dos pequenos grãos intersticiais de plagioclase, cujo estado de tensão, fortemente influenciado pelos estrangimentos físicos impostos pelos cristais vizinhos, permite o desenvolvimento de numerosas deslocações no seio do cristal e, conseqüentemente, a criação de condições apropriadas à gênese de geminações

mecânicas (*e. g.*, TULLIS & YUND, 1980; YUND & TULLIS, 1980). Desta forma, a usual dificuldade em obter configurações estáveis de defeitos intracristalinos nos cristais de plagioclase favorece a nucleação e propagação de redes de microfracturas intragranulares, geralmente segundo planos cristalográficos bem definidos (*e. g.*, MITRA, 1978; JANECKE & EVANS, 1988; AGUE, 1988; EVANS, 1988; MICHIBAYASHI, 1996).

No mesmo regime de deformação, os feldspatos potássicos (nomeadamente a ortoclase) manifestam particular apetência para acomodar a deformação interna através de escorregamento intracristalino mais ou menos acentuado, explicando assim a extinção ondulante observada e a gênese de arranjos microestruturais sugestivos de forte endurecimento (*e. g.*, ZHENG & GANDAIS, 1987). As distorções estruturais assim criadas favorecem também o estabelecimento de gradientes de difusão dos metais alcalinos, silício e alumínio nos domínios intracristalinos com densidade elevada de deslocações, gerando condições propícias à formação das bandas de segregação e/ou das lamelas peritíticas identificadas (*e. g.*, HANMER, 1980). Mais, o desenvolvimento assimétrico de paredes de deslocações nestes minerais, associado à difusão efectiva de Na⁺, K⁺ e Ca²⁺, conduz frequentemente à criação de domínios de fraqueza estrutural que concorrem para a nucleação/propagação de descontinuidades intragranulares, preferencialmente segundo planos cristalográficos de menor índice de Miller. O crescimento destas microdescontinuidades, em boa medida condicionado pela interacção entre os feldspatos e os fluidos intersticiais (e, portanto, correlativo dos processos de alteração deutérica tardi a pós-magmática), progrediu muito provavelmente sob condições subcríticas, pelo que se afigura legítimo atribuir à corrosão sob tensão papel determinante na deformação destes tectossilicatos.

Condições P-T de deformação

O comportamento mecânico distinto apresentado pelos minerais essenciais das rochas graníticas afigura-se determinante na estimativa das condições P-T de deformação, isto é, na estimativa das condições P-T em que se processou parte significativa da propagação/reactivação da ZFPRV em tempos tardivarioscos.

Valores de temperatura compreendidos entre 300° e 400° C podem ser inferidos com base nas microestruturas, colocadas em evidência para os feldspatos (em sentido lato) e quartzo, se bem que, atendendo ao mapa de mecanismos de deformação deste último mineral (*e. g.*, ATKINSON, 1982), a coexistência espacial das *crack cleavage 2* e *BIF 3* denote apenas condições térmicas próximas de 300° C.

Este intervalo de temperatura é consistente com a estabilidade relativa dos minerais resultantes da hidratação/hidrólise das plagioclases e da alteração hidrotermal da biotite que, em muitos casos, sublinham os domínios de fronteira intergranular (em especial nas zonas de transição para as faixas de maior deformação).

Em termos gerais é, com efeito, possível afirmar que, de forma significativa, só a plagioclase e a biotite se encontram hidrotermalmente alteradas. Esta alteração observa-se inclusive em faixas aparentemente menos deformadas e que se desenvolvem na vizinhança imediata dos planos mesoscópicos de falha. Em todos estes contextos texturais, as plagioclases são globalmente alteradas para agregados filitosos impregnados de óxidos/hidróxidos de ferro, enquanto a microclina e o quartzo permanecem inalterados. Daqui se depreende que os processos metassomáticos transcrevem, efectivamente, o *softening* químico experimentado pelas plagioclases, o qual facilita a acomodação da deformação induzida por subsequentes eventos de cedência tectónica. Mas, o facto da dimensão média dos grãos de quartzo e microclina ser também fortemente reduzida nas bandas de maior deformação, através do desenvolvimento de redes de microfracturas, sugere fortemente que a dinâmica de fluidos síncrona da cataclase terá promovido a alteração preferencial das plagioclases.

A estabilidade dos vários minerais em jogo é globalmente controlada pela actividade dos catiões na fase fluida (*e. g.*, K^+/H^+ , Na^+/H^+ , $Ca^{2+}/(H^+)^2$) e por vários outros factores, como sejam as taxas de reacção química e de redução da dimensão granulométrica (aumentando, consequentemente, a área de superfície). A deformação pode incrementar as taxas de reacção química de variadíssimas formas. O decréscimo da dimensão dos grãos através de cataclase ou via processos de fracturação resultantes da corrosão sob tensão, por exemplo, contribuem para aumentos significativos da deformação (*e. g.*, BARNETT & KERRICH, 1980; WHITE & WHITE, 1983; ATKINSON, 1984). Simultaneamente, perante a manutenção de razões K^+/H^+ relativamente elevadas na fase fluida (conforme é sugerido pela estabilidade das micas potássicas dioctaédricas), privilegia-se a alteração das plagioclases sem instabilizar a microclina, desde que a circulação de fluidos se processe de forma lenta, via infiltração (o que aliás é típico dos meios cataclásticos – *e. g.*, STEL, 1986). Nestas circunstâncias, a maior susceptibilidade da plagioclase à alteração hidrotermal depende apenas do aumento (induzido pela deformação) da área de superfície reactiva.

Estudos diversos sobre o controlo exercido pela superfície nas taxas de reacção entre minerais e soluções aquosas (*e. g.*, AAGAARD & HELGESON, 1982; WOOD &

WALTHER, 1983; HELGESON *et al.*, 1984; LASAGA, 1984) revelam, efectivamente, que a vulnerabilidade à alteração se estabelece pela ordem seguinte: plagioclase > microclina > > quartzo. As investigações experimentais desenvolvidas por PARNEIX (1987), para o caso de reacções químicas síncronas da deformação de granitos sob temperaturas em torno de 300° C, confirmam aquela ordem relativa, mostrando ainda que as taxas de alterabilidade da biotite se situam entre as da oligoclase e as da microclina, o que é consistente com o registo petrográfico obtido (*i. e.*, oligoclase > biotite > microclina > > quartzo). As condições de estabilidade dos minerais em jogo (incluindo os produtos de alteração da plagioclase) podem ser inferidas com base nos diagramas de actividade para o sistema $Na_2O-K_2O-Al_2O_3-SiO_2-HCl-H_2O$. Para pressões compreendidas entre 1 e 3 Kbar e sob temperaturas entre os 200° C e os 300° C, a albite, microclina e moscovite são, efectivamente, fases minerais estáveis. As posições relativas dos campos de estabilidade dos diferentes minerais mostram apenas ligeiros desvios para condições de fronteira variáveis entre 1 e 4 Kbar e 300-400° C, caso se assuma um meio sobressaturado em sílica e $a(H_2O) = 1$ (veja-se, por exemplo, NORDSTROM & MUNOZ, 1985, p. 280). Da conciliação destes valores com os indicados pela análise microestrutural se retiram as condições P-T em que se processou a propagação/reactivação da zona de falha em estudo, *i. e.*, < 3 Kbar e 300-350° C. Estas condições P-T manifestam ainda forte compatibilidade com as que são passíveis de inferir regionalmente (e por diferentes vias) para a transição entre os estádios evolutivos tardivariscos II e III, síncronos do desenvolvimento polifásico de numerosos precipitados hidrotermais em diversas zonas de falha na Zona Centro-Ibérica (*e. g.*, NORONHA *et al.*, 2000; NORONHA, 2001; BOIRON *et al.*, 2001; MATEUS, 2001).

O principal registo mineralógico-textural imputável aos principais eventos de reactivação da zona de falha é dado, conforme foi referido anteriormente, pela alteração tardia dos feldspatos potássicos e pelo desenvolvimento pronunciado de microfracturas transgranulares preenchidas por óxidos (/hidróxidos?) de ferro ± minerais de argila. A associação mineralógica mais comum (facilmente reconhecível, por exemplo, na amostra 87B), compreende albite + sericite (fengítica) + ilite ± clorite ± ± caulinite (?) + óxidos de ferro (hematite, em particular). A sua estabilidade indica condições de pressão inferiores a 2,5 Kbar e temperaturas médias compreendidas entre 200° e 250° C, se bem que a caulinite, a confirmar-se, possa indicar a circulação de fluidos sob condições térmicas ainda mais baixas (150-200° C). Estes eventos de reactivação afiguram-se então correlacionáveis com os que, a nível regional, integram o terceiro estágio evolutivo

tardivarisco, ao qual se atribui significativa importância metalogenética (*e. g.*, NORONHA *et al.*, 2000; NORONHA, 2001; BOIRON *et al.*, 2001; MATEUS & NORONHA, 2001; MATEUS, 2001).

Importa, por último, referir que o percurso P-T inferido se revela consistente com os resultados recentemente obtidos para muitos outros domínios do Terreno Ibérico, reforçando a convicção de que o desenvolvimento da fracturação tardivarisca se processa fundamentalmente durante o levantamento crustal rápido a moderado ocorrido após o Westefaliano (MATEUS *et al.*, 1995; MATEUS & MARQUES, 1998; NORONHA *et al.*, 2000; NORONHA, 2001; BOIRON *et al.*, 2001; MARQUES *et al.*, 2001a, b; MATEUS & NORONHA, 2001; MATEUS, 2001).

CONCLUSÕES

Na região de Telões, a forte partição da deformação decorrente da reactivação da ZFPRV em tempos alpinos permitiu a preservação de critérios de deslizamento precoce em numerosos planos de falha mesoscópicas, nomeadamente nos que integram o alinhamento N 40° E, denominado Pedras Sarnosas-Bouça do Rio.

As movimentações, predominantemente direita, em estruturas subverticais NW-SE e N-S a NE-SW, e esquerda, em descontinuidades subverticais WNW-ESE e ENE-WSW a E-W, são registadas pelo crescimento orientado de dois tipos fundamentais de agregados de quartzo: (1) quartzo cinza-azulado, manifestando endurecimento variável; e (2) quartzo leitoso, geralmente isento de manifestações ópticas denunciadoras de cedência plástica intracristalina. Com base em diversos arranjos geométricos de sistemas conjugados, deduz-se uma trajectória de compressão máxima (σ_1) sub-horizontal de rumo variável entre ENE-WSW e NE-SW, a qual se revela compatível com a orientação preferencialmente tomada pela maioria dos filões quartzosos e aplitopegmatíticos, reconhecidos na região de Telões. Tal consistência permite, adicionalmente, inferir uma trajectória de compressão mínima (σ_3) sub-horizontal de rumo variável entre NNW-ESE e NW-SE. Estas trajectórias de σ_1 e σ_3 são ainda similares às subjacentes ao campo de tensões regional varisco, responsável pelo desenvolvimento de várias macroestruturas nos diversos domínios geotectónicos que integram o Ramo Ibérico do Orógeno Varisco (*e. g.*, RIBEIRO *et al.*, 1990; DALLMEYER *et al.*, 1997).

Do exame detalhado dos espelhos de falha NNE-SSW a NE-SE, que não apresentam evidências de reactivação alpina, resultam elementos determinantes à caracterização da evolução tardivarisca globalmente experimentada

pela ZFPRV na região de Telões. Regra geral, os marcadores cinemáticos identificados à escala microscópica denunciam movimentação horizontal direita predominante, mesmo para os microcisalhamentos precoces de natureza semifrágil, preservados em alguns locais. Neste contexto, as microestruturas correlativas das primeiras transformações mineralógicas e texturais experimentadas pelos granitos transcrevem, na sua essência, a natureza distinta do comportamento químico e mecânico do quartzo, feldspatos potássicos e plagioclases, durante a deformação. Estas variações de comportamento são expectáveis em regime de deformação transicional semifrágil – frágil, o que sustenta, a nível mesomacrocópico, o desenvolvimento precoce de sistemas conjugados de estruturas cujo ângulo obtuso é bissectado por σ_1 . A progressiva redução da amplitude angular entre pares conjugados de falhas mesoscópicas com o tempo, marcando uma evolução gradual para regimes de deformação frágil, é, à escala microscópica, assinalada pelo desenvolvimento de arranjos texturais imputáveis a fluxo cataclástico. Tal interpretação do registo geológico sugere uma evolução contínua entre os estádios correlativos do desenvolvimento das zonas de cisalhamento dúctil a semifrágil sin- a tardi-D₃ (*e. g.*, IGLESIAS & RIBEIRO, 1981a, b; PEREIRA *et al.*, 1984) e os que se afiguram síncronos da fracturação tardivarisca (*e. g.*, MATEUS & MARQUES, 1998), revelando-se consistente com a sucessiva reactivação dos corredores tectónicos E-W a ENE-WSW e N-S a NE-SW com cinemática esquerda e direita, respectivamente.

De acordo com as microestruturas preservadas e com os campos de estabilidade das fases minerais resultantes da acção sintectónica de processos metassomáticos, conclui-se que os movimentos precoces (marcados por crescimento orientado de agregados de quartzo endurecido) ocorreram sob condições P-T inferiores a 3 Kbar e entre 300° e 350° C. Incrementos de reactivação posterior, em regime frágil (testemunhados pelos agregados de quartzo leitoso), ocorreram sob temperaturas inferiores a 250° C e pressões não acima de 2,5 Kbar.

Se se admitir um gradiente geotérmico médio de 40° C Km⁻¹ (*vide, e. g.*, MATEUS *et al.*, 1995), e tendo em conta a amostragem efectuada, as condições P-T estimadas para os dois estádios evolutivos sugerem uma profundidade crustal variável entre cerca de 9 km e 6 km, pelo que dificilmente o registo cinemático indicado será imputável a uma deformação frágil que não seja varisca. Por outro lado, tendo em conta a reduzida duração do período tardivarisco (*ca.* 312 a 270/260? Ma – *e. g.*, MARQUES *et al.*, 2001a, b), não parece plausível admitir que estes dois estádios evolutivos se distanciem significativamente no tempo. A variação de profundidade obtida sugere, então,

que o essencial da propagação das estruturas em estudo aconteceu durante o levantamento crustal rápido a moderado ocorrido após o Westfaliano. Tal interpretação afigura-se consistente com os resultados recentemente obtidos para muitos outros domínios do Terreno Ibérico (MATEUS *et al.*, 1995; BOIRON *et al.*, 1996, 2001; MARQUES, 1998; MARQUES *et al.*, 2001a, b; NORONHA *et al.*, 2000; NORONHA, 2001; MATEUS & NORONHA, 2001; MATEUS, 2001).

AGRADECIMENTOS

C. Coke agradece o apoio financeiro da JNICT através do projecto de investigação TECTIBER (PRAXIS XXI/2/2.1/CTA/353/94). A. Mateus beneficiou de suporte logístico canalizado por intermédio do CREMINER-FCUL. São ainda devidos agradecimentos a Fernando O. Marques pela disponibilidade sempre manifestada em discutir muitos dos assuntos versados neste trabalho. Os autores agradecem ainda a revisão cuidada do manuscrito e as diversas sugestões efectuadas por F. Noronha e Emílio Clavijo.

BIBLIOGRAFIA

- AAGAARD, P. & HELGESON, H. C. (1982) – Thermodynamic and kinetic constraints on reaction rates among minerals and aqueous solutions. I. Theoretical considerations. *Am. J. Sci.*, **282**, pp. 237-285.
- AGUE, D. M. (1988) – Universal stage measurements and transmission electron microscope observations of fractured plagioclase. *J. Struct. Geol.*, **10**, pp. 701-705.
- ARTHAUD, F. & MATTE, PH. (1977) – Late-Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**, pp. 1305-1320.
- 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, pp. 1-26.
- BAPTISTA, J. (1995) – Paleosismicidade na Bacia de Vila Real (Zona de Falha Penacova-Régua-Verín). Universidade do Porto-Faculdade de Ciências, Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico, *Memória n.º 4, IV Congresso Nacional de Geologia*, pp. 221-225.
- (1998) – *Estudo Neotectónico da Zona de Falha Penacova-Régua-Verín*. Dissertação de doutoramento, Secção de Geologia da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, 346 p.
- BAPTISTA, J.; CABRAL, J. & RIBEIRO, A. (1997) – Evolução tectónica da Zona de Falha Penacova-Régua-Verín. *XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Comunicações*, pp. 27-30.
- BARNETT, R. L. & KERRICH, R. (1980) – Stress corrosion cracking of biotite and feldspar. *Nature*, **283**, pp. 185-187.
- BIROT, P. (1949) – *Rapport de la Commission pour la Cartographie des Surfaces d'Aplanissement*. Congrès International de Géographie, Lisbonne, Union Géographique Internationale, 116 p.
- BOIRON, M.-C.; CATHELINÉAU, M.; BANKS, D. A.; YARDLEY, B.; NORONHA, F. & MILLER, M. F. (1996) – P-T-X conditions of late Hercynian fluid penetration and the origin of granite-hosted gold quartz veins in northwestern Iberian: a multidisciplinary study of fluid inclusions and their chemistry. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **60**, pp. 43-57.
- BOIRON, M.-C.; CATHELINÉAU, M.; BANKS, D. A. & FOURCADE, S. (2001) – Au-As ore fluids in the Variscan belt (French Massif Central, North Iberian and Bohemian Massif); comparison of their fluid chemistry and their isotopic signature. In: *ECROFI XVI – Abstracts, Mem. 7*, Fac. Ciências da Univ. Porto, Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico, F. Noronha, A. Dória, and A. Guedes (eds.), pp. 53-55.
- CABRAL, J. M. (1995) – Neotectónica em Portugal Continental. *Memórias do I. G. M.*, **31**, 265 p.
- COKE, C. J. M. (1992) – Análise Estrutural de um Sector do Autóctone da Serra do Marão. Dissertação apresentada à Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro no âmbito das provas de aptidão pedagógica e capacidade científica, 122 p.
- (2000) – *Evolução Geodinâmica do Ramo Sul da Serra do Marão: Um Caso de Deformação Progressiva em Orógenos Transpressivos*. Dissertação apresentada à Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro para a obtenção do grau de Doutor em Geologia, 330 p.
- DALLMEYER, R. D.; MARTINEZ CATALÁN, J. R.; ARENAS, R.; GIL IBARGUCHI, J. I.; GUTIÉRREZ-ALONSO, G.; FARIAS, P.; BASTIDA, F. & ALLER, J. (1997) – Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: evidence from ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of regional fabrics. *Tectonophysics*, **277**, pp. 307-397.
- EVANS, J. P. (1988) – Deformation mechanisms in granitic rocks at shallow crustal levels. *J. Struct. Geol.*, **19**, pp. 437-443.
- FEIO, M. (1951) – A depressão de Régua-Verín. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, **32**, pp. 5-48.
- FERREIRA, M. P. & MATOS, A. V. (1993) – Idades radiométricas K-Ar em granitos de Vila Real (Norte de Portugal). *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra*, **116**, pp. 71-75.
- 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.
- GOMES, M. E. (1989) – *Geoquímica dos granitóides e seus minerais da região de Telões – Vilarinho da Samardã*. Dissertação de mestrado em Geoquímica, Universidade de Aveiro, 152 p.
- HANMER, S. K. (1980) – Microstructure and geochemistry of plagioclase and microcline in naturally deformed granite. *J. Struct. Geol.*, **32**, pp. 71-85.

- HARDCASTLE, K. C. (1989) – Possible paleostress tensor configurations derived from fault-slip data in Eastern Vermont and Western New Hampshire. *Tectonics*, **8**, pp. 265-284.
- HELGESON, H. C.; MURPHY, W. M. & AARGAARD, P. (1984) – Thermodynamic and kinetic constraints on reaction rates among minerals and aqueous solutions. II. Rate constants, effective surface area, and the hydrolysis of feldspar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**, pp. 2405-2432.
- HIRTH, G. & TULLIS, J. (1992) – Dislocation creep in quartz aggregates. *J. Struct. Geol.*, **14**, pp. 145-159.
- IGLESIAS, M. & RIBEIRO, A. (1981a) – Zones de cisaillement dans l'arc ibero-armoricain. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, **67** (1), pp. 85-87
- (1981b) – La zone de cisaillement ductile de Jusbado (Salamanca) - Penalva do Castelo (Viseu): un linéament ancien réactivé pendant l'orogénese hercynienne?. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, **67** (1), pp. 89-93.
- JANECKE, S. U. & EVANS, J. P. (1988) – Feldspar-influenced rock rheologies. *Geology*, **16**, pp. 1064-1067.
- LASAGA, A. C. (1984) – Chemical kinetics of water-rock interactions. *J. geophys. Res.*, **89**, pp. 4009-4025.
- LOURENÇO, J. M. M. (1997) – *Um estudo geológico da Bacia de Telões*. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro. Trabalho de síntese apresentado no âmbito das provas de aptidão pedagógica e capacidade científica, 122 p.
- MARQUES, F. O. (1998) – Post-Collisional Tectonics: nature and experiment. *4.ª Conferência Anual do GGET*, Univ. do Porto, *Geólogos*, **2**, pp. 51-54.
- MARQUES, F. O. & MATEUS, A. (1998) – Have NNE-SSW transcurrent shear zones always been sinistral in the Variscan basement? *4.ª Conferência Anual do GGET*, Univ. do Porto, *Geólogos*, **2**, pp. 73-76.
- MARQUES, F. O.; MATEUS, A. & TASSINARI, C. (2001a) – The Late-Variscan fracture network in Portugal (NW Iberian): a re-evaluation. *EUG, Journal of Conference Abstracts*, **6** (1), pp. 6-27.
- MARQUES, F. O.; MATEUS, A.; TASSINARI, C.; SILVA, P. & MIRANDA, J. M. (2001b) – The Amares basin: an ENE-WSW graben formed by recent reactivation of the Late-Variscan fracture network? *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, **88**, pp. 33-49.
- MARTINS, H. C. B. (1989) – *Contribuição para o conhecimento dos granitóides biotíticos da região de Vila Pouca de Aguiar*. Dissertação apresentada à Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro no âmbito das provas de aptidão e capacidade científica, 94 p.
- (1998) – *Geoquímica e petrogénese de granitóides biotíticos tardiectónicos e pós-ectónicos. Implicações metalogénicas*. Dissertação de doutoramento apresentada à Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real, 288 p.
- MARTINS, H. C. B.; NORONHA, F. & LETERRIER, J. (1997) – *Geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica dos maciços graníticos tardiectónicos de Vieira do Minho e pós-ectónico de Vila Pouca de Aguiar (Norte de Portugal)*. XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, UTAD, Vila Real, 115 p.
- MATEUS, A. (2001) – Dinâmica de fluidos tardi-Varisca; constrangimentos geodinâmicos e implicações metalogénicas. *7.ª Conferência Anual do GGET*, IGM, Lisboa, pp. 12-18.
- MATEUS, A. & NORONHA, F. (2001) – Late-Variscan crustal uplift of the Iberian Terrane as a response to isostatic rebound; implications for the brittle-ductile transition, fluid circulation and metallogenesis. In: *Memórias do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade do Porto*, **7**, (F. Noronha, A. Dória & A. Guedes - eds.), pp. 295-298.
- MATEUS, A.; ANDRADE, M.; CABRAL, J. & MONTEIRO SANTOS, F. (1999) – Análise cinemática e dinâmica da rede de fracturas identificadas na região de Sta Comba da Vilarça-Pocinho (NE Portugal). *5.ª Conferência Anual do GGET*, UTAD, Vila Real, pp. 18-25.
- MATEUS, A.; RIBEIRO, A. & BARRIGA, F. J. A. S. (1995) – Pore fluid and seismogenic characteristics of fault rocks within the Vilarça Fault Zone (NE Portugal): evidences for deep fluid circulation during the uplift of the variscan continental crust. *Fac. Ciências, Univ. Porto, Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico, Memória n.º 4*, (F. Sodré Borges, M. Marques - eds.), pp. 281-285.
- MATOS, A. V. (1991) – *A geologia da região de Vila Real: evolução do Complexo Xisto-Grauváquico, do Ordovícico, dos Granitóides Hercínicos e dos Depósitos Minerais Associados*. Dissertação apresentada à Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro para a obtenção do grau de Doutor em Geologia, 312 p.
- MICHBAYASHI, K. (1996) – The role of intragranular fracturing on grain size reduction in feldspar during mylonitization. *J. Struct. Geol.*, **18**, pp. 17-25.
- MITRA, G. (1978) – Ductile deformation zones and mylonites: the mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement. *Am. J. Sci.*, **278**, pp. 1057-1084.
- NORDSTROM, D. K. & MUNOZ, J. L. (1985) – *Geochemical Thermodynamics*. Blackwell, Palo Alto, California, 437 p.
- NORONHA, F. (2001) – Contribuição do estudo das inclusões fluidas para o conhecimento dos sistemas hidrotermais no soco Varisco. XII Semana de Geoquímica – VI Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Faro, pp. 31-38.
- NORONHA, F.; CATHELINÉAU, M.; BOIRON, M.-C.; BANKS, D. A.; DÓRIA, A.; RIBEIRO, M. A.; NOGUEIRA P. & GUEDES A. (2000) – A three stage fluid model for Variscan gold metallogenesis in northern Portugal. *Journal of Geochemical Exploration*, **71**, pp. 209-224.
- ONÉZIME, J.; CHARVET, J.; FAURE, M.; CHAUVET, A. & PANIS, D. (2002) – Structural evolution of the southernmost segment of the West European Variscides: the South Portuguese Zone (SW Iberian). *J. Struct. Geol.*, **24**, pp. 451-468.
- PARNEIX, J. C. (1987) – *Mécanisme de l'alteration hydrothermale des granites – implication pour le stockage de déchets radioactifs de haute activité*. Ph.D. Thesis. Univ. of Pierre and Marie Curie, Paris.
- PATERSON, M. S. (1978) – *Experimental Rock Deformation – The Brittle Field*. Springer-Verlag, Berlin, 158 p.

- PEREIRA, E.; RIBEIRO, A. & MEIRELES, C. (1993) – Cisalhamentos hercínicos e controlo de mineralizações de Su-W, Au e U na zona Centro-Ibérica em Portugal, Cuad. Lab. Xeol. Laxe, Coruña, v. 18, pp. 89-119.
- PEREIRA, E.; IGLESIAS, M. & RIBEIRO, A. (1984) – Leucogranitos – “stockscheider” e o controlo estrutural da mineralização na mina de Montesinho – Bragança. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 70, pp. 11-22.
- PEREIRA, Z. (1999) – Palynostratigraphy of Southwest Portugal, South Portuguese Zone. *Comun. Inst. Geol. e Min.*, 86, pp. 25-58.
- PETTIT, J. P. (1987) – Criteria for the sense of movement of fault surfaces in brittle rocks. *J. Struct. Geol.*, Vol. 9, pp. 597-608.
- PETTIT, J. P.; PROUST, F. & TAPPONIER, P. (1983) – Critères de sens de mouvement sur des miroirs de failles en roches non calcaires. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XXV, (4), pp. 589-608.
- POLLARD, D. D. & SALTZER, S. D. (1993) – Stress inversion methods: are they based on fault assumptions? *J. Struct. Geol.*, 15, pp. 1045-1054.
- RIBEIRO, A. (1974) – Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. *Mem. Serv. Geol. de Portugal*, 24, 168 p.
- RIBEIRO, A.; ANTUNES, M. T.; FERREIRA, M. P.; ROCHA, R. B.; SOARES, A. F.; ZBYSZEWSKI, G.; ALMEIDA, F. M.; CARVALHO, D. & MONTEIRO, J. H. (1979) – *Introduction à la Géologie Générale du Portugal*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 114 p.
- RIBEIRO, A.; KULLBERG, M. C.; CABRAL, J. C.; MADEIRA, J.; BRUM, A. P. & MONIZ, C. (1988) – Alpine Geodynamics of the West-Iberia Margin. *Proceedings of the 5th Workshop on the E. G. T. Project: The Iberian Peninsula*, Estoril, 11-12 Novembro 1988, (eds. Banda, A. and L. A. Mendes Victor). European Science Foundation, C. E. C., pp. 91-98.
- RIBEIRO, A.; QUESADA, C. & DALLMEYER, R. D. (1990) – Geodynamic evolution of the Iberian Massif. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberian*, R. D. Dallmeyer & E. Martinez eds., Springer-Verlag, Heidelberg, pp. 399-411.
- STEL, H. (1986) – The effect of cyclic operation of brittle and ductile deformations on the metamorphic assemblage in cataclasites and mylonites. *Pure Appl. Geophys.*, 124, pp. 289-307.
- TULLIS, J. & YUND, R. A. (1980) – Hydrolytic weakening of experimentally deformed Westerly granite and Hale albite rock. *J. Struct. Geol.*, 2, pp. 439-451.
- WHITE, J. C. & WHITE, S. H. (1983) – Semi-brittle deformation within the Alpine fault zone, New Zealand. *J. Struct. Geol.*, 5, pp. 579-589.
- WOOD, B. J. & WALTHER, J. V. (1983) – Rates of hydrothermal reactions. *Science*, 222, pp. 413-415.
- YUND, R. A. & TULLIS, J. (1980) – The effect of water, pressure and strain on Al/Si order-disorder kinetics in feldspar. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72, pp. 297-302.
- ZHENG, Y. & GANDAIS, M. (1987) – Modèles de structure des dislocations (010)[001] dans les feldspaths alcalins. *Bull. Minéral.*, 110, pp. 15-24.