Comunicações Geológicas, 2010, t. 97, pp. 81-98

Estudo dos fluidos associados com a epissienitização de granitos biotíticos do Gerês e da Guarda (Portugal)

Study of fluids related to hydrothermal alteration of biotite granites from Gerês and Guarda (Portugal)

Luís Jaques*; Iuliu Bobos** & Fernando Noronha***

Palavras-chave: Epissienitização, dissolução do quartzo, planos de inclusões fluidas.

Resumo: Em rochas graníticas das regiões do Gerês e da Guarda, ocorrem estruturas alteradas com enrubescimento, comummente designadas de "epissienitos". O processo de alteração hidrotermal que lhes deu origem envolveu metassomatismo alcalino, dissolução do quartzo magmático e a transformação dos minerais primários presentes nas rochas graníticas. Os fluidos hidrotermais directamente associados com o processo de epissienitização, ficaram aprisionados em microfracturas no quartzo – Planos de Inclusões Fluidas (PIF), com orientações idênticas às das estruturas onde ocorrem as rochas alteradas. Trata-se de fluidos aquosos de baixa salinidade do sistema H_2O-NaCl e com temperaturas de homogeneização inferiores a 300 ºC. Evidenciam carácter alcalino, possivelmente com uma origem meteórica, e circularam a uma profundidade que não ultrapassou os 5 km, durante os eventos finais da orogenia Hercínica.

Keywords: "Episyenitization", quartz dissolution, fluid inclusion planes.

Abstract: In granites, particularly from Gerês and Guarda regions, occur reddish altered rocks, commonly known as "episyenites". These rocks resulted from a hydrothermal alteration process and involved alkali metasomatism, magmatic quartz dissolution and transformation of the primary minerals present in granites. The hydrothermal fluids, directly associated with the episyenitization process, were trapped in quartz microfractures – Fluid Inclusion Planes (FIP), consistent with the most important directions of altered structures. These fluids are low-salinity aqueous fluids from the H_2O-NaCl system and homogenization temperatures lower than 300 ºC. They have an alkaline character, possibly with a meteoric origin and circulated to a depth lower than 5 km during the final events of the Hercynian orogeny.

1 – INTRODUÇÃO

Tem sido referenciada desde há longa data, nas regiões predominantemente graníticas do norte e centro de Portugal continental, a existência de afloramentos de rochas alteradas que apresentam afinidades epissieníticas.

As rochas epissieníticas ocorrem em contextos graníticos onde, frequentemente, se verifica também a presença de mineralizações de U e/ou Sn-W, entre outras. Esse facto fez com que se registasse um maior interesse pelo estudo deste tipo específico de alteração onde, para algumas das situações, chegou a ser admitida como tendo uma relação directa com o próprio processo mineralizante. As interpretações relativas a este processo de alteração de rochas graníticas, considerado como hidrotermal e designado por epissienitização, são tema de um grande número de trabalhos desenvolvidos em diversos maciços da cadeia Hercínica europeia, destacando-se os realizados por Sarcia & Sarcia (1962), Leroy (1971, 1978, 1984), Cuney (1974 e 1978) e Cathelineau (1985, 1986, 1987) no Maciço Central Francês, por Ugidos (1974), Caballero *et al.* (1993, 1996) e Recio *et al.* (1997) no Sistema Central Espanhol e, mais recentemente, por Hecht & Thuro (1998) e Hecht *et al.* (1999) no Maciço da Boémia, na Alemanha.

* Centro de Geologia da Universidade do Porto, Rua do Campo Alegre, N.º 687, 4169-007, Porto. ljribeir@fc.up.pt
** Centro de Geologia da Universidade do Porto, Rua do Campo Alegre, N.º 687, 4169-007, Porto. ibobos@fc.up.pt
*** Centro de Geologia da Universidade do Porto, Rua do Campo Alegre, N.º 687, 4169-007, Porto. fmnoronh@fc.up.pt

© INETI 2010. Todos os direitos reservados.

No caso do território de Portugal, ÁVILA-MARTINS (1972), PALÁCIOS (1974), ÁVILA-MARTINS & SAAVEDRA (1976), CHEILLETZ & GIULIANI (1982) e GIULIANI & CHEILLETZ (1983), referem a ocorrência de rochas epissieníticas no norte do país, nomeadamente, no maciço granítico do Gerês, onde os últimos autores consideram a sua possível associação com a ocorrência de mineralizações de Sn-W. Também, na região centro, TORRE DE ASSUNÇÃO (1956) refere a existência, nos granitos das Beiras, de rochas alteradas com as mesmas características, assumindo a possibilidade de uma relação genética entre este processo e as mineralizações de U que aí ocorrem. Mais recentemente, NEIVA *et al.* (1987) descreveram o mesmo tipo de litologias associadas com a ocorrência de falhas e zonas de cisalhamento, em rochas graníticas da Serra da Estrela.

Na generalidade das ocorrências referidas, as zonas que são caracterizadas pela alteração epissienítica e que afectam localmente as rochas graníticas, ocupam áreas pouco expressivas em termos de largura, não ultrapassando algumas dezenas de metros à escala do afloramento e apresentam uma cor avermelhada, por vezes, muito intensa. Normalmente, observa-se a existência de uma zona periférica a envolver a parte central, maciça e rica em feldspato. As zonas alteradas ocorrem na dependência directa de fracturas que cortam os maciços graníticos, as quais terão proporcionado um aumento da permeabilidade da rocha, facilitando a circulação dos fluidos hidrotermais que lhes deram origem.

O desenvolvimento deste processo de alteração, implica a ocorrência de importantes transformações ao nível da mineralogia principal da rocha granítica encaixante, tendo como resultado a génese de associações minerais mais estáveis. A transformação mineralógica mais frequente, corresponde à dissolução do quartzo de origem magmática, o que leva à formação de cavidades na rocha granítica alterada, as quais podem posteriormente, ser preenchidas com fases minerais mais tardias.

Admite-se que a origem do processo de epissienitização das rochas graníticas, estará directamente associada com a circulação de fluidos hidrotermais ao longo de zonas fracturadas, com expressão regional. PÊCHER *et al.* (1985) determinaram a existência de uma relação geométrica entre a ocorrência de zonas epissieníticas com a presença frequente de microfracturas nos minerais, as quais comparativamente com o granito não alterado, poderão ser consideradas como *"verdadeiras zonas de circulação de fluidos hidrotermais"*.

O presente estudo consiste na determinação das condições P-V-T-X dos fluidos directamente associados com o principal processo de alteração hidrotermal, que implicou a epissienitização das rochas graníticas em duas áreas distintas. Com este intuito, procedeu-se ao estudo dos Planos de Inclusões Fluidas (PIF), que ocorrem no quartzo de origem magmática. Tal facto deve-se à particularidade deste mineral ter revelado a presença significativa de microfracturas preenchidas com inclusões fluidas (IF), que possuem direcções idênticas às das fracturas onde ocorre a epissienitização.

2 – ÁREAS ESTUDADAS

Para o presente estudo, foram seleccionadas duas áreas graníticas, as quais se situam na serra do Gerês (Área 1) e na região da Guarda (Área 2). A primeira localiza-se no norte de Portugal, na Zona Galiza – Trás-os--Montes – ZGTM, enquanto a segunda se situa no centro, na Zona Centro-Ibérica – ZCI (Fig. 1).

2.1 – Área 1: Gerês

A Área 1 integra uma região montanhosa situada na parte NO do território de Portugal continental, junto à fronteira com a província da Galiza, Espanha (Fig. 1). O maciço granítico do Gerês é circunscrito e intrusivo em granitos sin a tardi-tectónicos e migmatitos, bem como, rochas metassedimentares com idade Silúrica inferior (NORONHA & RIBEIRO, 1983). Este maciço é constituído por quatro fácies graníticas distintas: Gerês, Paufito, Illa e Carris, sendo que as três primeiras evidenciam um zonamento espacial concêntrico (MENDES & DIAS, 1993). Os dados geocronológicos relativos à fácies do Gerês, indicam que esta se instalou entre 296 e 290 Ma e corresponde a um granito pós-tectónico, relativamente à fase D_3 da orogenia Hercínica (DIAS *et al.*, 1998).

Na mesma região, ocorrem ainda filões aplíticos e aplito-pegmatíticos, com direcções NO-SE, NNO-SSE e NE-SO estando encaixados, principalmente, nas unidades metassedimentares que ocorrem a nascente. De referir, também, a ocorrência de filões de rochas de composição básica, tanto no interior do maciço do Gerês, como no seu encaixante granítico e metassedimentar, por vezes, em associação com filões de quartzo com direcções preferenciais NNE-SSO, ENE-OSO, NE-SO e E-O. Os filões de quartzo são numerosos e ocorrem,

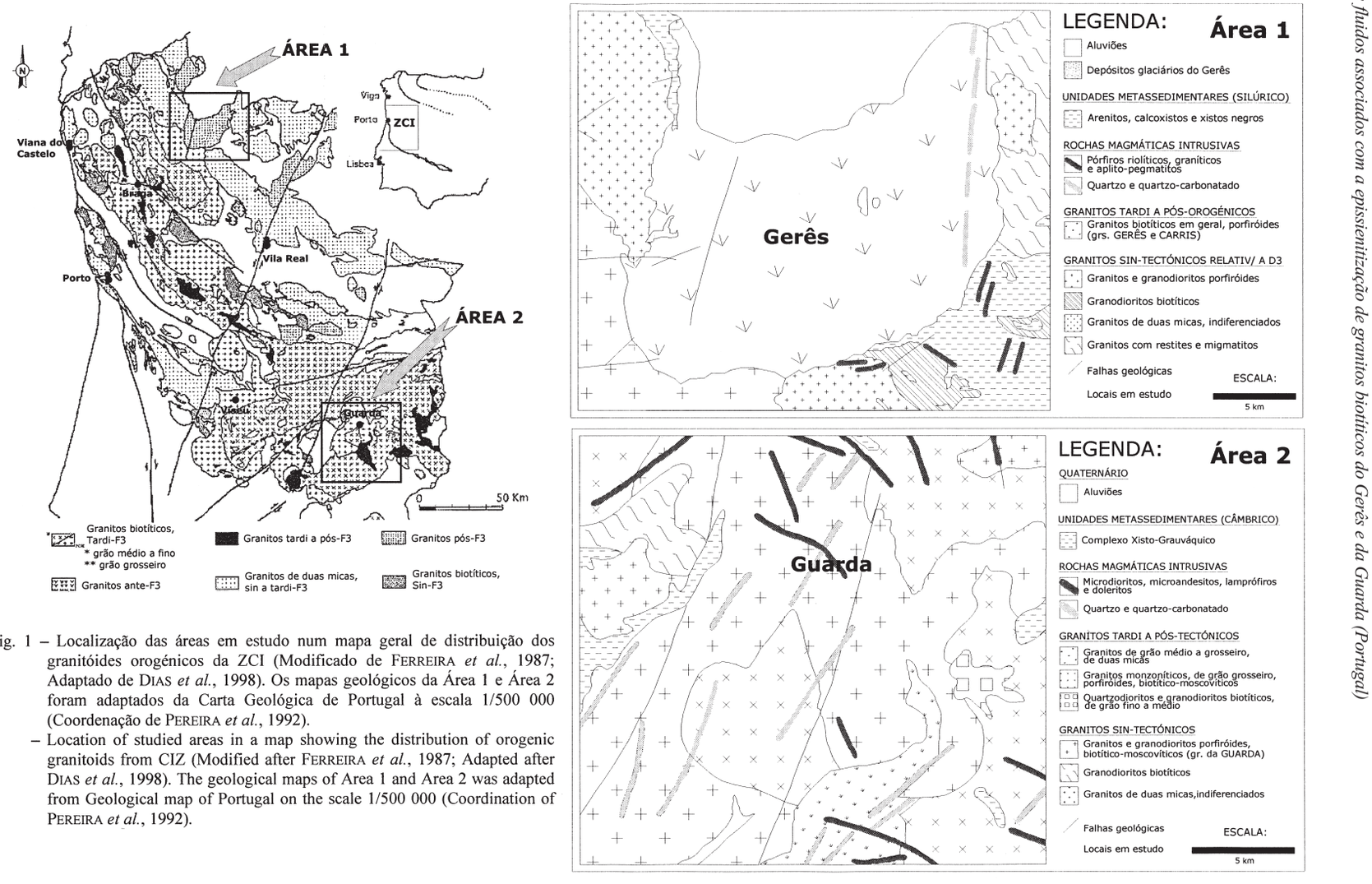


Fig. 1 – Localização das áreas em estudo num mapa geral de distribuição dos granitóides orogénicos da ZCI (Modificado de FERREIRA *et al.*, 1987; Adaptado de DIAS *et al.*, 1998). Os mapas geológicos da Área 1 e Área 2 foram adaptados da Carta Geológica de Portugal à escala 1/500 000 (Coordenação de PEREIRA *et al.*, 1992).

– Location of studied areas in a map showing the distribution of orogenic granitoids from CIZ (Modified after FERREIRA *et al.*, 1987; Adapted after DIAS *et al.*, 1998). The geological maps of Area 1 and Area 2 was adapted from Geological map of Portugal on the scale 1/500 000 (Coordination of PEREIRA *et al.*, 1992).

principalmente, na parte sul e nascente do referido maciço, assim como, no seu encaixante mais próximo, constituindo estruturas orientadas segundo as direcções principais N-S e E-O e, nalguns casos, NO-SE. Nestas estruturas, o quartzo apresenta-se mais fracturado e, por vezes, brechóide.

A ocorrência de zonas mineralizadas, nomeadamente, em filões quartzosos com orientação ENE-OSO e ESE-ONO, dá-se por exemplo com os filões mineralizados com W (Cu, Mo) das antigas minas da Borralha, a nascente do maciço do Gerês e encaixados em formações metassedimentares do Silúrico (NORONHA, 1983). Dentro da parte portuguesa do maciço granítico do Gerês, deve referir-se ainda a ocorrência de mineralizações de W-Mo-(Sn), principalmente, nas antigas minas dos Carris e Borrageiro (NORONHA, 1984).

2.2 – Área 2: Guarda

Esta área localiza-se na região da Guarda, Beira Alta, a qual é fronteiriça com a província de Castela-Leão, em Espanha. Trata-se de uma região montanhosa, onde predominam granitos, que cortam unidades de natureza metassedimentar, onde afloram inúmeras rochas filonianas de diferentes tipos. As rochas graníticas que ocorrem na Área 2 correspondem a granitos biotíticos, sin e tardi a pós-tectónicos relativamente a D_3, sendo a fácies mais abundante, porfiróide e de granularidade grosseira. DIAS *et al.* (1998) atribuem uma idade situada entre 311 e 300 Ma, para a instalação de rochas graníticas com características semelhantes da ZCI.

Ocorrem ainda formações metassedimentares pertencentes ao Complexo Xisto-Grauváquico (CXG), juntamente com rochas graníticas de duas micas sin-D_3. As estruturas frágeis regionais que afectaram as diferentes litologias, albergam filões de quartzo e de rochas básicas. Os primeiros, têm orientações NE-SO, NNE-SSO e, mais raramente, NO-SE. São constituídos por quartzo leitoso, podendo ter aspecto brechóide, sendo quase sempre verticais. Quanto às rochas básicas, apresentam cor escura e grão muito fino, ocorrendo em filões com espessura decimétrica a métrica, verticais ou subverticais e com orientação E-O, NO-SE e NNE-SSO. Por vezes, acompanham os filões de quartzo.

De referir que a Área 2 se situa na "subprovíncia uranífera das Beiras" (THADEU, 1965), pois nela ocorrem numerosos filões de quartzo brechóide, onde a mineralização é constituída por pecheblenda e por minerais secundários de urânio, nomeadamente, de autunite e torbernite.

3 – AS ROCHAS EPISSIENÍTICAS

Nas observações de campo efectuadas em ambas as áreas de estudo, foi possível verificar que as zonas de alteração episienítica constituem corpos planares com forma mais ou menos regular, os quais atravessam as rochas graníticas encaixantes, e apresentam uma extensão lateral que é variável à escala do afloramento (Fig. 2-A).

A passagem e/ou transição desde a rocha granítica original para as zonas alteradas, desenvolve-se normalmente ao longo de alguns centímetros. No entanto, em certas situações, o contacto pode ser bastante abrupto, parecendo evidenciar uma origem tectónica. À escala do afloramento, apresentam um enrubescimento intenso e uma textura muito semelhante à da rocha granítica original da qual derivaram (Fig. 2-B).

O desenvolvimento deste processo de alteração sobre as rochas graníticas, implicou o desaparecimento do quartzo primário ao longo destas zonas. Em alguns casos, verifica-se a ocorrência de zonamentos dentro do mesmo corpo de rocha avermelhada, através do desenvolvimento de zonas centrais maciças, enriquecidas em feldspato potássico, as quais passam lateralmente para zonas com cavidades, as quais podem apresentar preenchimento tardio de quartzo, muitas vezes, automórfico, juntamente com outras fases minerais secundárias, nomeadamente, albite, epídoto, clorite e óxidos de ferro.

A zona mais periférica é caracterizada através de uma cor mais ou menos avermelhada, assim como, pela presença de algum quartzo magmático correspondendo, neste caso, a um granito em vias de episienitização.

Relativamente à Área 1, foi possível confirmar no campo a ocorrência de uma etapa de fracturação, que terá sido anterior à própria formação das estruturas alteradas com enrubescimento, a qual originou fracturas e/ou cisalhamentos N-S, NE-SO e, menos frequentemente, NO-SE. De referir que CHEILLETZ & GIULIANI (1982) determinaram para a região de Las Sombras-Dos Carris, situada mais a norte desta área, uma orientação geral bastante regular, para as *"bandas"* de rochas epissieníticas que aí ocorrem, muito próxima do quadrante N-S.

Na Área 2, também se registou a ocorrência de um controle tectónico para a origem e evolução posterior deste processo de alteração. Neste caso, a orientação NE-SO que caracteriza as estruturas de rochas epissieníticas, corresponde a uma das orientações regionais principais, que ocorrem nesta área.



Fig. 2 – Alguns aspectos macroscópicos das rochas epissieníticas que ocorrem nas duas áreas em estudo. A) Vista parcial de um afloramento de rochas com enrubescimento que ocorre na região do Gerês, na Área 1. A coluna epissienítica, com cerca de 15 metros de extensão ao longo do caminho, insere-se no granito de Carris, com o qual contacta através de uma falha; B) Pormenor de uma rocha epissienítica, caracterizada através do forte enrubescimento dos megacristais de feldspato potássico que ocorre na região da Guarda, na Área 2. Apesar de evidenciar uma textura muito semelhante à da rocha granítica original, é nítida a ocorrência de uma zona central mais rica em feldspato potássico e desprovida de quartzo magmático. O contacto com a rocha granítica alterada é do tipo abrupto.

– Macroscopic aspects of episyenitic rocks occurring in both studied areas. A) Partial view of an outcrop characterized by red altered rocks from Gerês region, in Area 1. The episyenitic column, with about 15 meters in length along the way, is part of Carris granite, with which contact through a fault; B) Detail of an episyenitic rock, characterized by strong reddish megacrystals of potash feldspar from Guarda region, in Area 2. Although they present a texture very similar to the original granite, it is clear the occurrence of a central zone richer in potash feldspar and devoid of magmatic quartz. The contact with granitic rock is normally abrupt.

4 – METODOLOGIAS

Com o objectivo de se determinarem as características físico-químicas dos fluidos responsáveis pelos processos de alteração das rochas graníticas, procedeu-se a um estudo detalhado de IF, nomeadamente, uma caracterização dos Planos de Inclusões Fluidas (PIF) presentes nos quartzos das rochas graníticas. Assim, foram estudadas amostras orientadas recolhidas nas proximidades do contacto entre as zonas com enrubescimento e a rocha granítica encaixante. Em todas as amostras estudadas, o quartzo com origem magmática mantém-se preservado, apesar da coloração ligeiramente avermelhada evidente na rocha granítica.

Inicialmente foi efectuado um estudo petrográfico do(s) tipo(s) de quartzo com interesse neste estudo, tendo-se utilizado um microscópio óptico polarizante de luz transmitida (*Olympus*). As lâminas espessas usadas neste estudo, foram realizadas a partir de amostras orientadas.

Para a caracterização petrográfica das IF presentes nos quartzos, foram utilizados diversos critérios descritivos, baseados em metodologias propostas por ROEDDER (1984), SHEPHERD *et al.* (1985) e VAN DEN KERKHOF & HEIN (2001).

Foi efectuada uma identificação e caracterização dos PIF ao microscópio em amostras de ambas as áreas de estudo, tendo-se registado entre outros, a sua orientação relativa nas lâminas orientadas utilizando para tal o programa *Planif* (NOGUEIRA & NORONHA, 1995). Posteriormente, os resultados obtidos foram tratados através de um *"software"* apropriado (*StereoNet* – versão 3.03), o qual permitiu construir diagramas do tipo roseta. Deste modo, foi possível obter dados estatísticos, nomeadamente, relativos à orientação dos PIF e sua relação com o tipo de fluidos.

A análise das IF envolveu a utilização de duas técnicas não-destrutivas, nomeadamente, a Microtermometria e a Espectroscopia micro-Raman, as quais foram realizadas nos respectivos laboratórios do Centro de Geologia da Universidade do Porto (CGUP).

As análises microtermométricas envolveram a realização sistemática de medições de criometria e de termometria em IF. No primeiro caso, foi utilizada uma platina *Chaixmeca* (POTY *et al.*, 1976), em que o arrefecimento das IF foi produzido através de uma fonte externa de azoto líquido. Este equipamento permite o arrefecimento até cerca de –180 ºC. Na calibração desta platina, foram utilizadas IF padrão de cristais sintéticos e naturais de quartzo.

Para o aquecimento das IF, foi utilizada uma platina *Linkam* (modelo PR 600), que permite o aquecimento até cerca de 600 ºC. Neste caso, para a calibração desta platina foram utilizados produtos químicos com pontos de fusão conhecidos, tendo-se obtido uma curva de calibração, para a correcção dos resultados obtidos.

Nas análises de Microtermometria, obtiveram-se resultados referentes a diversos parâmetros. Assim, durante o processo de criometria foram registadas as seguintes temperaturas: Te – temperatura de fusão do primeiro cristal de gelo e TfG – temperatura de fusão do gelo. No aquecimento, apenas foi registada a temperatura TH – temperatura de homogeneização global, que pode ocorrer em fase líquida (L), vapor (V) ou crítica (C).

Os resultados microtermométricos obtidos, permitiram a obtenção de algumas das propriedades mais importantes relativamente aos fluidos estudados. Assim, foi possível obter dados referentes à composição global, salinidade, volume molar e densidade desses fluidos.

Uma forma expedita para a determinação das principais propriedades dos fluidos, consistiu na aplicação do programa *Fluids* (BAKKER, 2003) aos resultados microtermométricos obtidos neste estudo. Assim, para o cálculo dos dados composicionais dos fluidos utilizou-se o programa *Bulk* (versão 01/03), enquanto que a determinação das respectivas isócoras, foi obtida através de um outro programa, *Isoc* (versão 01/03), neste caso, com alguns dos dados calculados a partir do anterior. No primeiro caso, para a determinação do volume molar e da densidade, optou-se pela equação de estado de ZHANG & FRANTZ (1987). Quanto ao cálculo da salinidade, contou-se com o recurso à equação de POTTER *et al.* (1978). Para o cálculo das isócoras, foi seleccionada a equação de estado de BODNAR & VITYK (1994).

Para a realização das análises de Espectroscopia micro-Raman, foi utilizada uma microssonda *Labram Dilor – Jobin Yvin-Spex*, com uma potência de laser He-Ne de 20 mW, cujo equipamento apresenta uma vasta gama espectral, combinada com uma resolução em profundidade superior a 2,5 μm, com a objectiva de 100x. O aparelho apresenta um sistema electrónico, o qual se encontra directamente ligado a um computador, para controlo de aquisição e tratamento de dados. Neste caso, as medições foram efectuadas com o recurso a um laser de 633 nm (vermelho).

Os resultados analíticos adquiridos, permitiram a obtenção de um espectro Raman individual, relativo a cada IF analisada. Neste caso, analisou-se a fase vapor para verificar a possível presença de determinados compostos voláteis, tais como, CO_2, CH_4 e N_2.

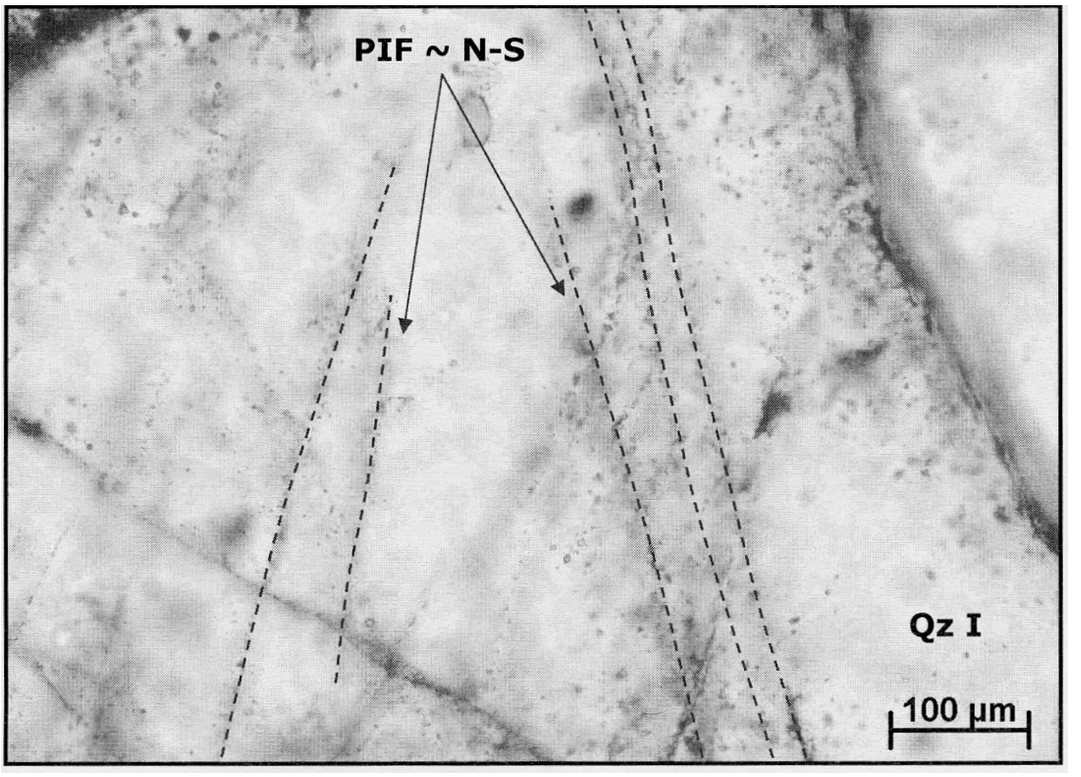


Fig. 3 – Alinhamentos de IF secundárias resultantes da microfissuração que afectou um cristal de Qz I, presente na rocha granítica alterada do Gerês. Os PIF apresentam uma orientação concordante com as estruturas alteradas com enrubescimento que é, neste caso, próxima do alinhamento N-S.

– Trails of secondary FI, which resulted from microfissuration of Qz I, present in the altered granitic rock from Gerês. The FIP have an orientation consistent with the reddish altered structures direction, in this case close to N-S trend.

5 – RESULTADOS

Na Área 1 foram recolhidas três amostras (GE-P1, GE-P2 e GE-P3), em afloramentos onde ocorre este tipo de litologias e que aparentam diferentes orientações espaciais. Quanto à Área 2, apenas foi reconhecida uma orientação predominante para as estruturas que manifestam enrubescimento, tendo sido efectuado o estudo de três amostras (GA-P1, GA-P2 e GA-24).

5.1 – Descrição petrográfica do quartzo

Os cristais de quartzo de origem magmática (Qz I) presentes nas rochas graníticas de ambas as áreas, mantêm as mesmas características petrográficas dentro das zonas levemente alteradas, próximas de estruturas alteradas com enrubescimento. Nestas últimas, os cristais de Qz I evidenciam, geralmente, a presença mais intensa de microfracturas intergranulares.

De uma maneira geral, é possível verificar que na generalidade das amostras estudadas, os cristais de Qz I apresentam formas anédricas, sendo ainda frequente o reconhecimento de alguns sinais reveladores de deformação, traduzindo-se através de extinção ondulante e de microtexturas de subgranulação e recristalização.

Quando as microfracturas se apresentam preenchidas, formam PIF intergranulares com orientações distintas, sendo de assinalar a presença de diferentes *"famílias"* (Fig. 3). Neste estudo, apenas foram caracterizados os PIF com orientações concordantes com as estruturas regionais alteradas com enrubescimento, sendo de admitir que estes constituíram as zonas preferenciais para a circulação de fluidos, que resultaram directamente no fenómeno de episssienitização das rochas graníticas, propriamente dito.

5.2 – Tipos de IF

O Qz I evidencia frequentemente a presença de microfracturas que, muitas vezes, se apresentam preenchidas com IF alinhadas, de origem secundária (PIF). Um dos principais objectivos deste estudo, prendeu-se com o facto de se poderem determinar as direcções principais dos PIF presentes. A existência de diferentes orientações dos PIF, é reveladora de uma sobreposição mais ou menos complexa, de diversos eventos de circulação de fluidos, os quais ficaram melhor registados nos cristais de quartzo.

No caso da Área 1, foram estudadas três amostras orientadas representativas de estruturas alteradas com diferentes orientações regionais, nomeadamente, N-S (GE-P1) NE-SO (GE-P2) e NO-SE (GE-P3). Assim, foram reconhecidos PIF com direcção N-S, NE-SO, NO-SE e, menos frequentemente, E-O (Fig. 4-A). Quanto às IF secundárias que se encontram representadas nos PIF que cortam os cristais de Qz I, são de pequena dimensão, raramente ultrapassando 10 μm. Apresentam formas bastante regulares, por vezes, em *"cristal negativo"*, sendo também observadas IF ovais e alongadas (Fig. 5-A). Correspondem a IF bifásicas, em que a fase gasosa pode ocupar entre 5 e 30% do volume total da IF, sendo mais frequente um valor aproximado de 10% (grau de preenchimento, Flw = 0,90). Neste último caso, não foi possível efectuar a análise de muitas IF dado que, na sua maioria possuem uma fase gasosa metaestável com movimentos *"brownianos"*, o que dificulta a realização de medições microtermométricas.

Também, são frequentes IF secundárias, monofásicas, apenas com fase líquida. A sua origem parece, contudo, ser muito semelhante à das anteriores. Em ambos os tipos de IF, não foi detectada a presença de fases sólidas.

Para a Área 2, foram estudadas três amostras, GA-24, GA-P1 e GA-P2. Foi efectuado um estudo microestrutural sobre as duas últimas amostras, com o objectivo de se determinarem as orientações principais que caracterizam os PIF presentes no Qz I. Este estudo permitiu a confirmação da existência de três orientações distintas para os PIF, nomeadamente, NE-SO, NO-SE e E-O, conforme é possível verificar através dos respectivos diagramas de rosetas (Fig. 4-B). Na globalidade, correspondem a PIF que podem apresentar continuidade variável ao longo do cristal. Contudo, tal como para a

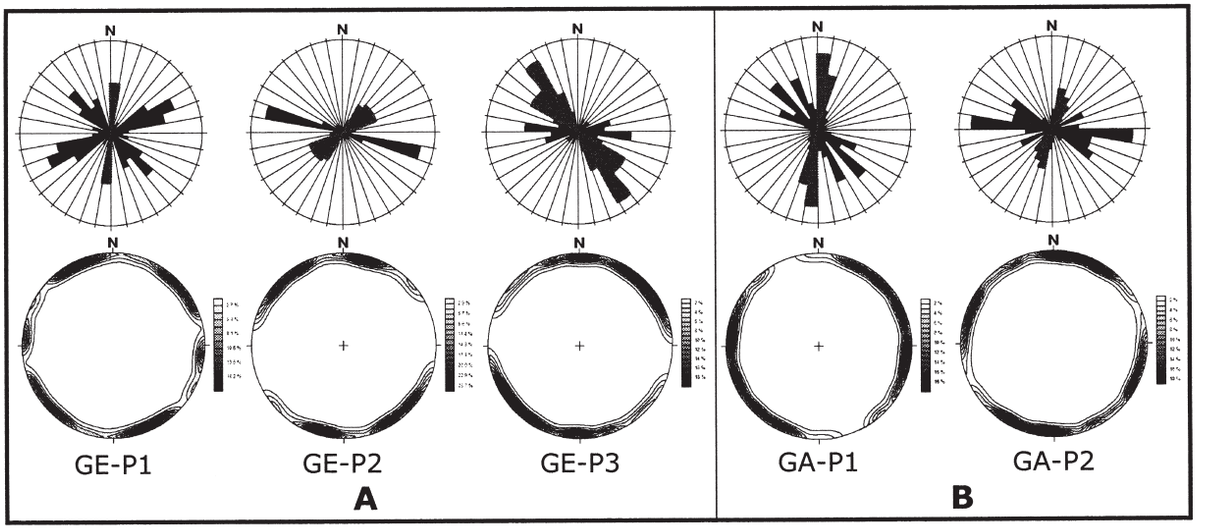


Fig. 4 – Orientações preferenciais dos PIF que foram medidos em diferentes amostras orientadas de ambas as áreas em estudo. Representam-se os diagramas de rosetas e de contornos de pólos, respectivamente, para as amostras do Gerês (A) e Guarda (B). As direcções das estruturas com enrubescimento encontram-se preenchidas a vermelho. A) GE-P1: n=74, N 0-10º; GE-P2: n=70; N 40-70º; GE-P3: n=69; N 120-160º; B) GA-P1: n=67, N 0-20º; GA-P2: n=69; N 10-40º.

– Preferential orientations of FIP, which were measured from different oriented samples collected in both studied areas. Rose and contour pole diagrams are represented, for samples from Gerês (A) and Guarda (B), respectively. The main directions of altered structures are highlighted in red. A) GE-P1: n = 74, N 0-10º; GE-P2, n = 70, N 40-70º, SG-P3, n = 69, N 120-160º, B) GA-P1: n = 67, N 0-20º; GA-P2, n = 69, N 10-40º.

Área 1, nas medições efectuadas predominam os PIF intergranulares e, em menor grau, os intragranulares.

Também aqui se procedeu à selecção de alguns PIF com uma direcção idêntica à orientação regional dominante das estruturas com enrubescimento, segundo NE-SO, a qual se encontra mais bem representada na amostra GA-P2 (Fig. 4-B). O facto de na amostra GA-P1 esta orientação se encontrar mais aproximada da direcção NNE-SSO, poderá ser explicado através de variações locais do próprio campo de tensões regional ou, mesmo, da própria distância à zona alterada mais central.

Nas amostras da Guarda, as IF presentes são bastante regulares, sendo frequentemente arredondadas, podendo ocorrer na forma de *"cristal negativo"* (Fig. 5-B). Também, podem apresentar formas tubulares. São bifásicas, de pequeno tamanho e raramente excedem 10 μm. O volume da fase gasosa da IF pode variar entre 5 e 30% sendo, o valor mais frequente de cerca de 10% (Flw = 0,90). Tal como no caso do Gerês, não foi detectada a presença de fases sólidas no interior destas IF.

5.3 – Resultados de Microtermometria

Na Tab. 1 apresentam-se de uma forma sintética, as principais características dos fluidos analisados em ambas as áreas. Os resultados microtermométricos obtidos, encontram-se representados nos histogramas referentes a TfG e a TH (Fig. 6-A e 6-B).

Para o caso da Área 1 foram estudadas 152 IF de origem secundária. Na amostra GE-P1, procedeu-se preferencialmente à caracterização das IF presentes em alinhamentos N-S. De acordo com os diagramas representados na Fig. 6-A, a TfG varia entre –5,0 e 0,0 ºC (média de –2,2 ºC), com dois máximos aos –3,0 e –1,0 ºC, respectivamente. Para a amostra GE-P2, onde foram estudadas PIF com orientação NE-SO, os valores de TfG são ligeiramente mais baixos, variando entre –6,1 e 0,0 ºC (média de –3,1 ºC), cujo máximo se situa próximo de –4,0 ºC. Em GE-P3, os valores registados para TfG são mais elevados, variando de –2,7 a 0,0 ºC (média de –1,1 ºC).

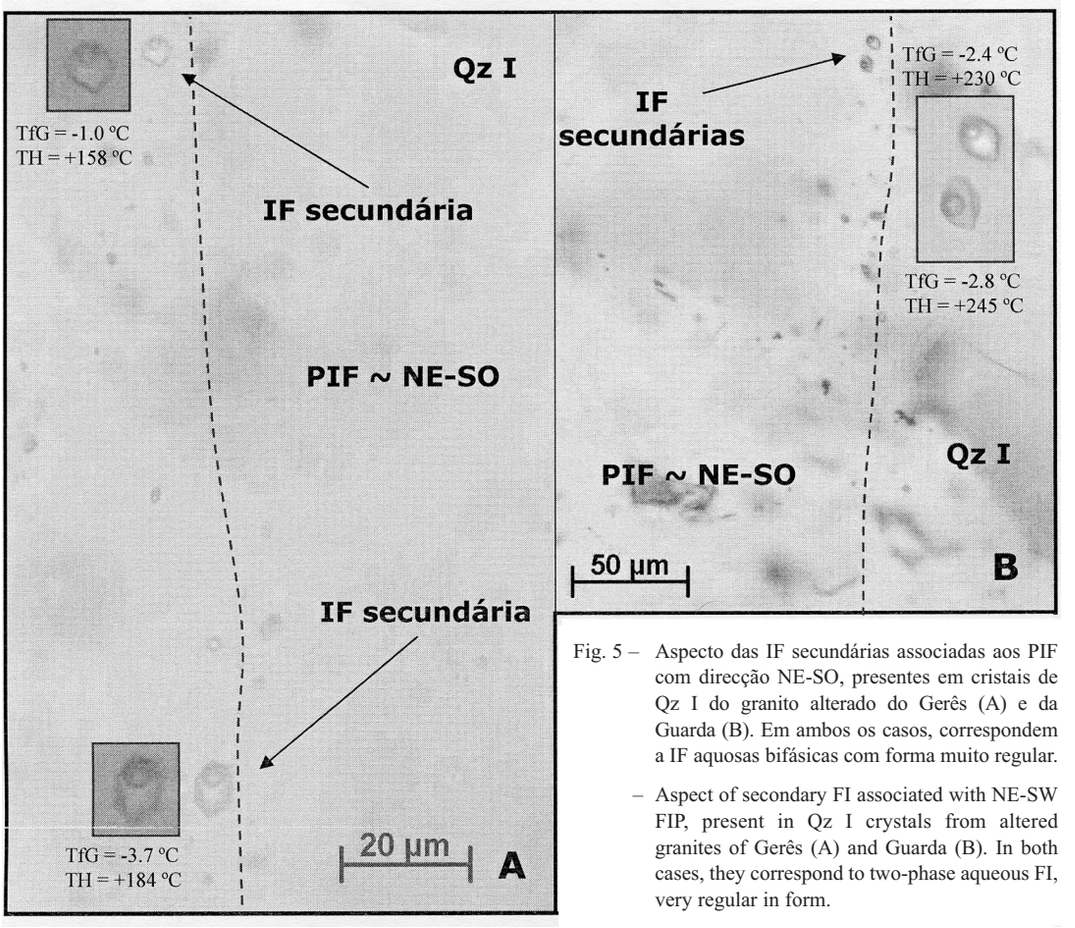


Fig. 5 – Aspecto das IF secundárias associadas aos PIF com direcção NE-SO, presentes em cristais de Qz I do granito alterado do Gerês (A) e da Guarda (B). Em ambos os casos, correspondem a IF aquosas bifásicas com forma muito regular.

– Aspect of secondary FI associated with NE-SW FIP, present in Qz I crystals from altered granites of Gerês (A) and Guarda (B). In both cases, they correspond to two-phase aqueous FI, very regular in form.

De uma forma geral, verificou-se que o valor de TfG é pouco variável ao longo do mesmo PIF, o que poderá indiciar que este não tenha sofrido modificações mais tardias. As medições de criometria efectuadas nestas IF, não indicaram a presença de substâncias voláteis nos fluidos, nomeadamente, de CO_2, CH_4 e N_2, entre outras, tendo o mesmo sido confirmado através de Microssonda Raman. Não foi detectada a presença de clatratos em qualquer situação analisada. No entanto, foi possível a obtenção de resultados relativos ao início da fusão do gelo, tendo-se obtido valores de Te situados entre –50 e –30 ºC. De acordo com DAVIS *et al.* (1990), estes valores indicam a presença, além de Na^+, de outros catiões na fase fluida aquosa, nomeadamente, de Mg^{2+} ou, mesmo, de Ca^{2+}.

Para a homogeneização global, registaram-se intervalos de temperatura bastante mais alargados, em que TH é variável consoante a amostra (direcção) considerada, tendo a mesma ocorrido sempre em líquido (Fig. 6-A). Assim, para a amostra GE-P1, determinou-se um intervalo situado entre 148 e 293 ºC (média de 196 ºC), sendo ligeiramente mais baixo para GE-P2, de 143 a 207 ºC (média de 178 ºC). No caso de GE-P3, os valores registados são bastante inferiores aos restantes, situando-se entre 122 e 162 ºC (média de 128 ºC).

Quanto aos resultados globais de TfG e TH obtidos para o Gerês, é possível verificar através dos histogramas da Fig. 6-A, a existência de dois picos de TfG situados aos –4,0 e –1,0 ºC e, apenas um pico para TH entre 180 e 200 ºC.

Relativamente à Área 2, foram analisadas 146 IF de origem secundária em três amostras. No cômputo geral, as IF associadas com os PIF orientados segundo NE-SO (próxima de N40º), apontam para a presença do mesmo tipo de fluidos. Assim, relativamente às TfG obtidas, indicam uma variação no intervalo de –6,6 a –0,1 ºC (média de –3,3 ºC). Os dados relativos ao início da fusão do gelo, indicam que as temperaturas do eutético (Te) são muito semelhantes, tendo-se cifrado entre –52 e –30 ºC, o que aponta para a presença além de Na^+, de outros catiões nos fluidos, nomeadamente, de Mg^{2+} ou Ca^{2+}.

Tal como para o caso anterior, verificou-se que a temperatura registada foi muito semelhante para as IF presentes no mesmo PIF. Por outro lado, não foi confirmada através das medições efectuadas a presença de voláteis, mesmo em quantidade suficiente para formarem clatratos, quer através de criometria, quer com a Microssonda Raman.

Quanto a TH, esta varia entre 171 e 305 ºC (média de 249 ºC), tendo a mesma ocorrido sempre em líquido.

TABELA 1

Principais características físicas, microtermométricas e composicionais dos fluidos associados aos PIF presentes em Qz I, estudados nas duas áreas em estudo. [1]PIF N-S; [2]PIF NE-SO; [3]PIF NO-SE.

Main physical, compositional and microtermometric characteristics, for fluids associated with FIP present in Qz I from both studied areas. [1]PIF N-S; [2]PIF NE-SO; [3]PIF NO-SE.

ÁREAS	GERÊS	GUARDA
Nº de IF estudadas (N)	152	146
CARACTERÍSTICAS FÍSICAS		
Origem	Secundárias	Secundárias
Ocorrência	PIF	PIF
Nº Fases (20 ºC)	Bif. (raras mono.)	Bifásicas
Tipo	Lw	Lw
Sistema	H_2O-NaCl	H_2O-NaCl
Flw (%)	0,7 a 0,9	0,6 a 0,9
MICROTERMOMETRIA		
Te (ºC)	-50 a -30	-52 a -30
TfG (ºC)	[1]-5,0 a 0,0 (-2,2) [2]-6,1 a 0,0 (-3,1) [3]-2,7 a 0,0 (-1,1)	[2]-6,6 a -0,1 (-3,3)
TH (ºC)	[1]148 a 293 (196) [2]143 a 207 (178) [3]122 a 162 (128)	[2]171 a 305 (249)
COMPOSIÇÃO		
Salinidade (% peso eq. NaCl)	[1]0,00 a 7,86 (3,71) [2]0,00 a 9,34 (5.11) [3]0,00 a 4,49 (1,91)	[2]0,18 a 9,98 (5.41)
Vm (cc/mol)	[1]19,6 a 21,9 (20,4) [2]19,5 a 21,0 (20,1) [3]19,2 a 19,8 (19,4)	[2]20,0 a 24,9 (21,9)
D (g/cc)	[1]0,83 a 0,96 (0,91) [2]0,86 a 0,96 (0,93) [3]0,92 a 0,97 (0,95)	[2]0,74 a 0,93 (0,86)

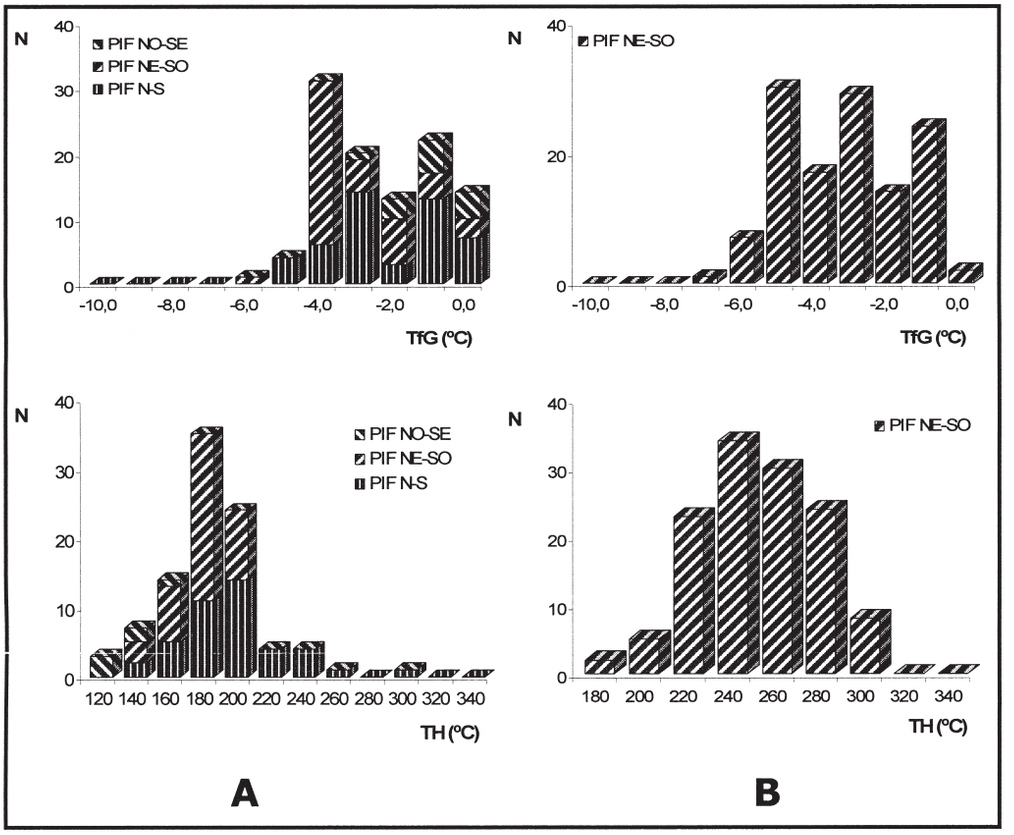


Fig. 6 – Histogramas representativos dos resultados globais referentes às temperaturas de fusão do gelo (TfG) e de homogeneização global (TH) obtidos em IF secundárias associadas aos PIF presentes em quartzos magmáticos (Qz I) para as áreas de Gerês (A) e Guarda (B), respectivamente.

– Histograms representing the whole results concerning the ice melting temperature (TfG) and global homogenization (TH), obtained in secondary FI associated with FIP present in magmatic quartz (Qz I) from Gerês (A) and Guarda (B) areas, respectively.

Na generalidade, os resultados globais obtidos para a Guarda são ligeiramente diferentes dos do Gerês. Assim, através da análise dos diagramas representados na Fig. 6-B, verifica-se que TfG é geralmente mais baixa, com dois picos aos –5,0 e –3,0 ºC. Quanto a TH, os valores globais obtidos indicam temperaturas superiores, com um pico situado entre 240 e 260 ºC.

5.4 – Composição dos fluidos

De acordo com os resultados microtermométricos obtidos através do estudo dos PIF, foi possível concluir que estes correspondem na generalidade, a fluidos aquosos (L_w) de baixa salinidade, do sistema H_2O – NaCl – (Ca, Mg, Cl_2). Para a Área 1, o cálculo da composição dos fluidos indicou a existência de pequenas diferenças, relativamente a cada uma das orientações dos PIF analisadas (Tab. 1). Os fluidos N-S apresentam uma densidade (D) mais baixa, situada entre 0,83 e 0,96 (média de 0,91). Para as restantes direcções, o valor médio é ligeiramente mais elevado, sendo de 0,93 (NE-SO) e 0,95 (NO-SE). A situação inversa é verificada para o volume molar (Vm) dos fluidos.

A salinidade média é, também, variável em função da direcção de circulação dos fluidos. Os valores mais elevados registaram-se nos PIF com orientação NE-SO, variando entre 0,00 e 9,34 % eq. peso NaCl (média de 5,11 % eq. peso NaCl).

Para os PIF com direcção N-S a salinidade média situa-se em 3,71 % eq. peso NaCl e, para a direcção NO-SE em 1,91 % eq. peso NaCl. No diagrama TH *vs.* Sali-

nidade, representado na Fig. 7, é possível verificar a variação da salinidade dos fluidos com a TH obtida para cada direcção. Assim, para o caso do Gerês, assiste-se a uma diminuição gradual dos valores de salinidade com TH, que é mais evidente para os PIF com orientação N-S (amostra GE-P1).

Para a Área 2, os fluidos associados com os PIF NE-SO, indicam resultados muito semelhantes (Tab. 1). O valor relativo à densidade global (D) destes fluidos é pouco variável, situando-se entre 0,74 e 0,93 (média de 0,86 g/cc). Do mesmo modo, o volume molar (Vm) é, também, bastante constante.

Relativamente à salinidade obtida, a mesma varia na globalidade entre 0,18 e 9,98 % eq. peso NaCl sendo que, a média mais elevada de 6,25 % eq. peso NaCl foi registada na amostra GA-P2. Conforme se pode observar através da análise da relação TH *vs.* Salinidade, representada no diagrama da Fig. 7, verifica-se tal como para o Gerês, que os valores de salinidade mais elevados correspondem a valores de TH, também, mais elevados.

5.5 – Condições P-T de aprisionamento

Na determinação das condições P-T de aprisionamento dos fluidos associados aos PIF, recorreu-se aos resultados microtermométricos para o cálculo das isócoras respectivas, bem como, a outros geotermómetros, nomeadamente, da clorite e da moscovite (JAQUES, 2008). Para o caso da clorite foi utilizado o geotermómetro de CATHELINEAU & NIEVA (1985), o qual assume uma relação positiva entre a temperatura de cristalização e o teor em Al_{IV} na estrutura deste filossilicato. Os valores médios de temperatura obtidos são variáveis, relativamente ao processo de cloritização das rochas graníticas. Assim, para as fácies de alteração epissienítica de ambas as áreas em estudo, registaram-se valores médios mais elevados de 309 ºC para o caso do Gerês, e de 295 ºC para as amostras da Guarda (Tab. 2).

Para o cálculo das temperaturas de formação relativas às diferentes gerações de moscovite, as quais ocorrem associadas às zonas alteradas com enrubescimento da

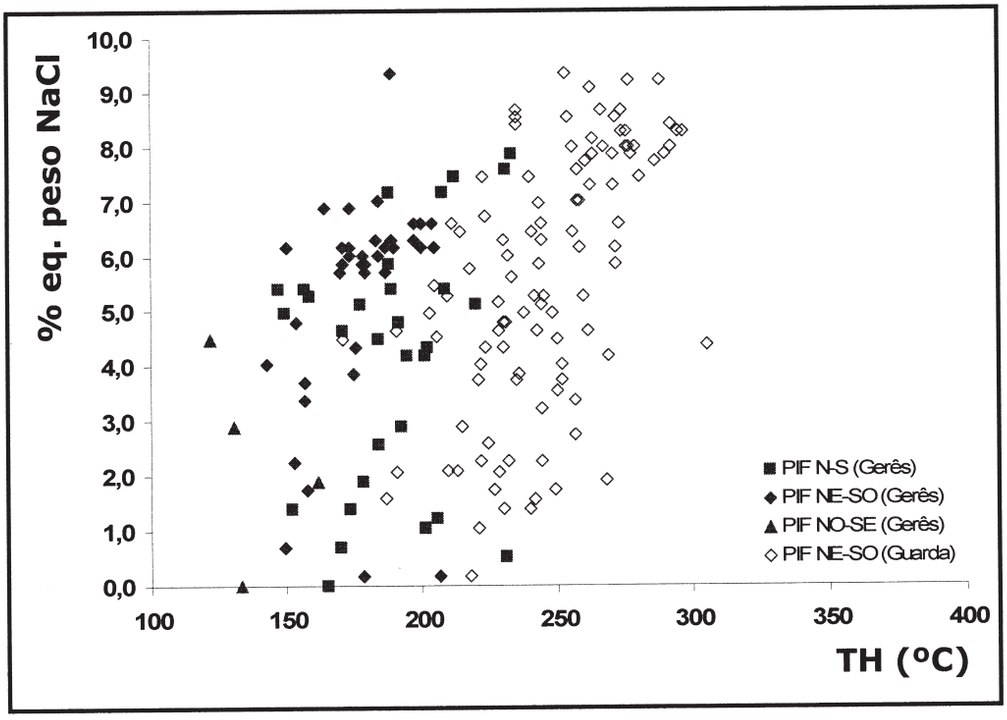


Fig. 7 – Diagrama representativo da relação TH *vs*. Salinidade (% eq. peso NaCl), para os fluidos presentes nos PIF associados com as estruturas alteradas das áreas em estudo. A evolução dos fluidos é semelhante, verificando-se uma diminuição gradual da salinidade com a temperatura de homogeneização.

– Diagram representing TH vs. Salinity (weight % eq. NaCl) relation for the fluids present in FIP associated with altered structures from both studied areas. The fluid evolution is similar, showing a gradual decrease in salinity with the homogenization temperature.

TABELA 2

Resultados médios relativos à temperatura de cristalização das clorites e das micas brancas presentes nas rochas episieníticas das duas áreas em estudo. Os valores obtidos foram calculados através do recurso a geotermómetros.

Average results of crystallization temperature of chlorites and white micas, present in episyenitic rocks from the two studied areas. These values were calculated by using geothermometers.

ÁREA	AMOSTRA	Clorite	Micas Brancas		
		Cl I	Ms II	Ms II*	Ms II**
CARRIS	GE-3 (Epi)	251 (112-311)	-	-	-
GERÊS	GE-6 (Epi)	309 (261-378)	-	-	-
GUARDA	GA-4 (Epi)	295 (284-311)	-	-	-
	GA-20 (Gr-a)	256 (135-338)	336 (308-367)	365 (305-448)	324 (304-361)
	GA-21 (Epi)	268 (168-285)	210 (131-298)	180 (152-216)	-

Cl I – clorite resultante da alteração da biotite; Ms II – agregado de micas brancas a preencher cavidades; Ms II* – micas resultantes da alteração da biotite; Ms II** – micas resultantes da alteração do feldspato; Gr-a – rocha granítica alterada sem dissolução do quartzo magmático; Epi – zona de alteração episienítica.

Cl I – chlorite resulted from biotite alteration; Ms II – white micas aggregate infilling cavities; Ms II* – mica resulted from biotite alteration; Ms II** – micas resulted from feldspar alteration; Gr-a – altered granitic rock, without dissolution of magmatic quartz; Epi – episyenitic zone.

região da Guarda, recorreu-se ao diagrama definido por LAMBERT (1959), o qual relaciona o teor em paragonite das micas brancas com a sua temperatura de cristalização. Os resultados obtidos indicam valores médios de temperatura mais elevados de 336 ºC, nomeadamente, para os agregados de micas brancas presentes em cavidades, de 365 ºC para as micas resultantes da alteração da biotite e de 324 ºC para a formação secundária de moscovite após a alteração dos feldspatos (Tab. 2). Valores médios inferiores, foram obtidos em amostras provenientes da parte mais central das estruturas alteradas.

De acordo com o diagrama P-T representado na Fig. 8, é possível verificar algumas diferenças relativamente à evolução dos fluidos L_W, responsáveis pelo processo de episienitização das rochas graníticas, nas duas áreas em estudo. Assim, para o caso da Área 1, os fluidos aquosos circularam a temperaturas que não excederam em muito os 300 ºC, a uma pressão que não ultrapassou os 115 MPa. Assumindo que as pressões são litostáticas, verifica-se que este processo terá evoluído numa profundidade máxima, da ordem dos 4 km. NORONHA (1983) refere a ocorrência de pressões situadas entre 65 e 100 MPa, para a génese do jazigo de tungsténio da Borralha, que considera como espacialmente associado aos granitos pós-tectónicos desta região.

Para a Área 2, os resultados obtidos são um pouco distintos, tendo-se registado temperaturas mais elevadas e pressões mais baixas. As condições atribuídas à evolução dos fluidos L_W relacionados com a episienitização de rochas graníticas da região da Guarda indicam uma temperatura máxima da ordem dos 360 ºC, a que corresponde uma pressão próxima de 67 MPa (Fig. 8). Neste caso, a profundidade máxima relativa à formação destas litologias de alteração situa-se em 2,5 km, admitindo tratar-se de pressões litostáticas. NEIVA *et al.* (1987) definiram neste mesmo contexto, um intervalo de pressões situado entre 100 e 150 MPa, relativamente à alteração das rochas graníticas do maciço granítico da Serra da Estrela.

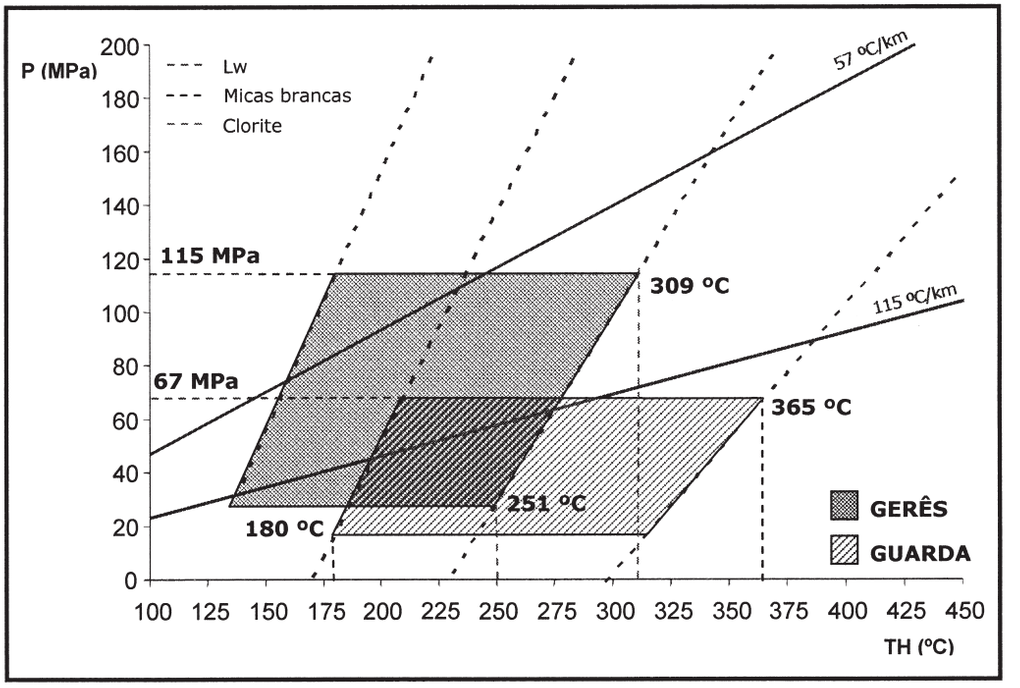


Fig. 8 – Diagrama que evidencia as condições P-T atribuídas aos fluidos L_w associados aos PIF nas zonas alteradas das áreas em estudo. Estes fluidos terão sido responsáveis pelos processos de albitização e dissolução do quartzo magmático, relacionados com o fenómeno de episssienitização que afectou as rochas graníticas.

– P-T diagram for L_w fluids associated with FIP, present in the altered zones from studied areas. These fluids have been responsible for albitization and quartz dissolution processes, related to the episyenitization event, which affected the granitic rocks.

6 – DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

LESPINASSE & PÊCHER (1986) e LESPINASSE & CATHELINEAU (1990) consideram que os PIF marcam a existência de *"zonas fossilizadas de circulação"*, em que as IF representarão os vestígios dos fluidos aprisionados, que terão sido responsáveis pela episssienitização das rochas graníticas.

Assim, assume-se que durante o processo de episssienitização das rochas graníticas estudadas, parte dos fluidos que percolaram ao longo das zonas de alteração ficaram aprisionados em microfracturas, as quais se encontram representadas através de alinhamentos secundários de IF nos cristais de quartzo de origem magmática (Qz I). Foi possível verificar que as orientações dos PIF, permitiram evidenciar a existência de uma boa correlação com as principais estruturas à escala regional, e nas quais se inserem as zonas alteradas com enrubescimento. Assim, para a Área 1 foram identificadas diferentes orientações, nomeadamente, N-S, NE-SO e, menos frequentemente NO-SE, enquanto que para a região da Guarda predomina a direcção NE-SO.

MATEUS (2001) e MATEUS & NORONHA (2001) referem-se à ocorrência de fluidos aquosos que circularam no soco rochoso da ZCI durante um período designado de tardi-Hercínico, e que estariam associados com a reactivação de segmentos de falha, contemporâneos do *"arrefecimento progressivo do sistema"*. Considera-se que estarão nesta situação, os fluidos contemporâneos do fenómeno de episssienitização que afectou as rochas graníticas de ambas as áreas. De facto, as datações obtidas no feldspato potássico através de K-Ar indicam uma idade de 273,6 ± 11,7 Ma, para a episssienitização das rochas graníticas do Gerês (JAQUES *et al.*, 2010). Para a mesma área, as moscovites associadas com a ocorrência de mineralizações de Mo nas minas da Borralha, revelaram uma idade K-Ar de 280,0 ± 5,0 Ma (NORONHA *et al.*, 2006). No caso da região da Guarda, foram calculadas idades K-Ar mais recentes para as rochas episssieníticas, de 245,0 ± 4,8 Ma (BOBOS *et al.*, 2005).

Por outro lado, os fluidos que são caracterizados neste estudo apresentam muitas semelhanças com fluidos associados a outras ocorrências de rochas epissieníticas situadas em contexto Hercínico, nomeadamente, no Sistema Central Espanhol (González-Casado *et al.*, 1996; Caballero *et al.*, 1996) e no Maciço Central Francês (Leroy, 1978; Cathelineau, 1987; Lespinasse & Cathelineau, 1990).

Quanto à origem dos fluidos hidrotermais, e para o caso da Área 1, Turpin (1984) apresenta resultados isotópicos relativos a um episienito associado com um filão de quartzo mineralizado com volframite, proveniente da região de Lovios-Gerês. Neste caso, foram obtidos valores de $\delta^{18}O$ no quartzo (+10,8‰) e no feldspato (+10,9 e +11,5‰), bem como, de δD (–29‰). De acordo com os resultados, aquele autor considera que estes poderão apontar para uma contribuição de fluidos hidrotermais com origem meteórica, tanto para a zona mineralizada como para a génese das próprias rochas epissieníticas.

Relativamente à Área 2, não existem até ao momento quaisquer dados isotópicos, que indiquem uma origem para os fluidos envolvidos. Contudo, Neiva *et al.* (1987) atribuem uma origem essencialmente meteórica, para os fluidos que participaram directamente nos processos de alteração dos granitos da Serra da Estrela, admitindo ainda alguma contribuição de fluidos resultantes do arrefecimento das rochas graníticas. No entanto, tendo em conta a grande semelhança existente entre estes fluidos com as características físico-químicas dos fluidos associados com a Área 1, não será despropositado de admitir, também, uma origem meteórica relativamente aos fluidos directamente responsáveis pelo processo de episienitização das rochas graníticas da região da Guarda.

As características microtermométricas relativas aos fluidos estudados permitiram identificar a existência de um tipo dominante de fluidos, relacionados com os PIF que cortam os cristais de quartzo de origem magmática (Qz I). Trata-se de fluidos aquosos (L_w) do sistema H_2O-NaCl, com salinidade baixa a moderada na Área 1, e moderada para o caso da Área 2. Neste último caso, as temperaturas mínimas de aprisionamento são, também, mais elevadas.

A relação entre os valores de temperatura relativos a TfG e a TH para ambas as áreas em estudo, indica a existência de uma *"evolução"* que se traduz através de uma diminuição da salinidade do fluido, à medida que diminui a temperatura do sistema hidrotermal.

O processo de circulação de fluidos que implicou a progressiva dissolução do quartzo, foi acompanhada por uma albitização mais ou menos intensa dos feldspatos, a qual corresponde a uma das fases de alteração deutérica, *"subsolidus"*, que afectou as rochas graníticas. O início da alteração hidrotermal que deu origem aos episienitos, teve lugar posteriormente ao processo de instalação e consolidação das rochas graníticas e quando estas já se encontravam num nível crustal mais alto que o correspondente ao da sua intrusão (Jaques, 2008).

A circulação dos fluidos esteve na dependência directa da intensidade da fracturação que afectou localmente as rochas graníticas e, consequentemente, da permeabilidade em grande que caracteriza estas estruturas. Assim, a circulação do tipo *"fissural"* terá permitido a entrada no sistema de fluidos hidrotermais que implicaram, principalmente, a dissolução do quartzo de origem magmática, juntamente com a alteração das restantes fases minerais *"graníticas"* ao longo dessas zonas. O aumento da porosidade, bem como, da permeabilidade da rocha granítica que se registou durante a actuação deste processo de alteração terá, de certo modo, induzido a circulação mais intensa desses fluidos com capacidade para reagir com as restantes fases minerais.

Relativamente ao fenómeno principal de alteração hidrotermal que afectou as rochas graníticas presentes em ambas as áreas de estudo, os fluidos directamente relacionados com a albitização dos feldspatos e a dissolução do quartzo de origem magmática (episienitização) terão circulado, a uma escala microscópica, ao longo de planos de IF (PIF) específicos, neste caso, controlados pelo desenvolvimento de estruturas frágeis principais, que determinaram a génese das zonas alteradas com enrubescimento.

De uma maneira geral, de acordo com os resultados obtidos através deste estudo, poder-se-á concluir que o desenvolvimento do processo de episienitização das rochas graníticas presentes nas duas áreas, decorreu sob temperaturas inferiores a 400 ºC, e que a pressão associada não terá ultrapassado os 120 MPa, para o caso de se considerarem condições litostáticas de circulação de fluidos. Assim, a existência localizada de anisotropias estruturais mais tardias, terá permitido o influxo e a circulação de fluidos hidrotermais, com uma origem essencialmente meteórica, até profundidades não superiores a 5 km, os quais interagiram localmente com as rochas graníticas, resultando na sua alteração.

AGRADECIMENTOS

O presente estudo contou com o apoio da Fundação para a Ciência e a Tecnologia (FCT) através de uma Bolsa de Doutoramento (SFRH/BD/4646/2001).

Os autores agradecem a dois revisores anónimos, pelos seus comentários e observações pertinentes, os quais contribuíram para o enriquecimento deste trabalho.

REFERÊNCIAS

ÁVILA-MARTINS, J. (1972) – Les roches granitiques rouges de la Serra do Gerês (Région Nord du Portugal). *Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências do Porto*, 83, 26 pp.

ÁVILA-MARTINS, J. & SAAVEDRA, J. (1976) – Estudo do processo de Enrubescimento do granito da Serra do Gerês (Norte de Portugal). *Memórias e Notícias, Publicações do Museu e Laboratório Geológico e Mineralógico da Universidade de Coimbra*, 82, 79-93.

BAKKER, R. J. (2003) – Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties. *Chemical Geology*, 194, 3-23.

BOBOS, I., JAQUES, L., NORONHA, F., CLAUER, N. & LIEWIG, N. (2005) – Geochemistry, geothermometry, and K-Ar dating of Episyenitic Rocks associated with the Guarda Uraniferous Granites, Portugal. *8th Biennial SGA Meeting, Beijing-China*, 225-228.

BODNAR, R. J. & Vityk, M. O. (1994) – Interpretation of microthermometric data for H_2O-NaCl fluid inclusions. *In: De Vivo, B.; Frezzotti, M. L. (Eds), Fluid Inclusions in Minerals: Methods and Applications. Short Course IMA*, 117-130.

CABALLERO, J. M., CASQUET, C., GALINDO, C., GONZÁLEZ-CASADO, J. M., PANKHURST, R. & TORNOS, F. (1993) – Geocronologia por el método Rb-Sr de las episienitas de la Sierra del Guadarrama, S. C. E., España. *Geogaceta*, 13, 16-18.

CABALLERO, J. M., GONZÁLEZ-CASADO, J. M., CASQUET, C., GALINDO, C. & TORNOS, F. (1996) – Episienitas de la Sierra de Guadarrama: un proceso hidrotermal regional de edad Pérmico Inferior ligado al inicio de la extensión alpina. *Cuadernos de Geologia Ibérica*, 20, 183-201.

CATHELINEAU, M. (1985) – Épisyenitisation ou dèquartzification hydrothermale: une typologie basée sur les successions minèrales et sur le comportement différent de Si, Na et K. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 300, 677-680.

—— (1986) – The Hydrothermal Alkali Metasomatism Effects on Granitic Rocks: Quartz Dissolution and Related Subsolidus Changes. *Journal of Petrology*, 27, 945-965.

—— (1987) – Les interactions entre fluides et minéraux: thermométrie et modèlisation. Exemple d'un systéme géothermique actif (Los Azufres, Mexique) et d'altérations fossiles dans la Chaine Varisque. *Thése Doct., L'Institut National Polytechnique de Lorraine, École Nationale Supérieure de Géologie Appliquée et de Prospection Miniére*, Nancy.

CATHELINEAU, M. & NIEVA, D. (1985) – A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 291, 235-244.

CHEILLETZ, A. & GIULIANI, G. (1982) – Role de la Déformation du Granite dans la Genèse des Episyénites Feldspathiques des Massifs de Lovios-Geres (Galice) et des Zaer (Maroc Central). *Mineralium Deposita*, 17, 387-400.

CUNEY, M. (1974) – Le gisement uranifère des Bois Noirs-Limouzat (Massif Central Français). Relations entre minéraux et fluides. *Thése, Univ. Nancy I*, 174 p.

—— (1978) – Geologic environment, mineralogy and fluid inclusions of the Bois Noirs-Limouzat Uranium Vein, Forez, France. *Economic Geology*, 73, 1567-1610

DAVIS, D. W., LOWENSTEIN, T. K. & SPENCER, R. J. (1990) – Melting behaviour of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H_2O, NaCl-KCl-H_2O, NaCl-MgCl-H_2O, and NaCl-$CaCl_2$-H_2O. Geochimica & Cosmochimica Acta, 54, 591-601.

DIAS, G., LETERRIER, J., MENDES, A., SIMÕES, P. P. & BERTRAND, J. M. (1998) – U-Pb zircon and monazite geochronology of post-collisional Hercynian granitoids from the Central Iberian Zone (Northern Portugal). *Lithos*, 45, 349-369.

FERREIRA, N., IGLESIAS, M., NORONHA, F., PEREIRA, E., RIBEIRO, A. & RIBEIRO, M. L. (1987) – Granitóides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. *In: F. Bea, A. Carnicero, J. Gonzalo, M. Lopez Plaza, M. Rodriguez Alonso, Eds.; Geologia de los Granitoides y Rocas Asociadas del Macizo Hesperico, Editorial Rueda*, Madrid. (Libro de Homenaje a L. C. García de Figuerola), 37-51.

GIULIANI, G. & CHEILLETZ, A. (1983) – Pétrologie structurale et métallogénie: l'example des épisyénites feldspathiques et des minéralisations intragranitiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 296, 845-848.

GONZÁLEZ-CASADO, J. M., CABALLERO, J. M., CASQUET, C., GALINDO, C. & TORNOS, F. (1996) – Paleostress and geotectonic interpretation of the Alpine Cycle onset in the Sierra del Guadarrama (eastern Iberian Central System), based on evidence from episyenites. *Tectonophysics*, 262, 213-229.

HECHT, L. & THURO, K. (1998) – Multistage hydrothermal alteration in quartz-depleted Hercynian granites (Episyenites) of the Königshainer Berge (Lausitz, Germany). *Terra Nostra*, 1, 53.

HECHT, L., THURO, K., PLINNINGER, R. & CUNEY, M. (1999) – Mineralogical and geochimical characteristics of hydrothermal alteration and episyenitization in the Königshain granites, northern Bohemian Massif, Germany. *Journal of Earth Sciences*, 88, 236-252.

JAQUES, L. (2008) – Estudo da episienitização de granitos da "Zona Centro-Ibérica". Contribuição para a caracterização dos processos hidrotermais pós-magmáticos. *Tese de Doutoramento. Universidade do Porto*, 506 pp.

JAQUES, L., BOBOS, I. & NORONHA, F. (2010) – Geoquímica das alterações pós-magmáticas no maciço granítico do Gerês (N de Portugal). *X Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa – XVI Semana de Geoquímica, Porto-Portugal, Memórias do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto*, 14, 229-238.

LAMBERT, R. (1959) – The mineralogy and metamorphism of the Moine schists of the Morar and Knoydart districts of Invernesse-shire. *Trans. Roy. Soc. Edin.*, 63, 553 pp.

LEROY, J. (1971) – Les épisyénites non minéralisées dans le massif de granite à deux micas Saint-Sylvestre (Limousin-France). Equilibres entre minéraux et solutions. *Thése 3éme Cycle, Université Nancy I*, 87 pp.

—— (1978) – The Margnac and Fanay Uranium Deposits of the La Crouzille District (Western Massif Central, France): Geologic and Fluid Inclusion Studies. *Economic Geology*, 73, 1611-1634.

—— (1984) – Episyénitization dans le Gisement d'Uranium du Bernardan (Marche): Comparaison avec des Gisements Similaires du Nord-Ouest du Massif Central Français. *Mineralium Deposita*, 19, 26-35.

LESPINASSE, M. & PÊCHER, A. (1986) – Microfracturing and regional stress field: a study of preferred orientations of fluid inclusion planes in a granite from the Massif Central, France. *Journal of Structural Geology*, 8, 169-180.

LESPINASSE, M. & CATHELINEAU, M. (1990) – Fluid percolations in a fault zone: a study of fluid inclusions planes in the St. Sylvestre granite, northwest Massif Central, France. *Tectonophysics*, 184, 173-187.

MATEUS, A. (2001) – Dinâmica de fluidos Tardi-Varisca: constrangimentos geodinâmicos e implicações metalogenéticas. *7ª Conferência Anual do GGET, Instituto Geológico e Mineiro* – Alfragide, 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: F. Noronha, A. Dória, A. Guedes Eds., XVI ECROFI European Current Research on Fluid Inclusions, Porto 2001, Abstracts; Memórias do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto*, 7, 295-298.

MENDES, A. & DIAS, G. (1993) – Zonalidade composicional em batólitos tardi a pós-Hercínicos: o exemplo do maciço granítico de Peneda-Gerês (NW Península Ibérica). *IX Semana de Geoquímica e II Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Porto, 1993; Memórias do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto*, **3**, 113-117.

NEIVA, A. M. R., NEIVA, J. M. C. & PARRY, S. J. (1987) – Geochemistry of the granitic rocks and their minerals from Serra da Estrela, Central Portugal. *Geochimica & Cosmochimica Acta*, 51, 439-454.

NOGUEIRA, P. & NORONHA, F. (1995) – PLANIF: um programa de análise de imagens para o estudo de microstruturas das rochas. *In: F. Sodré Borges & M. M. Marques (Coords.) – IV Congresso Nacional de Geologia. Resumos alargados, Mem. Mus. Labor. Miner. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto*, 4, 379-382.

NORONHA, F. (1983) – Estudo Metalogenético da área tungstífera da Borralha. *Tese de Doutoramento, Universidade do Porto*, 413 pp.

—— (1984) – Mineralizações espacial e genéticamente associadas ao maciço granítico da Serra do Gerês. Um exemplo de zonalidade. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, **7**, 87-99.

NORONHA, F. & RIBEIRO, M. L. (1983) – Carta Geológica de Portugal na Escala 1/50 000. Notícia Explicativa da Folha 6-A, Montalegre. *Serviços Geológicos de Portugal*, 30 pp.

NORONHA, F., RIBEIRO, M. A., ALMEIDA, A., DÓRIA, A., GUEDES, A., LIMA, A., MARTINS, H. C., SANT'OVAIA, H., NOGUEIRA, P., MARTINS, T., RAMOS, R. & VIEIRA, R. (2006) – Jazigos filonianos hidrotermais e aplitopegmatíticos espacialmente associados a granitos (norte de Portugal). *In: Geologia de Portugal no contexto da Ibéria (Dias, R. Araújo, A., Terrinha, P. e Kulberg, Editores). Univ. Évora*, Évora, 123-138.

PALÁCIOS, T. (1974) – Contribuição para o conhecimento petrográfico dos granitos da Serra do Gerês. *Boletín Geológico y Minero*, 85(5), 582-594.

PÊCHER, A., LESPINASSE, M. & LEROY, J. (1985) – Relations between fluid inclusion trails and regional stress field: a tool for fluid chronology – An example of an intragranitic uranium ore deposit (northwest Massif Central, France). *Lithos*, 18, 229-237.

PEREIRA, E. *et al.* – coord. (1992) – Carta Geológica de Portugal na Escala 1/500 000. *Serviços Geológicos de Portugal*.

POTTER, R. W., CLYNNE, M. A. & BROWN, D. L. (1978) – Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions. *Economic Geology*, 73, 284-285.

POTY, B., LEROY, J. & JACHIMOWICZ, L. (1976) – Un nouvel appareil pour la mesure des temperatures sous le microscope, l'installation de microthermométrie Chaixmeca. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, 99, 182-186.

RECIO, C., FALLICK, A. E., UGIDOS, J. M. & STEPHENS, W. E. (1997) – Characterization of multiple fluid-granite interaction processes in the episyenites of Avila-Béjar, Central Iberian Massif, Spain. *Chemical Geology*, 143, 127-144.

ROEDDER, E. (1984) – Fluid Inclusions. *Reviews in Mineralogy*, 12, 644 pp.

SARCIA, J. & SARCIA J. A. (1962) – Gîtes et gisements du Limousin. In: Les minerais uraniféres français, *Ed. PUF - Paris*, 2, 195-292.

SHEPHERD, T. J., RANKIN, A. H. & ALDERTON, D. H. M. (1985) – A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies. *Blackie & Son, Ltd.*, 239 pp.

THADEU, D. (1965) – Carta Mineira de Portugal. Notícia Explicativa. *Serviços Geológicos de Portugal*, 46 pp.

TORRE DE ASSUNÇÃO, C. T. (1956) – Petrografia do Continente Português. *TÉCNICA, Revista de Engenharia dos Alunos do I. S. T.*, 267, 12 pp.

TURPIN, L. (1984) – Altérations hidrotermales et caractérisation isotopique (O-H-C) des minéraux et des fluides dans le massif uranifère de St. Silvestre – Extensión à dáutres gisements intragranitiques d'uranium français. *Thése de 3éme Cycle, Institut Nacional Polytechnique de Lorraine*, 190 pp.

UGIDOS, J. M. (1974) – Características petrográficas y químicas de los granitos rosa al N y NE de Béjar (Salamanca). *Studia Geológica Salmanticensia*, 8, 7-12.

VAN DEN KERKHOF, A. M. & HEIN, U. F. (2001) – Fluid inclusion petrography. *Lithos*, 55, 27-47.

ZHANG, Y. & FRANTZ, D. (1987) – Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-$CaCl_2$-H_2O using synthetic fluid inclusions. *Chemical Geology*, 64, 335-350.