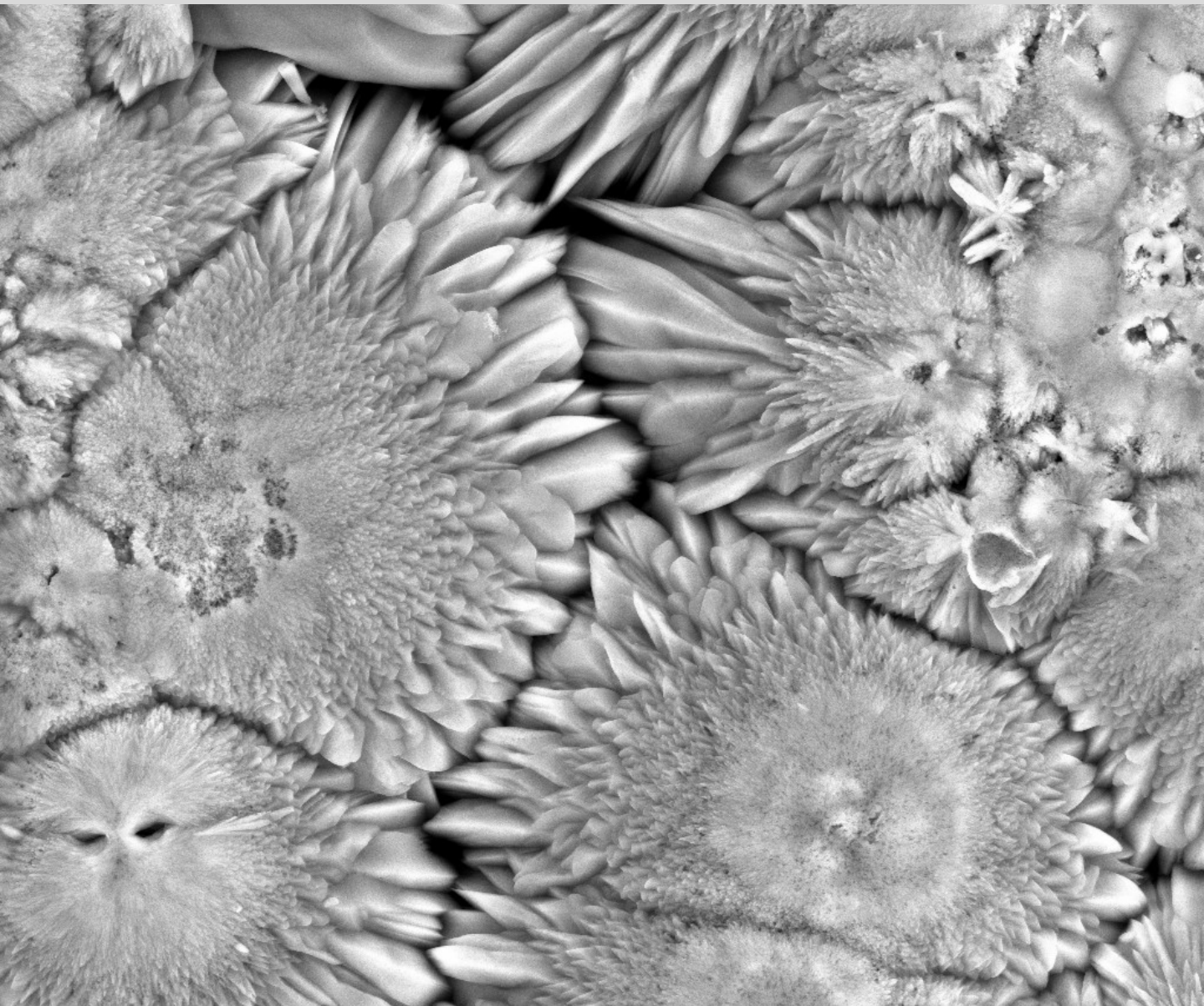


Ciências Geológicas: Ensino, Investigação e sua História

Volume II

Geologia Aplicada



Publicação Comemorativa do "ANO INTERNACIONAL DO PLANETA TERRA"

Associação Portuguesa de Geólogos
Sociedade Geológica de Portugal

J.M. Cotelo Neiva, António Ribeiro, Mendes Victor, Fernando Noronha, Magalhães Ramalho

SISTEMAS MINERALIZANTES EPIGENÉTICOS NA ZONA CENTRO-IBÉRICA; EXPRESSÃO DA ESTRUTURAÇÃO OROGÉNICA MESO- A TARDI-VARISCA

EPIGENETIC ORE-FORMING SYSTEMS IN CENTRAL-IBERIAN ZONE; PRODUCTS OF AN EVOLVING OROGENIC FRAMEWORK IN MESO- TO LATE-VARISCAN TIMES

A. Mateus¹, F. Noronha²

RESUMO

Processos geológicos profundos, como a remoção da camada térmica de fronteira ou a delaminação do manto litosférico, afiguram-se cruciais para a manutenção de um regime térmico elevado durante a orogenia Varisca. A génese/installação de grande volume de rochas granitóides representa o principal efeito de um evento de alta temperatura relacionado com aquele regime que permaneceu suficientemente elevado por vários Ma, mas com um pico entre *ca.* 340 Ma e 325 Ma. Cerca dos 300 Ma, como resultado do levantamento crustal rápido, desenvolveram-se anomalias térmicas superficiais que persistiram até, pelo menos, *ca.* 280 Ma. Esta evolução tectono-térmica, ao implicar a diminuição da resistência mecânica da crosta, por um longo período de tempo, terá também favorecido a acção competitiva de mecanismos de deformação contínua/descontínua, promovendo o desenvolvimento de diferentes estruturas tectónicas, designadamente zonas de cisalhamento sujeitas a eventos sucessivos de reactivação. Simultaneamente, aquela evolução terá facilitado o estabelecimento de condições propícias a extensa actividade hidrotermal, envolvendo diferentes fontes de fluidos em condições P-T progressivamente mais baixas segundo um *continuum* que alimentou sistemas com longo tempo de vida, alguns dos quais com assinalável importância metalogenética.

PALAVRAS-CHAVE: Mineralizações epigenéticas; Zona Centro-Ibérica; Regime tectono-térmico Varisco; Actividade hidrotermal persistente a grande escala

ABSTRACT

Deep geological processes, such as the removal of the thermal boundary layer or detachment of the lithospheric mantle, were crucial to sustain a large-scale high thermal regime during the Variscan orogeny. The genesis and emplacement of voluminous granitoid rocks represent the main effect of an HT-event related to that thermal regime, peaking at *ca.* 340-325 Ma but remaining high enough for several Ma; as a result of a rapid crustal uplift occurred at *ca.* 300 Ma, surface heat flow anomalies were developed, enduring at least till *ca.* 280 Ma. This evolving thermo-tectonic setting, reducing the crustal strength for a large time-span, allowed the progress of continuous/discontinuous deformation mechanisms, thus promoting the development of different tectonic structures, namely shear zones further subjected to successive reactivation events. Concurrently, it supported an extensive hydrothermal activity throughout the entire crust, involving distinct fluid sources in successively lower P-T conditions along a *continuum* that provided long-lived systems, some of them comprising significant amounts of ore mineral phases.

KEYWORDS: Epigenetic ore-forming systems; Central-Iberian Zone; Variscan tectono-thermal regime; Persistent and large-scale hydrothermal activity

¹ . Geologia e CeGUL, Fac. Ciências, Univ. Lisboa, Ed. C6, Piso 4, Campo Grande, 1749-016 Lisboa amateus@fc.ul.pt

² Dep. de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território da FCUP e CGUP, Fac. Ciências, Univ. Porto, Rua do Campo Alegre, 687, 4169-007 Porto fmnoronh@fc.ul.pt

1. INTRODUÇÃO

A Zona Centro-Ibérica (ZCI) integra o domínio orogénico interno da cintura Varisca Ibérica cuja constituição é dominada por rochas granitóides que intruíram uma sucessão composta por diferentes sequências metassedimentares e metavulcânicas com idades compreendidas entre o Neoproterozóico e o Carbónico Inferior (Bard et al., 1973; Ribeiro et al., 1979, 2007; Matte, 1986, 1991, 2001; Matte e Mattaeur, 2003). Estas litologias hospedam numerosos sistemas mineralizantes epigenéticos, salientando-se pela abundância relativa e importância económica os que devem a sua génese a processos relacionados com a estruturação orogénica Meso- a Tardi-Varisca (de ca. 340-315 Ma a ca. 312-270 Ma, respectivamente) e que, na sua essência, apresentam como elementos fundamentais: (i) Sn, P e/ou Li (\pm Fe, Mn, Nb, Ta, W, Mo); (ii) Sn e/ou W(-Cu, Mo); (iii) Au-Ag(-As-Sb-Pb) ou Sb-Au(-Ag-Pb-Cu) ou Sb-Cu(-Pb-Zn) ou Pb-Sb(-Zn) ou Pb-Zn. A averiguação e análise das características manifestadas por estes sistemas têm sido objecto de numerosos estudos, permitindo descrever os seus constituintes básicos e modos de ocorrência, diferenciar e classificar estruturas portadoras ou metalotectos específicos, proceder à sua classificação e compreender o essencial dos mecanismos que determinaram o transporte de metais e respectiva deposição (no tempo e no espaço). Neste âmbito e perante a impossibilidade de referenciar a totalidade dos trabalhos publicados sobre o assunto, destacam-se as recensões devidas a Neiva (1944), Thadeu (1965), Carvalho (1974), Schermerhorn (1982), Noronha *et al.* (2006), bem como alguns dos estudos que contribuíram para o conhecimento detalhado de exemplos paradigmáticos de mineralizações associadas a:

- (i) corpos pegmatíticos (Jesus, 1933; Neiva, 1954; Neiva, 1975; Gomes, 1994; Ramos, 1998 e Lima, 2000);
- (ii) domínios de endo- ou exo-contacto (Pinto, 1979; Coelho, 1993; Gaspar e Inverno, 2000);
- (iii) campos filonianos satélite de intrusões granitóides (Thadeu, 1951a; Orey, 1967; Andrade, 1971; Noronha, 1983; Bussink, 1984; Derré e Roger, 1984; Derré et al., 1987; Garcia, 1987; Gaspar et al., 1987; Adam e Cagny, 1989; Matos, 1991); e
- (iv) preenchimentos hidrotermais polifásicos em zonas de cisalhamento e falhas (Guimarães dos Santos, 1948; Thadeu, 1951b, 1982; Neiva, 1956; Gaspar, 1957; Carvalho, 1971; Portugal Ferreira et al., 1971; Sousa, 1975; Santarém Andrade et al., 1976; Gumiel e Arribas, 1987; Ramos e Sousa, 1990; Neiva e Neiva, 1990; Sousa e Ramos, 1991; Neiva, 1994; Combes et al., 1992; Couto, 1993; Gonçalves et al., 1995a,b; Noronha et al. 2000; Lourenço, 2002; Valance et al. 2003; Marques de Sá, 2008).

Não obstante o acervo de informação e conhecimento existente sobre todos estes sistemas, muitas questões permanecem em aberto, principalmente as relacionadas com a fonte de alguns dos metais e a idade absoluta dos sucessivos eventos mineralizantes, o que se revela especialmente crítico para as situações em que há evidências de recorrência e/ou rejuvenescimento da actividade hidrotermal, traduzindo tempos de vida muito longos para o desenvolvimento da anomalia metalífera. Ainda assim, a consolidação dos estudos que têm sido prosseguidos desde os anos 70 sobre a natureza química dos fluidos mineralizantes, complementados com os consagrados à variabilidade composicional e estabilidade relativa das fases constituintes das principais paragénese minerais, fornecem elementos importantes para o entendimento da evolução global dos sistemas mineralizantes em causa. Além disso, permitem, quando tomados em conjunto com os escassos dados isotópicos e com o conhecimento geológico disponível para a ZCI, a avaliação integrada dos condicionamentos exercidos pela evolução tectono-térmica Meso- a Tardi-Varisca, sobre as propriedades mecânicas da litosfera e a sustentação de sistemas hidrotermais habilitados à lixiviação, transporte e concentração de metais entre a região-fonte e o local de deposição. Este é, pois, o objectivo primordial do presente trabalho, consubstanciando e actualizando a argumentação reportada em Mateus e Noronha (2001) e Mateus (2001).

2. ENVOLVENTES PRIMORDIAIS DOS SISTEMAS MINERALIZANTES

Os sistemas mineralizantes epigenéticos reconhecidos na ZCI revelam distribuição espacial heterogénea, manifestando na maioria dos casos uma evidente relação espacial com rochas granitóides geradas e instaladas durante o período Meso- a Tardi-Varisco, ou com zonas de cisalhamento formadas e recorrentemente reactivadas neste mesmo intervalo de tempo (Fig. 1). Esta correspondência, não sendo fortuita, expressa em boa medida o condicionamento exercido pela estruturação orogénica na sustentação de diferentes processos metalogénicos ao longo de vários Ma, produzindo mineralizações distintas (na

especiação metalífera, no modo de ocorrência, no tempo e mecanismos de formação, etc.) que coexistem espacialmente.

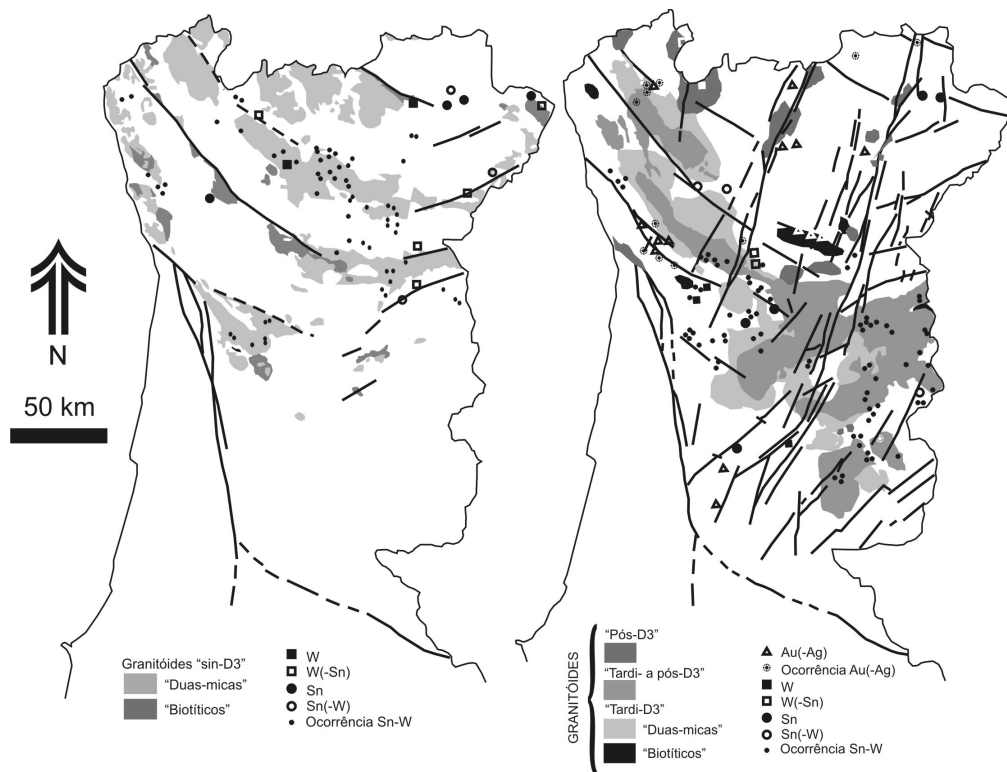


Figura 1 – Distribuição dos principais sistemas mineralizantes da CIZ e sua relação espacial com os granitoides e zonas de cisalhamento "sin-D3" (A), bem como com os granitoides "tardi- a pós-D3" e desligamentos Tardi-Variscos (B). Adaptado de Mateus e Noronha (2001), depois de Ferreira et al. (1987) e Pereira et al. (1993).

2.1 Rochas granitoides

As rochas granitoides aflorantes na CIZ têm sido classificadas de diversos modos destacando-se a categorização que faz uso da idade e relação com a 3ª fase de deformação Varisca (D3) (320-315 Ma) e que classifica os granitos sinorogénicos em sintectónicos, tarditectónicos tardi- a pós-tectónicos e pós-tectónicos.

O conjunto sintectónico "sin-D3" (ca. 320 e 310 Ma) agrega, principalmente granitos de duas micas fortemente peraluminosos com afinidade alumino-potássica e representa a cristalização de magmas derivados da fusão parcial de metassedimentos pelíticos ocorrida a uma profundidade média de 15 km sob 650-700°C e <5 kbar. O conjunto "tardi-D3" (ca. 310-305 Ma) inclui monzogranitos/granodioritos biotíticos moderadamente peraluminosos e afinidade alumino-potássica resultantes da cristalização de magmas gerados por fusão parcial de materiais metagrauacóides e/ou meta-ígneos félsicos. O conjunto "tardi- a pós-D3" (ca. 300 Ma) é dominado por leucogranitos peraluminosos de duas micas e afinidade alumino-potássica franca. O conjunto "pós-D3" (ca. 296-290 Ma) revela-se distinto de todos os anteriores, compreendendo granitoides de afinidade subalcalina ferro-potássica composicionalmente evoluídos resultantes de fusão parcial basi-crustal (Ferreira et al. 1987; Pinto et al. 1987; Dias, 2001; Azevedo e Aguado, 2006).

A instalação dos corpos granitoides "sin-D3" foi condicionada pelo campo de tensões D3 e processa-se em níveis crustais correspondentes à transição dúctil-frágil ($\approx 13-14$ km) sob 500-550°C e 3-3,5 kbar, pelo que o desenvolvimento de estruturas filonianas subsidiárias reflecte sobretudo o modo como localmente se processa a partição da deformação síncrona dos dobramentos e cisalhamentos D3 (e.g. Ribeiro, 1968; Brandão et al., 1978; Ribeiro e Pereira, 1982; Ribeiro, 2001). Pelo contrário, as rochas granitoides "tardi- e pós-D3" tendem formar plutões que frequentemente revelam raiz bem localizada (Sant'Ovaia, 2000, Sant'Ovaia et al. 2000) e se posicionam acima da transição dúctil-frágil a profundidades progressivamente mais superficiais, podendo os corpos mais tardios atingir 4-5 km. As auréolas de metamorfismo de contacto são então comuns, desenvolvendo-se predominantemente sob temperaturas

≈500-550°C e pressões ≤2 kbar. O campo de tensões associado a estas intrusões, prevalecendo sobre o regional, propicia o desenvolvimento de diferentes estruturas subsidiárias cuja natureza e distribuição espacial depende principalmente da evolução da configuração de tensões em torno da cúpula intrusiva durante o seu arrefecimento que, inclusive, poderá retomar descontinuidades mecânicas pré-existentes nas formações encaixantes (e.g. Inverno e Ribeiro, 1980; Ribeiro e Pereira, 1982; Derré et al., 1986; Ribeiro, 2001).

Do exposto se depreende o claro predomínio dos processos de reciclagem crustal na génese de rochas granitoides Meso- a Tardi-Variscas, independentemente da sua idade relativa, facto também relevante para a compreensão da sua “especialização geoquímica” e natureza composicional das mineralizações magmático-hidrotermais que se lhes associam. As associações reconhecidas, envolvendo sistemas pegmatíticos de Sn, P e/ou Li (\pm Fe, Mn, Nb, Ta, W, Mo), bem como sistemas do tipo skarn ou filonianos de W (-Sn \pm Cu \pm Mo \pm Pb \pm Zn) que se estabelecem na proximidade de cúpulas graníticas hidrotermalmente alteradas, não diferem assim de forma apreciável das que tipicamente se desenvolvem em ambientes orogénicos de cordilheira (e.g. Kerrich et al., 2005).

2.2 Zonas de cisalhamento D3 e rede de desligamentos Tardi-Varisca

As zonas de cisalhamento E-W a ENE-WSW, por norma manifestando evidências de reactivação recorrente e apresentando cinemática esquerda, têm sido identificadas em diversos domínios do NW Peninsular e interpretadas como conjugadas dos cisalhamentos direitos dúcteis a semi-frágeis NNW-SSE a N-S desenvolvidos durante D3 (e.g. Ribeiro et al., 1979; Iglesias e Choukroune, 1980; Iglesias e Ribeiro, 1981a, b; Pereira et al., 1993). A rede de desligamentos Tardi-Varisca, por sua vez, corta de forma indiscriminada todas as litologias constituintes do soco e apresenta evidências de movimentação polifásica, sendo constituída por diversas famílias de descontinuidades, geralmente subverticais, destacando-se as de rumo WNW-ESE, NW-SE, N-S a NE-SW e ENE-WSW, muito embora a predominância relativa dos dois últimos conjuntos concorra para o carácter vincadamente assimétrico do padrão de fracturação preservado no registo geológico (e.g. Arthaud e Matte, 1975, 1977; Ribeiro et al., 1979; Pereira et al., 1993; Mateus, 1995; Ribeiro, 2002; Lourenço et al., 2002; Marques et al., 2002). Não obstante esta sistematização, é possível demonstrar a existência de um continuum de deformação que não só corrobora a influência exercida por muitas zonas de cisalhamento no traçado de diversos desligamentos, como também documenta o estabelecimento de condições adequadas a um incremento muito significativo da permeabilidade efectiva do meio rochoso após ca. 300 Ma. Os contrastes termo-mecânicos gerados nos bordos dos maciços “sin-D3” favorecem o desenvolvimento de corredores de cisalhamento dúctil – semi-frágil que acomodam preferencialmente a deformação e constituem zonas de debilidade estrutural cruciais à nucleação subsequente da rede de desligamentos Tardi-Varisca (e.g. Reavy, 1989; Mateus, 1995, 2001; Marques et al., 2002). Por outro lado, os arranjos geométricos e características cinemáticas apresentadas pelas diferentes estruturas são conciliáveis (incluindo dobramentos D3 e descontinuidades associadas), permitindo deduzir para o período Meso- a Tardi-Varisco uma trajectória de compressão máxima (σ_1) sub-horizontal de rumo variável entre ENE-WSW e NE-SW (e.g. Iglesias e Ribeiro, 1981a, b). Daqui sobressai uma evolução gradual entre um regime de deformação transicional dúctil - semi-frágil, em que σ_1 se posiciona segundo a bissectriz obtusa do sistema conjugado de cisalhamentos, 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 aplito-pegmatíticos reconhecidos em diversas regiões da CIZ 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 de estruturas filonianas com direcção N-S ou rumos variáveis entre N30°W e N60°W é atribuível a configurações locais de tensão. Acresce referir que a reactivação Alpina de muitas destas estruturas obliterou, pelo menos em parte, registos cinemáticos anteriores, dificultando sobremaneira a interpretação dos elementos estruturais observados.

O estudo detalhado dos segmentos maiores das principais zonas de cisalhamento e de falha revela a presença de (proto-) milonitos, ultracataclitos, brechas e precipitados hidrotermais (geralmente siliciosos) polifásicos (e.g. Mateus, 1995; Mateus et al., 1995; Marques et al., 2002). Daqui se infere o importante papel daquelas descontinuidades tectónicas no escoamento focalizado e sucessivo de volumes consideráveis de fluidos crustais (ocasionalmente metalíferos) durante o período Meso- a Tardi-Varisco e Alpino. Mais se depreende que, no decurso deste intervalo de tempo e concomitantemente com o

incremento da permeabilidade efectiva do meio rochoso, diferentes foram as fontes de fluido envolvidas na génese dos diversificados precipitados hidrotermais.

3. PRINCIPAIS FLUXOS DE FLUIDOS CRUSTAIS

O conhecimento existente sobre os fluidos intervenientes na formação dos diversos precipitados hidrotermais reconhecidos em campos filonianos satélite de corpos granitóides e ao longo de zonas de cisalhamento e de falha, permite destrinçar vários conjuntos em função das suas características químicas e condições P-T de circulação. Esta informação, sendo congruente com a que se obtém via análise de paragénese mineral paradigmáticas e dados isotópicos, fundamenta a dedução de diversos parâmetros críticos na evolução de cada sistema (e.g. pH, Eh, $a(\text{O}_2)$, $a(\text{S}_2)$, etc.). Consente ainda a dedução de diferentes fontes de fluido que, ao longo da evolução geodinâmica experimentada pela ZCI durante o período Meso- a Tardi-Varisco, concorrem para o desenvolvimento de misturas em proporções variáveis de soluções aquosas de origem metamórfica, magmática e meteórica (esta última podendo apresentar modificações assinaláveis por força do tempo de residência e interacção heterogénea com o meio rochoso). Deste modo, excluindo as informações que traduzem a singularidade própria de cada sistema hidrotermal, é possível determinar os traços distintivos de cada conjunto de fluidos com representatividade regional e, assim, identificar os estádios evolutivos correlativos dos principais fluxos de fluido crustal (Fig. 2). Detalhes sobre a evolução registada por muitos destes sistemas geoquímicos, designadamente acerca dos que se revelam críticos no entendimento dos processos geradores de recursos minerais na ZCI, podem ser encontrados em, por exemplo, Noronha (1974, 1984, 1990); Kelly e Rye (1979), Neiva (1982, 1987, 1996), Campbell et al. (1988), Marignac (1982), Mateus et al. (1986, 2000), Almeida e Noronha (1988), Poly (1988, 1989, 1990), Bussink (1984); Couto et al. (1990), Noronha et al. (1992, 1999, 2000), Gomes e Gaspar (1992), Couto (1993), Banks et al. (1993), Cathelineau et al. (1993), Mateus (1995, 1997), Dória (1999), Boiron et al. (1996, 2001, 2003), Nogueira (1997), Tornos et al. (2000), Guedes (2001), Lourenço (2002), Jaques, (2008).

3.1 Fluidos intervenientes nos campos filonianos satélite de corpos granitóides

A formação das estruturas aplito-pegmatíticas mineralizadas começa por envolver fluidos aquosos de derivação magmática, composicionalmente evoluídos, em condições redox compatíveis com valores de $a(\text{O}_2)$ em torno de 10^{-19} a 10^{-17} e sob condições P-T variáveis entre 1,5-3 kbar e 630-680°C, respectivamente. Os incrementos tardios (≈ 450 -550°C) do desenvolvimento de muitas estruturas pegmatíticas complexas, por vezes zonadas, podem registar a intervenção de fluidos análogos aos que tipicamente se associam a filões quartzosos mineralizados, nomeadamente às etapas iniciais do seu crescimento, i.e. soluções aquo-carbónicas com salinidade baixa-moderada (< 10 wt% eq NaCl) cujo enriquecimento relativo em CH_4 e N_2 denuncia influência de uma componente externa ao sistema magmático, possivelmente metamórfico-derivada. Estas soluções caracterizam os eventos mineralizantes que tendem a desenrolar-se entre 450°C e 300/275°C (com especial incidência na amplitude de temperatura 350-400°C) sob pressões ≈ 1 -1,5 kbar e condições de oxidação limitadas pelos tampões Ni-NiO e QFM e que correspondem, em geral, ao período de deposição dos óxidos (cassiterite e/ou volframite). As etapas subsequentes do desenvolvimento destas estruturas (frequentemente abaixo de 250°C e 1 kbar) incluem fluidos equivalentes, embora menos ricos na componente carbónica e admitindo variações mais ou menos significativas nos valores de densidade e de salinidade; tal denuncia, geralmente, a acção de mecanismos de ebulição e/ou diluição, estes últimos traduzindo o envolvimento de fluidos aquosos superficiais (meteórico-derivados) e correspondem ao período de deposição dos principais sulfuretos (arsenopirite, calcopirite e pirite). Em muitas circunstâncias, os fluidos mais tardios são hipossalinos; porém, o registo de fluidos com salinidade elevada, por vezes hipersalinos, é comum, nomeadamente em contextos mineralógicos com fases sulfuretadas de chumbo (e zinco) abundantes.

Acresce referir que a importância desta componente fluida meteórico-derivada é tanto mais significativa quanto menor for a profundidade de instalação do sistema mineralizante, como aliás atestam os dados isotópicos disponíveis ($\delta^{18}\text{O}_F$, δD_F , $\delta^{13}\text{C}_F$ e $\delta^{15}\text{N}_F$), nomeadamente para o depósito da Panasqueira (Bussink, 1983, Bussink et al., 1984; Marignac, 1982; Poly et al., 2000). Note-se, porém, que os escassos valores $\delta^{34}\text{S}$ disponíveis para alguns destes sistemas mineralizantes ($-3,5$ a 5‰) apontam para uma fonte de enxofre basi-crustal ou mantélica (Kelly e Rye, 1979; Poly, 1987).

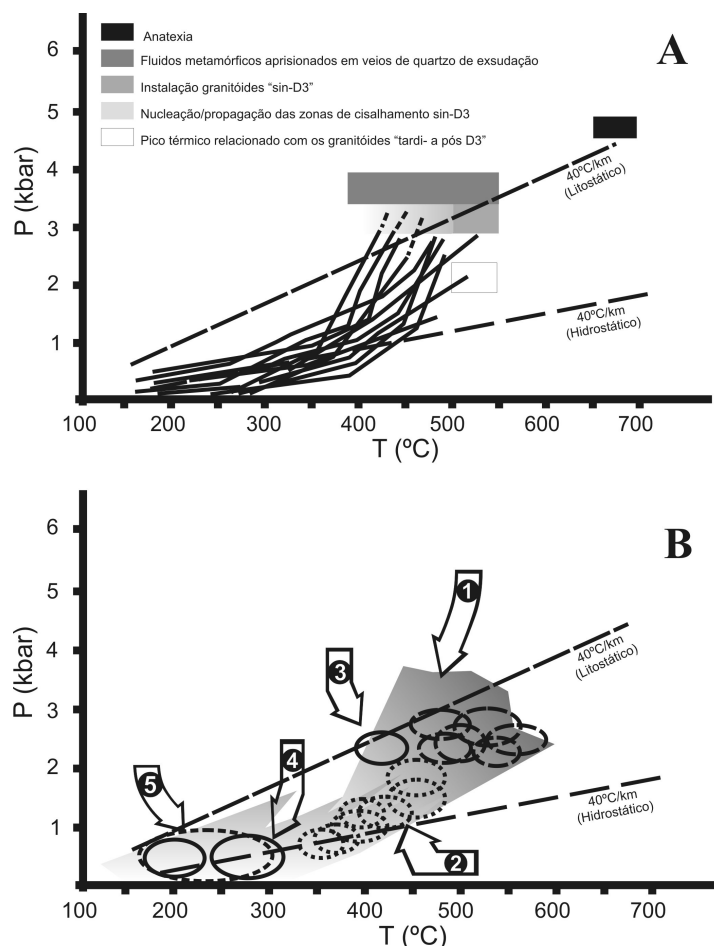


Fig.ura 2 – A: Representação esquemática da evolução P-T registada para vários sistemas geológicos localizados na ZCI, considerando os dados de inclusões fluidas. B: Condições P-T de formação dos principais sistemas mineralizantes. 1: Pegmatitos ricos em fases de Sn-, P- e Li-(Fe, Mn, Nb, Ta), aplitos contendo Sn(-W) e skarns de W; 2: Mineralizações filonianas tardias de W-(Sn) e skarns de W relacionados com granitóides “tardi- a pós-D3”; 3: Precipitados hidrotermais precoces (mais comuns) em zonas de cisalhamento reactivadas; 4: sistemas Au(-Ag); 5: sistemas Pb(-Zn-Sb). Adaptado de Mateus e Noronha (2001).

3.2 Fluidos intervenientes nas zonas de cisalhamento e de falha

Em conformidade com os dados disponíveis, os fluidos responsáveis pela formação dos precipitados minerais polifásicos que vulgarmente selam as zonas de cisalhamento ou de falha podem ser reunidos em quatro tipologias fundamentais, representando outros tantos estádios de circulação hidrotermal (e.g. Noronha et al., 2000; Lourenço e Noronha, 2000; Mateus, 2001; Guedes et al., 2001; Marques et al., 2002; Lourenço, 2002; Castro et al., 2005, Marques de Sá, 2008; Jaques, 2008).

O primeiro estádio relaciona-se com a formação de agregados de quartzo leitoso-acinzentado localmente ricos em moscovite e turmalina (e contendo quantidades acessórias de apatite e arsenopirite), os quais são passíveis de correlação com os derradeiros incrementos da instalação de diques aplíticos ao longo de estruturas NE-SW. Os fluidos que nele participam circulam sob condições mínimas de temperatura $\approx 400 \pm 50^\circ\text{C}$ e pressões < 5 kbar; apresentam composição aquosa dominante (com conteúdos em CO_2 nem sempre negligenciáveis) e salinidade geralmente moderada, para além de enriquecimentos variáveis em boro.

O segundo estádio concorre para o desenvolvimento dos vulgares preenchimentos maciços de quartzo leitoso, normalmente sujeitos a fracturação pronunciada; à deposição do quartzo sucede, em muitos casos, a precipitação de moscovite fengítica ou carbonatos Mg-Fe. A drenagem de fluidos processa-se preferencialmente em *releasing bends* ou em domínios de ressalto distensivo dos principais corredores de desligamento, ocorrendo também em fendas métricas de direcção ENE-WSW a NE-SW. Os fluxos de fluido manifestam composição aquo-carbónica e salinidade baixa a moderada (< 10 wt% eq NaCl) sob condições P-T variáveis entre 2-3,5 kbar e $450\text{-}325 \pm 5^\circ\text{C}$. Tratam-se de soluções que, apenas inicialmente, deverão ter resultado de misturas em proporções variáveis de fluidos magmáticos residuais

com fluidos resultantes de processos de desidratação metamórfica subsequentemente equilibrados com metassedimentos carbonosos (justificando o seu enriquecimento variável em $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2 \pm \text{H}_2\text{S}$). Os principais eventos de circulação são, assim, largamente dominados por fluxos com origem na sequência metamórfica cuja assinatura composicional evolui no tempo, revelando-se particularmente sensível a variações redox e aos processos de ebulição desencadeados por eventos de despressurização na zona de falha. Esta interpretação é consistente com as determinações isotópicas reportadas por Barriga et al. (1995) para o sector de Quintela de Lapaças da falha Manteigas-Vilariça-Bragança, bem como com os dados apresentados por Tornos et al. (2000) para sistemas geoquímicos correlativos localizados no sector E do Sistema Central Ibérico, as quais permitem deduzir assinaturas muito variáveis em termos de $\delta^{18}\text{O}$ (+4.7 a +9.3‰) e δD (-77 a -34‰) para os fluidos de filiação metamórfica.

O terceiro estágio induz à precipitação de quartzo leitoso + clorite \pm sulfuretos \pm sulfossais \pm electrum \pm flossilicatos \pm carbonatos. Em todos os casos conhecidos, a deposição dos diferentes minerais processa-se de forma polifásica (por vezes rítmica), reconhecendo-se diferentes episódios de fracturação e/ou brechificação. A composição química dos fluidos intervenientes neste estágio evolutivo muda substancialmente com o arrefecimento progressivo do sistema, desde temperaturas próximas de 300°C a 150-120°C, sob condições de pressão variáveis entre 2 a 0,5 kbar. Os primeiros incrementos de circulação envolvem fluidos similares aos do segundo estágio, muito embora se apresentem bastante mais empobrecidos na componente carbónica e se revelem menos salinos (usualmente < 5 wt% eq NaCl). A mistura gradual e variável entre estes fluidos com águas meteóricas determina o quimismo das soluções hidrotermais envolvidas em etapas subsequentes, o qual pode ainda ser decisivamente influenciado por processos de despressurização desencadeados por sucessivos eventos sísmicos. Os últimos fluxos de fluido são predominante aquosos, de origem meteórica, e mostram salinidades muito baixas (frequentemente < 2 wt% eq NaCl). Note-se que esta filiação meteórica é compatível com as assinaturas isotópicas assinaladas por Barriga et al. (1995) para o sector de Quintela de Lapaças da falha Manteigas-Vilariça-Bragança, assim como por Tornos et al. (2000) para fluidos em equilíbrio com paragénese mineral similar preservadas no sector E do Sistema Central Ibérico, confinando-se aos intervalos $-4.6 \leq \delta^{18}\text{O} \leq +6.3\text{‰}$ e $-51 \leq \delta\text{D} \leq -40\text{‰}$.

Face aos dados disponíveis, o terceiro estágio hidrotermal é o que manifesta maior importância metalogenética, admitindo-se que as diferentes especializações geoquímicas identificadas nos diversos sistemas mineralizantes traduzam fundamentalmente o envolvimento de distintas fontes de fluidos e de metais no tempo e no espaço. Neste âmbito refira-se que os dados isotópicos de Pb-Pb apresentados por Neiva et al. (2005, 2008) para vários exemplos de mineralizações antimoníferas localizadas no sulco Dúrico-Beirão e NE de Trás-os-Montes reflectem (re-) mobilização de Pb a partir de fontes crustais continentais em diferentes intervalos de tempo, envolvendo fraccionação U/Th significativa ($9.62 \leq \mu = 238\text{U}/204\text{Pb} \leq 9.99$; $35 \leq \omega = 232\text{Th}/204\text{Pb} \leq 39$), conforme discutido em Mateus et al. (2006).

O quarto estágio de circulação correlaciona-se com a deposição de diversas gerações de quartzo (não deformado ou evidenciando fracturação incipiente) que frequentemente selam diferentes famílias de veios e filonetes, cuja cronologia relativa é difícil de estabelecer. Este estágio evolutivo afigura-se também determinante na génese de mineralizações de Zn-Pb, formando ocorrências próprias que, não raras vezes, se sobrepõem a enriquecimentos metalíferos pré-existentes (mercê da reabertura da estrutura filoniana ou sua perturbação tectónica posterior). Os fluidos aquosos envolvidos neste quarto estágio hidrotermal são quimicamente muito diferentes dos anteriores, revelando salinidades moderadas a elevadas (vulgarmente acima de 15 wt% eq NaCl) e enriquecimentos significativos em Ca (e Mg). As condições P-T estimadas para a sua circulação cifram-se, em geral, abaixo de 1 kbar e 200°C. Estes fluxos de fluido aparentam envolver distintas fontes de fluido e/ou diferentes resultados de equilíbrios químicos estabelecidos entre fluidos (f) superficiais e rochas (r) para razões f/r baixas, subsequentemente canalizados para zonas de falha repetidamente reactivadas. Neste contexto, o carácter (hiper) salino das soluções, assim como o seu relativo enriquecimento em Ca^{2+} e Mg^{2+} , levanta problemas na ausência (?) de sequências evaporíticas que, percorridas por fluidos meteóricos, possam contribuir para o seu quimismo anómalo. O enriquecimento em Ca^{2+} pode ser explicado através de interações fluido-rocha, pressupondo razões f/r adequadas. As elevadas concentrações em Cl⁻ e Mg^{2+} (e, talvez, parte dos conteúdos em Na⁺ e K⁺) exigem uma fonte alternativa; esta é, porém, apenas uma das muitas questões que permanecem em aberto. Importa referir que estes fluidos representam os primeiros incrementos de uma nova (ou rejuvenescida) evolução hidrotermal experimentada pelo soco Varisco, sendo discutível se os mesmos marcam os derradeiros estádios Tardi-Variscos ou se constituem já o registo da actividade Eo-Alpina, como aliás é

defendido por diversos autores (e.g. Thadeu, 1951b, 1982; Couto, 1995; Noronha et al., 1998; Lourenço e Noronha, 2000; Castro et al., 2005; Marques de Sá, 2008; Jaques, 2008).

4. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

A perspectiva actual sobre a evolução geodinâmica da ZCI sugere o estabelecimento de condições adequadas a uma descompressão isotérmica generalizada do orógeno após a instalação dos mantos alóctones do NW Peninsular, o que terá favorecido amplamente a progressão de processos de anatexia (e.g. Capdevila et al., 1973; Neiva, 1973; Beetsma, 1995; Castro et al. 2000; Neiva e Gomes, 2001; Dias, 2001; Ribeiro, 1983; Reavy et al., 1991; Silva, 2001). Esta interpretação é compatível com as características apresentadas pelas rochas granitóides, cuja génese e instalação se processa durante uma apertada janela de tempo, sobrepondo-se parcialmente e sucedendo ao pico metamórfico regional (de alta temperatura e baixa pressão). Daqui resulta a inferência de um evento de alta temperatura, que marca o auge de um regime térmico elevado, bem vincado entre ca. 340 Ma e 325 Ma, mas que perdura até ca. 300/280 Ma, e cujo início é assinalado aos ca. 360-350 Ma em alguns segmentos orogénicos (e.g. Ribeiro et al., 2007). Ou seja, o evento de alta temperatura mantém-se activo após cessação da subducção oceânica e início da colisão continental durante ca. 20-30 Ma (e.g. Franke, 2000; Ribeiro et al., 2007), permanecendo suficientemente elevado para sustentar actividade magmática episódica e extensa dinâmica hidrotermal durante parte substancial do período Tardi-Varisco (ca. 312-270 Ma).

Uma das questões que persiste sem resposta adequada corresponde à natureza do processo que, em conjunto com o decaimento radioactivo, possa ter promovido o referido evento de alta temperatura. Os principais candidatos consistem na (1) remoção convectiva do nível térmico de fronteira, subjacente ao manto litosférico e (2) delaminação desta última unidade (Houseman et al., 1981; Platt e England, 1993; Schott e Schmeling, 1998), cujas consequências são similares e praticamente impossíveis de distinguir, convergindo no levantamento repentino da litosfera. Em níveis meso- e supra-crustais e na presença de descontinuidades profundas, este levantamento pode traduzir-se por um ressalto isostático, como o que deverá ter ocorrido aos ca. 300 Ma (Mateus et al., 1995; Mateus e Noronha, 2001; Marques et al., 2002), concorrendo para o posicionamento da transição dúctil-frágil a profundidades relativamente superficiais (Fig. 3). Como consequência da elevação das geotérmicas, criam-se gradientes térmicos acentuados capazes de sustentar intensa dinâmica de fluidos em toda a crosta sismogénica durante alguns milhões de anos, localmente reforçada pela que se encontra na dependência directa dos processos de arrefecimento dos corpos granitóides. Assim, concomitantemente com a exumação rápida (5-10 mm/ano) da litosfera, desenvolvem-se condições para instalar corpos granitóides em níveis supra-crustais e incrementar a permeabilidade efectiva da crosta, potenciando a circulação de fluidos com diversas origens e composições. Nos seus estádios iniciais, os fluidos drenados apresentarão filiação magmática e/ou metamórfica, e o regime de escoamento ubíquo (compatível com taxas de deformação baixas) apenas será passível de perturbação local e episódica; gradualmente, as soluções aquo-carbónicas residuais misturam-se com águas superficiais que se infiltram até profundidades consideráveis e o regime de escoamento focalizado passa a predominar.

Em conclusão (Figs. 4 e 5):

- (1) As condições P-T deduzidas para a instalação dos granitóides “sin-D3” (3-3.5 kbar, 500-550°C), próximo da transição dúctil-frágil correlacionam-se bem com as inferidas para o aprisionamento dos fluidos H₂O-CO₂(-CH₄) em veios de quartzo de exsudação observados em rochas metamórficas (e.g. Guedes et al., 2001);
- (2) A nucleação e propagação das zonas de cisalhamento sin-D3 foi favorecida por instabilidades mecânicas e térmicas desenvolvidas predominantemente ao longo dos contactos entre aqueles granitóides e as rochas metassedimentares, progredindo sob taxas de deformação (ϵ) variáveis entre 10⁻¹⁴ e 10⁻¹² s⁻¹ e valores P-T inferiores a 4 kbar e entre 450-500°C (Mateus, 1995; Mateus et al., 1995);
- (3) Na passagem Meso- Tardi-Varisca, a transição dúctil-frágil deverá posicionar-se em torno dos 12 km de profundidade, considerando que a resposta mecânica da crosta é dominada pelo comportamento reológico do feldspato e assumindo um gradiente térmico médio consistente com os dados microtermométricos disponíveis (40°C.km⁻¹). Neste contexto, ainda não será possível sustentar convecção de fluidos, pois dificilmente o escoamento conseguirá superar os gradientes de pressão litostática (Wood & Walter, 1986; Yardley, 1997), havendo fortes possibilidades dos eventuais (e transientes) circuitos convectivos serem perturbados pela deformação (Oliver, 1996);

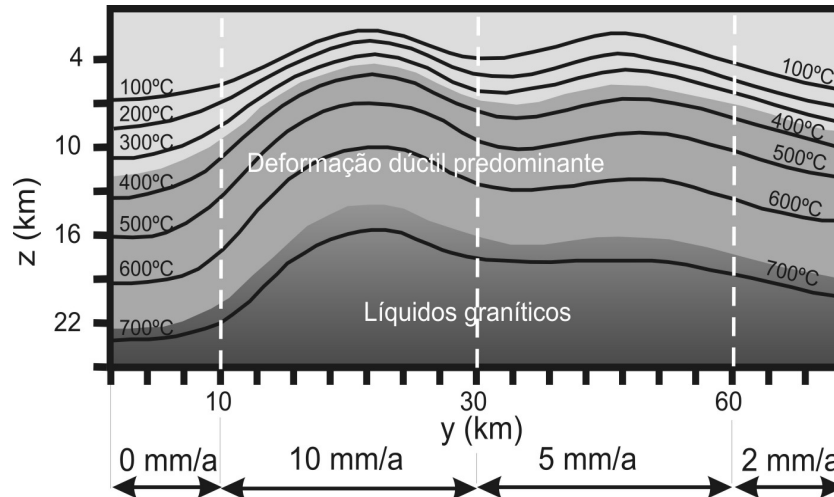


Figura 3 – Secção composta resultante da modelação numérica sobre os efeitos produzidos nas geotérmicas como resultado de ressalto isostático condicionado por duas discontinuidades, admitindo taxas de levantamento crustal variáveis de W para E e $t = 3$ Ma (ver Fig. 4 para justificação desta condição de fronteira para o modelo; adaptado de Mateus e Noronha, 2001). Detalhes sobre a equação usada $[\partial T / \partial t = k (\partial^2 T / \partial x^2 + \partial^2 T / \partial z^2) + v (\partial T / \partial z)]$ podem ser encontrados em e.g. Koons (1987); T = temperatura, t = tempo, k = difusividade térmica ($10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$); v = velocidade do levantamento.

(4) Os sistemas geoquímicos entretanto desenvolvidos em torno dos corpos granitóides suportam diferentes tipos de mineralizações, cuja génese começa por envolver fluidos magmáticos residuais subsequentemente misturados em proporções variáveis com soluções metamórfico-derivadas (bastante comuns em pegmatitos complexos e skarns de W);

(5) A reactivação subsequente de muitas zonas de cisalhamento em condições P-T- ϵ que sucessivamente favorecem o predomínio de mecanismos de deformação frágil, conduz à formação (e sobreposição) de diversas rochas de falha e precipitados hidrotermais, indicando aumento súbito das taxas de levantamento crustal e migração significativa de fluidos aquo-carbónicos metamórfico-derivados para estruturas dilatacionais intimamente relacionadas com a acomodação de deformação no seio das zonas de cisalhamento ou com a partição da deformação nas sequências metamórficas;

(6) Durante o levantamento crustal (iniciado aos ca. 300 Ma), a elevação da transição dúctil-frágil reforça a redução da resistência mecânica crusta, uma vez que o desenvolvimento das anomalias térmicas progride segundo taxas que superam a dissipação do calor por condução e advecção. Consequentemente, a instalação dos granitóides “tardi- e pós-D3” poderá ocorrer a profundidades relativamente reduzidas e o conjunto de estruturas que potencialmente se geram em seu torno representarão condutas adequadas para a drenagem do sistema de fluidos envolvido nos processos de arrefecimento; a sustentação de circuitos convectivos é agora favorecida, atendendo aos incrementos significativos da permeabilidade efectiva da crusta. Nestas circunstâncias poder-se-ão desenvolver mineralizações filonianas diversas [com claro predomínio das que se expressam pela associação W (-Sn \pm Cu \pm Mo \pm Pb \pm Zn)], as quais envolvem soluções aquo-carbónicas e aquosas com salinidade variável que denunciam misturas entre fluidos de origem metamórfica e meteórica, circulando predominantemente sob condições P-T inferiores a 1,5 kbar e 400°C;

(7) Perante anomalias térmicas superficiais intensas na crusta sismogénica, a actividade hidrotermal governada pelos ciclos de dilatância/fracturação (antes e após a rotura sísmica; e.g. Sibson; 1989; Matthäi & Roberts, 1997) relacionados com a reactivação/ propagação das zonas de falha, jogam papel determinante na focalização recorrente de fluidos. As etapas iniciais são largamente dominadas por fluidos de origem metamórfica variavelmente enriquecidos em CO₂ (CH₄-N₂), escoados sob condições P-T inferiores a 2,5 kbar e 450°C. Neste contexto estrutural, a fracturação/selagem sucessiva controlada pela acumulação cíclica de pressão de fluido e/ou repetidos eventos sísmicos, são responsáveis por muitas das características manifestadas pelos fluidos aprisionados, especialmente as que são induzidas pelos processos de despressurização (como sejam a perda de componentes voláteis e variações de densidade e salinidade). As etapas seguintes são dominadas pela circulação de fluidos resultantes de misturas com soluções aquosas meteóricas, o escoamento destas últimas marcando os últimos estádios evolutivos, geralmente sob

condições P-T inferiores a 1 kbar e 200°C. Como um todo, este período de circulação desempenha papel determinante na evolução de vários sistemas mineralizantes, nomeadamente os de Au-Ag(-As-Sb-Pb), Sb-Au(-Ag-Pb-Cu), Sb-Cu(-Pb-Zn).

(8) Nas mesmas condições P-T, rejuvenescimentos subsequentes da actividade hidrotermal (Tardi-Varisca ou Eo-Alpina), mas contando com a participação de soluções aquosas salinas, conduzem ao desenvolvimento de mineralizações em Pb-Sb(-Zn) e Pb-Zn.

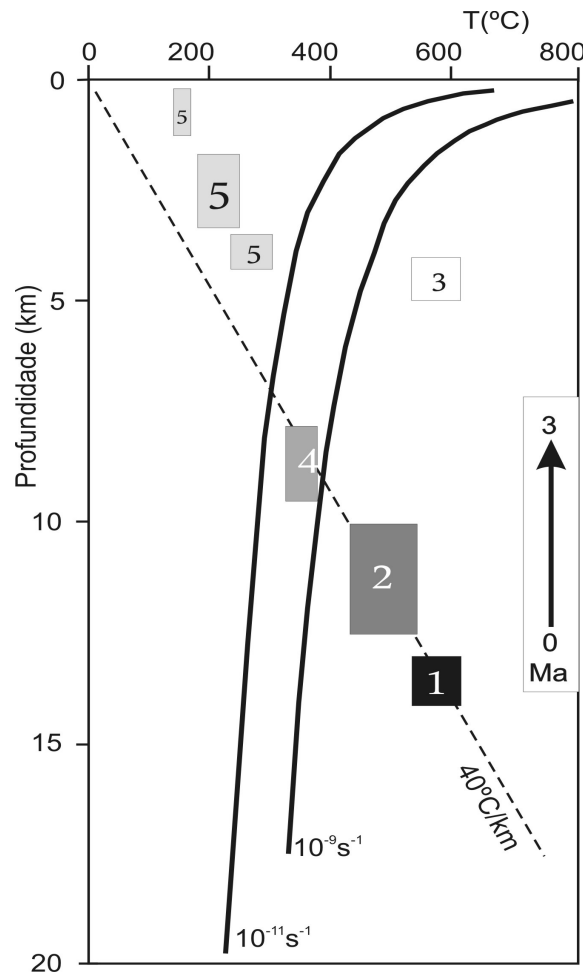


Figura 4 – Posicionamento da transição dúctil-frágil considerando as condições estimadas para a formação dos desligamentos Tardi-Variscos (adaptado de Mateus, 1995, e Mateus et al., 1995). O traçado das curvas para diferentes taxas de deformação considera $(\sigma_1 - \sigma_3) = \sigma_z [(\sin \phi - \lambda) / \cos 2\phi]$; $T = Q / R (\ln [A (\sigma_1 - \sigma_3)^n] - \ln \epsilon)$ e $\sigma_z = H \rho g$, para as quais T (temperatura, °K), $Q = 33,3 \text{ kcal.mol}^{-1}$; $A = 2,6 \times 10^{-11} \text{ kbar.s}^{-1}$; $n = 3,4$; $R = 1,987 \times 10^{-3} \text{ kcal.mol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$; $\phi = 33^\circ$; $\lambda = 0,36$ ($\rho_f \approx \rho_L$). 1: Instalação de granitóides “sin-D3”; 2: nucleação e propagação de zonas de cisalhamento “sin-D3”; 3: génese de rochas (proto-)miloníticas nos segmentos precoces de desligamentos principais; 4: pico térmico relacionado com a instalação de granitóides “tardi- a pós-D3”; 5: principais estádios hidrotermais associados à reactivação sucessiva dos desligamentos, concorrendo para o desenvolvimento de preenchimentos siliciosos. A barra lateral indica o posicionamento do nível crustal de referência após 3 Ma, como consequência do ressalto isostático ocorrido aos ca. 300 Ma.

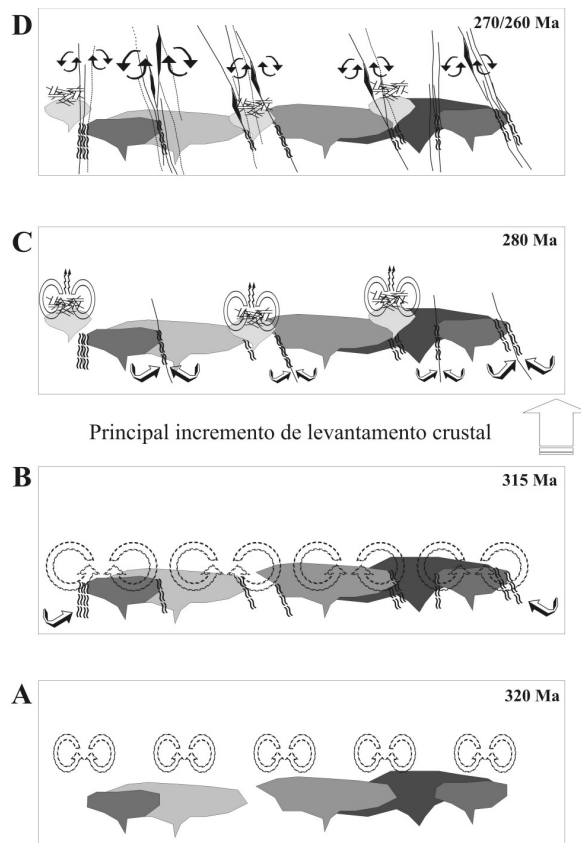


Figura 5 –Representação esquemática da evolução termo-tectónica discutida e suas implicações na interpretação dos padrões de coexistência espacial entre mineralizações composicionalmente distintas e geradas em circunstâncias diferentes (adaptado de Mateus e Noronha, 2001). A: instalação de granitóides “sin-D3” a profundidades \approx 13-14 km e circuitos convectivos instáveis dos fluidos envolvidos no seu arrefecimento. B: estádios avançados de instalação e arrefecimento dos corpos granitóides “sin-D3” (\approx 12 km de profundidade) e nucleação de zonas de cisalhamento dúctil – semi-frágil (ca. 315 Ma), estas últimas servindo de canais preferenciais para a drenagem de fluidos. C: instalação de granitóides “tardi- a pós-D3”, durante e após o principal incremento de levantamento crustal (ocorrido aos \approx 300 Ma), e estabelecimento de circuitos convectivos estáveis capazes de escoar de forma eficiente (focalizada) os fluidos envolvidos nos processos de arrefecimento dos corpos intrusivos para os campos filonianos que se desenvolvem em seu torno (\approx 4-5 km de profundidade). Simultaneamente, reactivação sucessiva de zonas de cisalhamento pré-existentes acompanhando a formação de novas fracturas (eventos precoces de cedência datados de 312 Ma). D: Rede de desligamentos Tardi-Varisca e actividade hidrotermal desencadeada pelos sucessivos ciclos sísmicos. Adaptado de Mateus e Noronha (2001).

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem o suporte financeiro dos projectos *PROGEREMIN* (PRAXIS XXI/12/2.1/CTA/84/94) e *MODELIB* (POCTI/3569/1999).

REFERÊNCIAS

- Adam, D., Gagny, C. (1989) - Contrôle structural et magmatique de la formation de gisements d'étain-tungstène du Trás-os-Montes oriental (Portugal). Guides pour l'exploration minière. *Chron. Rech. Min.*, vol. 496, pp. 57-74.
- Almeida, A., Noronha, F. (1988) - Fluids associated with W and Au-Ag deposits of the Mirandela area, NE Portugal: an example of peri-granitic zoning. *Bull. Minéral.*, vol. 111, pp. 331-341.
- Andrade A.S. (1971) - As mineralizações volframíticas da região de Valpaços-Vilarandelo-Sonim (Trás-os-Montes). *Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, vol. 72, pp. 3-14.
- Arthaud, F., Matte, Ph. (1975) - Les décrochements Tardi-Hercyniens du Sud-ouest de l'Europe. Géometrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, vol. 25, pp. 139-171.
- Azevedo, M.R. e Aguado, B.V. (2006). Origem e instalação de granitóides variscos na Zona Centro Ibérica. In: *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria* (Dias, R. Araújo, A., Terrinha, P. e Kulberg, Editores). Univ. Évora, Évora, 107-121.

- Bard, J.P., Capdevila, R., Matte, Ph., Ribeiro, A. (1973) - Geotectonic model for the Iberian Variscan Orogeny. *Nature*, vol. 241, pp. 50-52.
- Barriga, F.J.A.S., Mateus, A., Ribeiro, A., Fyfe, W.S., Longstaffe, F. (1995) - Metallogenetic potential of the Vilarica strike-slip fault at Quintela de Lapaças (Bragança, Portugal). *Mem. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Porto*, vol. 4, pp. 527-532.
- Beetsma, J.J. (1995) - The Late Proterozoic/Paleozoic and Hercynian Crustal Evolution of the Iberian Massif, N Portugal. *Netherlands Research School of Sedimentary Geology*, Publication n° 941108, 1-223.
- Boiron, M.-C., Cathelineau, 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*, vol. 60, pp. 43-57.
- Boiron, M.-C., Cathelineau, M., Banks, D.A., Fourcade, S., Vallance, J. (2003) - Mixing of metamorphic and surficial fluids during the uplift of the Hercynian upper crust: consequences for gold deposition. *Chem. Geol.* vol. 194, pp. 119-141.
- Brandão, J.M., Silva, A.R., Ribeiro, A. (1978) - Controle estrutural da mineralização do estanho e volfâmio no antiforma de Chaves-Miranda do Douro (Trás-os-Montes Oriental). *Comum. Serv. Geol. Portugal*, vol. 63, pp. 171-178.
- Bussink, R. (1984). Geochemistry of the Panasqueira tungsten-tin deposit. Portugal. *Geologica Ultraiectina*, 33, 170pp.
- Bussink, R., Kreulen, R., Jong, F.M. (1984) - Gas analyses, fluid inclusions and stable isotopes of Panasqueira, W-Sn deposit, Portugal. *Bull. Minéral.*, vol. 107, pp. 703-713.
- Campbell, A., Robinson-Cook, S., Amindyas, C. (1988) - Observation of fluid inclusions in wolframite from Panasqueira, Portugal. *Bull. Minéral.*, vol. 111, pp. 331-342.
- Capdevila, R.L.G., Corretgé, L.G., Floor P. (1973) - Les granitoïdes varisques de la Meseta Ibérique. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, vol. 15, pp. 209-228.
- Carvalho, A.D. (1969). Minas de antimónio e ouro de Gondomar. *Est. Not. Trab. Serv. Fom. Min.*, vol. 19, 1-2, pp. 91-170
- Carvalho, D. (1974) - Lineament patterns and hypogene mineralization in Portugal. *Est. Not. Trab. Serv. Fom. Min.*, vol. 23, pp. 91-106.
- Castro, A., Corretgé, L.G., El-Biad, M., El-Hmidi, H., Fernández, C., Patiño Douce, A.E. (2000) - Experimental constraints on Hercynian anatexis in the Iberian Massif, Spain. *J. Petrol.*, vol. 41, pp. 1471-1488.
- Castro, N., Noronha, F., Ramos J.F. (2005) - Geoquímica das mineralizações e paleoluidos do jazigo de Pb-Zn de Várzea de Trevões. *XIV Sem. Geoquímica – VIII Cong. Geoquímica dos Países e Língua Portuguesa*, Aveiro, pp. 315-318.
- Cathelineau, M., Boiron, M.-C., Essarraj, S., Dubessy, J., Lespinasse, M., Poty, B. (1993) - Fluid pressure variations in relation to multistage deformation and uplift: a fluid inclusion study of Au-quartz veins. *Eur. J. Min.*, vol. 5, pp. 107-121.
- Charoy, B., Lhote, F., Dusausoy, Y., Noronha, F. 1992. The crystal chemistry of spodumene in some granitic aplite-pegmatite of northern Portugal. *Canadian Mineralogist* 30 (3), pp. 639-651.
- Coelho, J. (1993) - Os “skarns” cálcicos, pós-magmáticos, mineralizados em scheelite do Distrito Mineiro de Covas, V. N. Cerveira (N de Portugal). Tese de Doutoramento, Univ. Porto, 1-570.
- Combes, A., Cassard, D., Couto, H., Damião, J., Ferraz, P., Urien, P. (1992) - Caractérisation structurale des minéralisations aurifères d'Arenigien dans la région de Valongo (Baixo Douro, Portugal). *Chr. Rech. Min.*, vol. 509, pp. 3-15.
- Couto, H. (1993) - As mineralizações de Sb-Au da região Dúrico-Beirão. Tese de Doutoramento, Univ. Porto, 1-463.
- Couto, H., Roger, G., Moëlo, Y., Bril, H. (1990) - Le district à antimonie-or Dúrico-Beirão (Portugal): évolution paragénétique et géochimique; implications métallogéniques. *Mineral. Deposita*, vol. 25, pp. S69-S81.
- Dallmeyer, R.D., Martínez 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*, vol. 277, pp. 307-337.
- Derré, C., Roger, G. (1984) - Filons à étain - tungstène dans la moitié nord du Portugal. Guides de recherche. *Chron. Rech. Min.*, vol. 475, pp. 35-50.
- Derré, C., Lécolle, M., Noronha, F., Roger, G. (1982) - Minéralisations a Sn-W liées aux granitoïdes du nord du Portugal: importance des processus magmatiques et métasomatiques hydrothermaux. *Comum. Serv. Geol. Portugal*, vol. 68, pp. 191-211.
- Derré, C., Lécolle, M., Roger, G., Carvalho, J. (1986) - Tectonics, magmatism, hydrothermalism and sets of flat joints locally filled by Sn-W aplite-pegmatite and quartz veins; southeastern border of the Serra da Estrela granitic massif (Beira Baixa, Portugal). *Ore Geol. Rev.*, vol. 1, pp. 43-56.
- Dias, G.T. (2001) - Fontes de granitoïdes hercínicos da Zona Centro-Ibérica (Norte de Portugal): evidências isotópicas (Sr, Nd). In: *Geoquímica e Petrogênese de Rochas Granitoïdes* (A.M.R. Neiva, Ed.), *Mem. Acad. Sci. Lisboa*, pp. 121-143.
- Dória, M.A. (1999) - Evolução dos fluidos associados a processos mineralizantes: aplicação à região aurífera de Vila Pouca de Aguiar. Tese de Doutoramento, Univ. Porto, 1-318 pp.
- Ferreira, N., Iglesias, M., Noronha, F., Pereira, E., Ribeiro, A., Ribeiro, M.L. (1987) - Granitoïdes da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In: *Geología de los granitoïdes y rocas asociadas del Macizo Hespérico*, (F. Bea, E. Carnicero, J. C. Gonzalo, M. López Plaza, M. D. Rodríguez, Eds.), Libro homenaje a L. C. Garcia de Figuerola, Rueda, Madrid, pp. 37-53.
- Franke, W. (2000) - The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. In: *Orogenic Processes: quantification and modelling, Variscan Belt* (W. Frank, V. Haak, O. Oncken, D. Tanner, Eds.), *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, vol. 179, pp. 35-64.
- Gaspar, L.M., Inverno, C.M.C. (2000) - Mineralogy and metasomatic evolution of distal strata-bound scheelite skarns in the Riba de Alva Mine, north-eastern Portugal. *Econ. Geol.*, vol. 95, pp. 1259-1275.
- Gaspar, O.C. (1957) - Os minérios do jazigo de Pb-Zn-Ag de Terramonte; o problema da ocorrência a prata. *Est. Not. e Trab. Serv. Fom. Min.*, vol. XVI, pp. 175-190.

- Gomes, C.L. (1994) - Estudo estrutural e paragenético de um sistema pegmatóide granítico. O campo aplito-pegmatítico de Argamimho (Portugal). Tese de Doutoramento, Univ. Minho, 1-695.
- Gonçalves, M.A., Mateus, A., Barriga, F.J.A.S. (1995) - Hydrothermal alteration and paragenetic sequence in gold occurrences of Arouca area (NW Portugal). *Mem. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Porto*, vol. 4, pp. 563–567.
- Guedes, M.A. (2001) - Evolução das condições PVTX dos paleofluidos em contextos metamórficos do soco Hercínico. Tese de Doutoramento, Univ. Porto, 1-180.
- Guedes, M.A., Noronha, F. (2002) - Contribuição para o estudo dos fluidos associados a sistemas hidrotermais pós-hercínicos. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, vol. 89, pp. 97-104.
- Guedes, 2001 Metamorphic fluids in several areas of North Portugal. *Mem. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Porto*, vol. 7, pp. 195–197.
- Guimarães dos Santos, J.L. (1948) - Principaux gisements de minéraux de plomb et de zinc du Portugal. *Est. Not. e Trab. Serv. Fom. Min.*, vol. IV, pp. 1-15.
- Gumiel, P., Arribas, A. (1987) - Antimony deposits in the Iberian Peninsula. *Econ. Geol.*, vol. 82, pp. 1453–1463.
- Houseman, G.A., McKenzie, D.P., Molnar P. (1981) - Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts. *J. Geophys. Res.*, vol. 86, pp. 6115-6132.
- Iglésias, M., Choukroune, P. (1980) - Shear zones in the Iberian Arc. *J. Struct. Geology*, vol. 2, pp. 63-68.
- Iglésias, M., Ribeiro, A. (1981) - Zonas de cisaillement dans l'arc ibero-armoricain. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, vol. 67, pp. 85-87
- Inverno, C., Ribeiro, M.L. (1980) - Fracturação e cortejo filoniano nas Minas da Argemela (Fundão). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, vol. 66, pp. 185-193.
- Jaques, L. (2008)
- Jesus M.A. (1933) - Pegmatites mangano-litíferas da região de Mangualde. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, vol. XIX, pp. 65-210.
- Kelly, W.C., Rye, R.O. (1979) - Geologic, fluid inclusion, and stable isotope studies of the tin-tungsten deposits of Panasqueira, Portugal. *Econ. Geol.*, vol. 74, pp. 1721-1882.
- Kerrick, R., Goldfarb, R.J., Richards, J.P. (2005) - Metallogenic provinces in an evolving geodynamic framework. *Econ. Geol.*, 100th Anniversary Volume, pp. 1097-1136.
- Lima, A. (2000) - Estrutura, mineralogia e génese dos filões aplito-pegmatíticos com espodumena da região do Barroso-Alvão (Norte de Portugal). Tese de Doutoramento, Univ. Porto, 1-270.
- Lourenço, A. (2002) - Paleofluidos e mineralizações associadas às fases tardias da Orogenia Hercínica. Tese de Doutoramento, Univ. Porto, 1-326.
- Lourenço, A., Noronha, F. (2000) - Actividade hidrotermal pós-Varisca. Exemplo da mineralização de chumbo em falhas do jazigo da Panasqueira. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe; Coruña*, vol. 25, pp. 293-295.
- Lourenço, J., Mateus, A., Coke, C., Ribeiro, A. (2002) - The Penacova-Régua-Verín Fault Zone in the Telões region (Vila Pouca de Aguiar); some determinant features of its evolution in Late-Variscan times. *Comun. Inst. Geol. Min. Portugal*, vol. 89: pp. 97-114.
- Marignac, C. (1982). Geologic, fluid inclusions and stable isotope studies of the tin-tungsten deposits of Panasqueira, Portugal. A discussion. *Econ. Geol.* 77: 1263-1266.
- Marques, F.O., Mateus, A., Tassinari, C.C. (2002) - The Late-Variscan fault network in central-northern Portugal (NW Iberia): a re-evaluation. *Tectonophysics*, vol. 359, pp. 255-270.
- Marques de Sá, C. (2008) - Estudo comparativo dos Jazigos de Pb-Zn do Braçal-Malhada e Coval da Mó (Portugal) e Fedj el Adoum (Tunísia). Dissertação de Mestrado em Prospeção e Avaliação de Recursos Geológicos, Univ. Porto, 1-166.
- Mateus, A. (1995), Evolução tectono-térmica e potencial metalogenético do troço transmontano da Zona da Falha Manteigas-Vilarica-Bragança. Tese de Doutoramento, Univ. Lisboa, 1-195 (Vol. I), 1-994 (Vol. II).
- Mateus, A. (1997) - Condições de deposição hidrotermal de ligas de ouro e prata em desligamentos tardi-hercínicos: o Troço Transmontano da Falha Manteigas-Vilarica-Bragança como exemplo. *X Semana de Geoquímica - IV Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa*, pp. 203-206.
- Mateus, A. (2001) - Dinâmica de fluidos tardi-Varisca; constrangimentos geodinâmicos e implicações metalogenéticas. 7^ª Conferência Anual do GGET, pp. 12-18.
- Mateus, A., Barriga, F.J.A.S., Noronha, F. (1986) - Hydrothermal activity and ore genesis at the Borralha tungsten lode (western Trás-os-Montes). *Maleo*, vol. 2, pp. 28.
- Mateus A., Boiron M.-C., Barriga F.J.A.S., Cathelineau M. (2000) - The Au-Ag ores of the Pingão dos Quintais Prospect (França Area, Bragança, NE of Portugal). *Metallogeny 2000 – Review and Perspectives*, pp. 99-100.
- 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. *Mem. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Porto*, vol. 7, pp. 295-298.
- Mateus, A., Ribeiro A., Barriga F.J.A.S. (1995) - Pore fluid and seismogenic characteristics of fault rocks within the Vilarica Fault Zone (NE Portugal): evidences for deep fluid circulation during the uplift of the Variscan continental crust. *Mem. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Porto*, vol. 4, 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. Tese de Doutoramento, UTAD, 1-312.
- Matthäi, S.K., Roberts, S. (1997) - Transient versus continuous fluid flow in seismically active faults: an investigation by electric analogue and numerical modelling. *In: Fluid Flow and Transport in Rocks* (B. Jamtveit & B. Yardley, Eds.), Chapman & Hall, London, pp. 263-296
- Matte, P. (1986) - Tectonics and plate tectonic models for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, vol. 126, pp. 329-374.

- Matte, P. (1991) - Accretionary history and crustal evolution of the Variscan Belt in western Europe. *Tectonophysics*, vol. 196, pp. 309-339.
- Matte, P. (2001) - The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, vol. 13, pp. 122-128.
- Matte, P., Mattauer M. (2003) - Le chaîne hercynienne reconstituée. *Pour la Science* (Paris), vol. 311, pp. 58-63.
- Neiva, A.M.R. (1973) - Geochemistry of the granites and their minerals from the central area of northern Portugal. *Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, vol. 76, pp. 1-43.
- Neiva, A.M.R. (1975) - Geochemistry of coexisting aplites and pegmatites and of their minerals from central northern Portugal. *Chem. Geol.*, vol. 16, pp. 153-177.
- Neiva, A.M.R. (1982) - On geochemistry and thermodynamic conditions of aplites, pegmatites and hypothermal quartz veins with cassiterite and wolframite. *Comum. Serv. Geol. de Portugal*, vol. 68, pp. 37-46.
- Neiva, A.M.R. (1994) - Gold-quartz veins at Gralheira, northern Portugal: mineralogical and geochemical characteristics. *Trans. Inst. Min. Metallurg.*, Section B, vol. 103, pp.188-196.
- Neiva, A.M.R., Dodson, M.H., Rex, D.C., Guise, P.G. (1995) - Radiometric constraints on hydrothermal circulation in cooling granite plutons. The Jales gold-quartz mineralisation, northern Portugal. *Mineral. Deposita*, vol. 30, pp. 460-468.
- Neiva, A.M.R., Andr  s P., Ramos, J..M.F. (2008) - Antimony quartz and antimony-gold quartz veins from northern Portugal. *Ore Geol. Rev.*, doi:10.1016/j.oregeorev.2008.03.04
- Neiva, A.M.R., Gomes, M.E.P. (2001) - Diferentes tipos de granitos e seus processos petrogenéticos: granitos hercínicos portugueses. In: *Geoquímica e Petrog  nese de Rochas Granitóides* (A.M.R. Neiva, Ed.), *Mem. Acad. Ciênc. Lisboa*, pp. 53-96.
- Neiva, J.M.C. (1944) - Jazigos portugueses de cassiterite e wolframite. *Comum. Serv. Geol. de Portugal*, vol. XXV, 1-251.
- Neiva, J.M.C. (1954) - Pegmatites com cassiterite e tantal  ite-columbite da Cabra  o (Ponte de Lima – Serra de Arga). *Memórias e Notícias*, Univ. Coimbra, vol. 36, pp. 1-81.
- Neiva, J.M.C., Neiva, A.M.R. (1990) - The gold area of Jales (northern Portugal). *Terra Nova*, vol. 2, pp. 243-254.
- Nogueira, P. (1997) - Estudo de paleofluidos mineralizantes (Au, Ag, As) e sua migra  o. Aplica  o a regiões auríferas do Norte de Portugal. Tese de Doutoramento, Univ. Porto.
- Noronha, F. (1974) -   tudes des inclusions fluides dans le quartz des filons du gisement de tungst  ne de Borralha (Nord du Portugal). *Pub. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Porto*, vol. 85, pp. 7-32.
- Noronha, F. (1983) - Estudo metalog  nico da área tunst  fera da Borralha. Tese de Doutoramento, Univ. Porto, 1-413.
- Noronha, F. (1984) - Caract  ristiques physico-chimiques des fluides associes a la génese du gisement de tungst  ne de Borralha (Nord du Portugal). *Bull. Mineral.*, vol. 107, pp. 273-284.
- Noronha, F. (1990) - Dedu  o de condi  es físico-químicas de forma  o de jazigos hidrotermais através do estudo de inclusões fluidas. O exemplo de alguns jazigos portugueses. *Bol. Acad. Galega Ciênc.*, vol. 9, pp. 86-126.
- Noronha, F., Vindel, E., López, J.A., Dória, A., Garcia, E., Boiron, M.-C., Cathelineau, M. (1999) - Fluids related to tungsten ore deposits in Northern Portugal and Spanish Central System: a comparative study. *Rev. Soc. Geol. España*, vol. 12, pp. 397-403.
- Noronha, F., D  ria, A., Dubessy, J., Charoy, B. (1992) - Characterization and timing of the different types of fluids present in the barren and ore-veins of the W-Sn deposit of Panasqueira, Central Portugal. *Mineral. Deposita*, vol. 27, pp. 72-79.
- Noronha, F., Cathelineau, M., Boiron, M.-C., Banks, D.A., D  ria, 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*, vol. 71, pp. 209-224.
- 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 aplitopegmat  ticos 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.   vora, Évora, 123-138.
- Oliver, N.H.S. (1996) - Review and classification of structural controls on fluid flow during regional metamorphism. *J. Metamorphic Geol.*, vol. 14, pp. 477-492.
- Orey, F.C. (1967) - Tungsten-tin mineralization and paragenesis in the Panasqueira and Vale de Ermida mining districts, Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, vol. 52, pp. 117-167.
- Pereira, E., Ribeiro, A., Meireles, C. (1993) - Cisalhamentos hercínicos e controlo de mineraliza  es de Sn-W, Au e U na zona centro-Ibérica em Portugal. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe; Coru  a*, vol. 18, pp. 89-119.
- Pinto, A.F. (1979) - Rochas calco-silicatadas portuguesas e mineraliza  es scheel  ticas. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, vol. 65, pp. 131-135.
- Pinto, M.S., Casquet, C., Ibarrola, E., Corretgé, L.S., Ferreira, M.P. (1987) - Síntese geocronológica dos granitóides do Maciço Hespérico. In: *Geologia de los granitoides y rocas asociadas del Maciço Hespérico* (F. Bea, E. Carnicero, J. C. Gonzalo, M. López Plaza, M.D. Rodríguez, Eds.), Libro Homenaje a L. C. Garcia de Figuerola, Rueda, Madrid, pp. 69-86.
- Platt, J.P., England P.C. (1993) - Convective removal of lithosphere beneath mountain belts: thermal and mechanical consequences. *Am. Jour. Sci.*, vol. 293, pp. 307-336.
- Polya, D. (1989) - Chemistry of the main-stage ore-forming fluids of the Pansqueira W-Cu(Ag)-Sn deposit, Portugal: implications for models of ore genesis. *Econ. Geol.*, vol. 84, pp. 1134-1152.
- Polya, D., Foxford, K., Stuart, F., Boyce, A., Fallick, A. (2000) - Evolution and paragenetic context of low δD hydrothermal fluids from Panasqueira W-Sn deposit, Portugal: new evidence fom microthermometric, stable isotope, noble gas and halogen analyses of primary fluid inclusions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 64, pp. 3357-3371.
- Portugal Ferreira, M., Santos Oliveira, J.M., Santarém Andrade, R. (1971) - Ocorrências de antim  nio no Norte de Portugal. I Congresso Hispano-Luso-Americano Geologia Econ  mica, Madrid-Lisboa, vol. 1, pp. 597–617.

- Ramos, J.F.M. (1998) – Mieneralizações de metais raros de Seixo Amarelo - Gonçalo (Guarda). Contribuição para o seu conhecimento. Tese de Doutoramento, Univ. Lisboa, 1-659.
- Ramos, J.F.M., Sousa, B. (1990) - A mineralização Zn-Pb-Ag de Várzea de Trevões (NE Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, vol. 76, pp. 41-53.
- Reavy, R. J. (1987) - Structural controls on metamorphism and syn-tectonic magmatism: the Portuguese hercynian collision belt. *J. Geol. Soc. London*, vol. 146, pp. 649-657.
- Ribeiro, A. (1968) - Controle estrutural da mineralização de estanho e volfrâmio em Trás-os-Montes oriental. *Bol. Minas*, vol. 5, pp. 306-307.
- Ribeiro, A. (2002). *Soft Plate Tectonics*, Springer Verlag, Berlin, 1-324.
- 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, 1-114.
- Ribeiro A., Munhá J., Dias R., Mateus A., Pereira E., Ribeiro M.L., Fonseca P., Araújo A., Oliveira J.T., Romão J., Chaminé H., Coke C., Pedro J.C. (2007) - Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides. *Tectonics*, vol. 26: doi:10.1029/2006/TC002058
- Ribeiro, A., Pereira, E. (1982) - Controlos paleogeográficos, petrológicos e estruturais na génese dos jazigos portugueses de estanho e volfrâmio. *Geonovas*, vol. 1, pp. 23-31.
- Ribeiro, M.L. (1983) - Considerações sobre a génese dos diferentes granitos da região de Tourém-Montalegre-Gerês. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, vol. 69, pp. 37-45.
- Ribeiro, M.L. (2001) - Modelos de implantação dos granitos variscos portugueses. In: *Geoquímica e Petrogénese de Rochas Granitoides* (A.M.R. Neiva, Ed.), *Mem. Acad. Sci. Lisboa*, pp. 33-52.
- Sant'Ovaia, H., (2000). O maciço granítico pós-tectónico de Vila Poucada Aguiar: estudo petro-estrutural e mecanismo de instalação. Universidade do Porto. Tese de doutoramento, 314 p.
- Sant'Ovaia, H., Bouchez, J.L., Noronha, F., Leblanc, D., Vignerresse, J.L., (2000). Composite-laccolith emplacement of the post-tectonic Vila Pouca de Aguiar granite pluton (northern Portugal): A combined AMS and gravity study. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 91 (1-2), pp. 123-137.
- Santarém Andrade, R., Portugal Ferreira, M. (1976) - Distrito antimoniífero Dúrico-Beirão: mineralização de Sb-Zn-Pb no jazigo de Ribeiro da Igreja (Valongo, Norte de Portugal). *Mem., Not. Publ. Mus. e Lab. Min. e Geol. Univ. Coimbra*, vol. 82, pp. 67-77.
- Schermerhorn, L.J.G. (1982) - Framework and evolution of Hercynian mineralization in the Iberian Meseta. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, vol. 68, pp. 91-140.
- Schott, B., Schemling, H. (1998) - Delamination and detachment of a lithospheric root. *Tectonophysics*, vol. 296, pp. 225-247.
- Sibson, R.H. (1989) - Earthquake faulting as a structural process. *J. Struct. Geol.*, vol. 11, pp.: 1-14.
- Sousa, B. (1975) - Sobre o enquadramento geológico e mineralização da Mina de Olgas (Castelo Branco) – Mogadouro, Trás-os-Montes. *Mem., Not. Publ. Mus. e Lab. Min. e Geol. Univ. Coimbra*, vol. 79, pp. 39-67.
- Sousa, M.B., Ramos, J.M.F. (1991) - Características geológico-estruturais e químico-mineralógicas das jazidas auríferas da região de Penedono-Tabuaço (Viseu Portugal). *Est., Notas e Trab. I.G.M.*, vol. 33, pp. 71-96.
- Thadeu, D. (1951a) - Geologia do Couto Mineiro da Panasqueira. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, vol. 32, pp. 5-64.
- Thadeu, D. (1951b) - Geologia e jazigos de chumbo e zinco da Beira Baixa. I.S.T., Univ. Técnica de Lisboa, 1-144.
- Thadeu, D. (1965) - Carta Mineira de Portugal. Notícia Explicativa. *Serv. Geol. Portugal*, 1-46.
- Thadeu, D. (1973) - Les gisements stanno-wolframitiques du Portugal. *Ann. Soc. Géol. Bel.*, vol. 79, pp. 5-30.
- Thadeu, D. (1982) - Gîtes filoniens à Pb, Zn et Ba post-hercyniens au Portugal. *Bull. BRGM, Sect. II*, vol. 2, pp. 207-209.
- Tornos, F., Delgado, A., Casquet, C., Galindo, C. (2000) - 300 Million years of episodic hydrothermal activity: stable isotope evidence from hydrothermal rocks of the eastern Iberian Central System. *Mineral. Deposita*, vol. 35, pp. 551-569.
- Vallance, J., Cathelineau, M., Boiron, M.C., Fourcade, S., Shepherd, T.Y., Naden, J. (2003) - Fluid-rock interactions and the role of late Hercynian aplite intrusion in the genesis of the Castromil gold deposit, northern Portugal. *Chemical Geology*, vol. 194, pp. 201-224.
- Wood, B.J., Walter, J.V. (1986) - Fluid flow during metamorphism and its implications for fluid-rock ratios. In: *Fluid-rock Interactions During Metamorphism* (J.V. Walther and Wood B.J., eds.), Springer-Verlag, Berlin, Germany, PP. 89-108.
- Yardley, B.W.D. (1997) - The evolution of fluids through the metamorphic cycle. In: *Fluid Flow and Transport in Rocks* (B. Jamtveit & B. Yardley, Eds.), Chapman & Hall, London, pp. 99-122.