Alexandre Afonso Marques Magalhães Almeida Lourenço

Paleofluidos e mineralizações associadas às fases tardias da Orogenia Hercínica

FACULDADE DE CIÊNCIAS
UNIVERSIDADE DO PORTO

Departamento de Geologia
Faculdade de Ciências da Universidade do Porto
Porto / 2002

Alexandre Afonso Marques Magalhães Almeida Lourenço

Paleofluidos e mineralizações associadas às fases tardias da Orogenia Hercínica

Tese submetida à Faculdade de Ciências da Universidade do Porto para obtenção do grau de Doutor em Geologia

FACULDADE DE CIÊNCIAS
UNIVERSIDADE DO PORTO

Departamento de Geologia
Faculdade de Ciências da Universidade do Porto
Porto / 2002

Este trabalho constitui um dos projectos que integra o Plano de Actividades do Centro de Geologia da Universidade do Porto, Subsidiado pelo Programa de Financiamento Plurianual de I & D (FCT).

Este trabalho beneficiou de uma bolsa (BD/2766) atribuída pela FCT no âmbito do projecto do PRAXIS XXI "Abordagem multidisciplinar de processos crustais geradores de recursos minerais".

Para ti,

Que sempre soubeste que o Saber e a Vida se encontram lá,

nas Banjas.

Agradecimentos

Ao Professor Fernando Noronha, meu orientador científico, pela sugestão do tema de trabalho assim como pela transmissão de saberes e experiência de geólogo de mina. Agradeço também todo o apoio disponibilizado para a concretização deste trabalho.

Ao Professor Frederico Sodré Borges, Professor Fernando Noronha e Professor João Coelho, na qualidade de Presidentes do Departamento de Geologia e ao Professor Lemos de Sousa, Coordenador Científico do Centro de Geologia da Universidade do Porto, pelo apoio institucional, pondo à minha disposição os meios necessários para a elaboração deste trabalho.

Ao Eng. Nique, director das Minas da Panasqueira e Eng. Nobre, por todo o apoio e facilidades concedidas nas minhas visitas à mina.

À Doutora Marie Christine Boiron pelo seu apoio no estudo dos fluidos à microssonda Raman (Laboratoire de Géologie et Gestion des Ressources Minérales et Énergétiques da Université Henri Poincaré), assim como pelo apoio nos cálculos da composição dos fluidos e isócoras.

À Doutora Armanda Dória pelo apoio prestado no estudo dos fluidos à microssonda Raman (Centro de Geologia da Universidade do Porto)

Ao Doutor David Banks e Doutora Alexandra Guedes pela análise da composição iónica dos fluidos por "Crush Leach".

Ao Eng. Carlos Sá, como responsável do CEMUP, pela obtenção de imagens e análises ao MEV.

Ao IGM de S. Mamede Infesta, na pessoa do Doutor Farinha Ramos pela disponibilização da microssonda electrónica.

À Helena Couto, pela estima, apoio e incentivo ao longo da elaboração do presente trabalho, assim como pelas constantes e frutuosas discussões que muito contribuíram para a clarificação de algumas das ideias desenvolvidas no presente trabalho.

Ao José Duarte, companheiro de todas as horas de mina, pela amizade, ajuda e transmissão da sua experiência e conhecimentos da Mina da Panasqueira.

À Marie Christine Boiron, Michel Cathelineau e Jean Dubessy pelo apoio científico e caloroso acolhimento e amizade que me prestaram aquando do meu estágio em Nancy.

Ao Benedito Rodrigues, pelo apoio nas observações petrográficas e pelas diversas discussões geológicas que tivemos ao longo deste trabalho.

Ao Rui Moura pela tradução para Inglês do resumo do presente trabalho e apoio informático.

Ao Professor Frederico Sodré Borges e José Pedro Fernandes pelas clarificações de algumas das minhas dúvidas sobre a tectónica e ao Professor João Coelho pela problemática dos lamprófiros.

A outros colegas do departamento pela sua amizade e solidariedade demonstrada durante a nossa vivência diária, em especial a: Maria dos Anjos, António Moura, Ângela Almeida, Helena Sant'Ovaia, Helena Brites e Pedro Nogueira.

Aos funcionários do Departamento de Geologia pelo apoio prestado, em particular ao José Pinto pela sabedoria na execução das lâminas e superfícies polidas, ao Fernando Araújo pelos apoios vários, entre os quais, alguns dos desenhos deste trabalho e à D. Lurdes Gonzaga pelo apoio prestado.

Aos amigos da Panasqueira, o meu agradecimento pela sua amizade e solidariedade, em particular o Camba, relembrando os frutuosos almoços no "Gasómetro", conjuntamente com o Duarte.

Por último quero agradecer a ajuda e incentivo da minha família e amigos ao longo da vida, da qual esta tese fez parte. Em particular agradeço,

aos meus pais que sempre me apoiaram,

à Helena que deu todo o apoio possível e impossível para que eu pudesse levar a bom porto a realização deste trabalho,

e à Mónica e à Sara pela inspiração de quem desbrava corajosamente os caminhos do futuro com o saber ingénuo das crianças.

O objectivo principal a que nos propomos no presente trabalho, expresso no seu título, é o de contribuir para uma melhor compreensão do facto de tão grande variedade e concentração de metais estarem associados às fases finais da Orogenia Hercínica. Com vista a atingir o fim em vista foi escolhido como objecto de estudo principal o Jazigo da Panasqueira, ao qual estão associadas mineralizações de W-Sn-Cu e Pb-Zn, com destaque para o estudo dos fluidos que presidiram à génese das mineralizações. Deste modo foram revistas as associações minerais e depois de estabelecer uma sequência de deposição, foram estudadas as inclusões fluidas contidas nos minerais que assumimos ser contemporâneos das mineralizações (quartzo, apatite, siderite, topázio) assim como nas inclusões fluidas contidas na própria mineralização (cassiterite). No estudo dos fluidos, nomeadamente na determinação da composição e condições de temperatura e pressão prevalecentes aquando do seu aprisionamento, foram utilizados a análise microtermométrica, a análise por Espectroscopia Raman e a análise de iões em lixiviados.

O jazigo da Panasqueira, actualmente em exploração, é constituído, principalmente, por um sistema de filões de quartzo sub-horizontais encaixados em formações metassedimentares, pertencentes ao Grupo das Beiras do Complexo Xisto-Grauváquico. Espacialmente associados a este ocorrem dois granitos (granito da Panasqueira e granito da Barroca Grande) assim como inúmeros filões doleríticos, com duas direcções distintas: N-S e NW-SE. A cortar todas estas estruturas ocorrem falhas de desligamento com 3 direcções principais (NE-SW, N-S e W-E), sendo as duas primeiras anteriores às mineralizações. No jazigo foram registadas 3 mineralizações diferentes, com modos de ocorrência diferentes:

(i) Mineralização de W-Sn-Cu que ocorre em filões de quartzo sub-horizontais.
(ii) Mineralização de Pb-(Zn) que ocorre associada às falhas de desligamento de direcção N-S e NE-SW.
(iii) Mineralização de Sn-Cu que ocorre principalmente em fracturas, no encaixante metassedimentar.

A mineralização de W-Sn-Cu ocorre essencialmente associada a fluidos aquo-carbónicos (CO_2, CH_4, N_2), de baixa salinidade, com uma temperatura mínima de aprisionamento de cerca de 300 °C e com acentuadas flutuações de pressão (30 MPa a 400 MPa). Estes fluidos resultaram da mistura, provável, de fluidos magmáticos, derivados do granito da Panasqueira, metamórficos, originados de processos de desvolatilização no encaixante metassedimentar e meteóricos, entre os quais fluidos orgânicos derivados de uma provável bacia carbonífera continental. O tungsténio teve uma provável origem profunda (basicrustal ou mantélica), associado ao granito biotítico da Panasqueira.

A mineralização de Pb-(Zn) ocorre associada a fluidos aquosos de elevada salinidade ($CaCl_2$ como sal dominante), com temperaturas mínimas de aprisionamento variáveis, com uma

média de 120 °C. Os fluidos tiveram uma origem meteórica provável, cujo carácter cálcico poderá ter sido devido de uma forte interacção com o encaixante metassedimentar, com uma consequente lixiviação dos metais e transporte pelos fluidos salinos.

No estádio precoce da mineralização de Sn-Cu, foi registada a presença de fluidos aquosos, de baixa salinidade, sem relação directa com a mineralização. Os fluidos associados à mineralização são aquo-carbónicos (CO_2, CH_4, N_2), em ebulição no seu estádio mais precoce. São fluidos de baixa salinidade, com uma temperatura mínima de aprisionamento de cerca de 300 °C e pressão variável entre10 MPa a 80 MPa. A maior diferença entre estes fluidos e os fluidos associados ao primeiro episódio mineralizante é o seu carácter mais redutor e com uma maior componente volátil. Estes fluidos estão relacionados com o processo de graizenização do granito da Barroca Grande e consequente lixiviação do Sn incorporado neste.

A ocorrência das diversas mineralizações está essencialmente controlada pela tectónica, nomeadamente as mineralizações de W-Sn-Cu e Pb-(Zn) pelo campo de tensões com a compressão máxima N-S e pelas falhas de desligamento de direcção N-S e NE-SW e a mineralização de Sn-Cu pelo campo de tensões com a compressão máxima W-E.

Em termos comparativos, a mineralização de Sn de Pedra Alta (Argemela) tem bastantes afinidades com a mineralização de Sn-Cu que ocorre no sector da Barroca Grande e possivelmente no sector de Vale da Ermida, ambos pertencentes ao Couto Mineiro da Panasqueira. Deste modo Vale da Ermida-Barroca Grande-Pedra Alta constituem um eixo de mineralização, condicionado pelo campo de tensões tardi-hercínico com a compressão máxima W-E, associado aos granitos de Vale Ermida (?), Barroca Grande e Argemela, instalados sob controlo do mesmo campo de tensões.

A íntima relação entre as fases da deformação tardias, pós-colisionais, da orogenia Hercínica e as mineralizações, entre as quais as estano-tungstíferas estudadas no presente trabalho, pensamos que poderá ter resultado de:

(i) o orógeno depois da sua fase colisional ter sofrido uma descompressão geral, tendo sido reactivadas as zonas de cisalhamento NE-SW, geradas durante o estado colisional, em regime distensivo;

(ii) a descompressão ter gerado a exumação das rochas existentes na crusta inferior, e uma ascenção das isotérmicas devido ao levantamento da astenosfera;

(iii) a consequente geração de magmas de origem mantélica ou basi-crustal, magmas derivados da fusão da crusta continental ou mistura dos dois.

As mineralizações estarão assim ligadas a esta interacção do manto com a crusta, com a consequente circulação de fluidos e metais nas zonas de cisalhamento que irão controlar a deposição dos metais, segundo um regime transpressivo.

The main aim of the following work as expressed in its title, is to contribute to a better understanding of the fact that such a great concentration and variety of metals is related to the late hercynian orogeny phases.

In order to achieve this goal the main mineralization of the Panasqueira ore deposit was the subjected to study. These W-Sn-Cu and Pb-Zn mineralizations were studied mainly through the fluids inclusions (FI) that governed their genesis.

In this way, mineral associations were revised and after the paragenesis was established, the FI that we assumed contemporary of the mineralization (quartz, apatite, siderite, topaz) as well as the FI contained within the mineral ores (cassiterite) were closely analysed. In the study of the fluids, namely in the composition and P-T path that prevailed at the time of the deposition, microthermometric, spectroscopy Raman and crush leach analysis were used as the analytical tools.

The Panasqueira ore deposit, currently still being exploited, is composed, mainly by a system of flat quartz veins within a metassedimentary complex belonging to the "Grupo das Beiras" of the Schist-greywake Complex. Spatially associated with the mineralization, two granitic massifs occur (Panasqueira granite and Barroca Grande granite) as well as numerous dolerite veins, with 2 distinct directions: N-S and NW-SE. Strike slip faults cross all of these structures with 3 main directions: (NE-SW, N-S and W-E). The first two are prior to the mineralizations. Within the ore body, 3 different mineralizations can be distinguished with different modes of occurrence:

(i) W-Sn-Cu mineralization in flat quartz veins;
(ii) Pb-Zn mineralization is associated with N-S and NE-SW strike slip faults;
(iii) Sn-Cu mineralization that occur mainly in fractures cutting the metassedimentary host rocks.

The W-Sn-Cu mineralization mainly occurs associated with low salinity aquo-carbonic fluids (CO_2, CH_4, N_2), with a minimum temperature of around 300°C and large pressure fluctuations (30 MPa and 400 MPa). These fluids probably resulted from a mixture of magmatic fluids, from the Panasqueira granite, metamorphic fluids, from devolatilization of the metassedimentary host rocks and also meteoric fluids, namely organic fluids originated from an assumed carboniferous basin.

Tungsten, probably, had a deep origin (basicrustal or mantle) and is linked to the Panasqueira biotitic granite.

The Pb-Zn mineralization occurs associated with aqueous fluids of high salinity (mainly $CaCl_2$) and with minimum temperatures of 120 °C. The fluids probably had a meteoric origin, whose calcic character could have been derived from the strong host-rock interaction and thus with a high degree of leached metals and transport by saline fluids.

In the early stage of the Sn-Cu mineralization, the presence of low salinity aqueous fluids was registered without a direct relation to the mineralization.

The fluids associated with mineralization are aquo-carbonic (CO_2, CH_4 and N_2), boiling in the early stage. These fluids have a low salinity with a minimum trap temperature of about 300 °C and a variable pressure between 10 and 80 MPa. The greatest difference between these fluids and the fluids associated with the first mineralization episode are its larger reducing characteristics and greater volatile component. These fluids are related with the greisenization process of the Barroca Grande granite and consequent leaching of Sn.

The occurrence of the various mineralizations is mainly controlled by the regional tectonics, namely the W-Sn-Cu and Pb-Zn by the N-S maximum compressive tension field and the N-S and NE-SW strike slip faults whereas the Sn-Cu mineralization by the W-E maximum compression tension field.

Comparatively, the Sn mineralization of Pedra Alta (Argemela) has a great affinity with the Sn-Cu mineralization that occurs in the Barroca Grande sector and possibly with the Vale da Ermida sector, both of which belong to the Panasqueira mine. In this way, Vale da Ermida-Barroca Grande-Pedra Alta establish a mineralizing axis, conditioned by the late hercynian W-E maximum compressive tension field, associated to the Vale da Ermida, Barroca Grande and Argemela granites whose emplacement was also controlled by the same tension field.

The close relation between the post-colisional late deformation phases, of the Hercynian orogeny and the mineralizations, among which the studied Sn-W mineralization of this work, could be the result of :

(i) the orogen, after its colisional phase, went through a general decompression reactivating previous NE-SW shear zones that where created during the colisional stage in a distensive regime;

(ii) the decompression created an exhumation of the lower crustal rocks and an ascension of isotherms owed to the rise of the asthenosphere;

(iii) Consequently magmas of mantelic or base crustal origin were created due to the melting of continental crust or a mixture of both.

The mineralizations will thus be related to this interaction between the mantle and crust and consequently to the circulation of fluid and metals in the shear zones that controlled the metal deposition in a transpressive regime.

L'objectif principal du présent travail, exprès dans son titre c'est de contribuer pour mieux comprendre pourquoi une si grand variété et concentration des métaux sont liés aux phases finales de l'orogenie hercynienne. Pour arriver à comprendre cette liaison on a choisi comme oject d'étude le gisement de Panasqueira, auquel sont liés des minéralisations à W-Sn-Cu et Pb-Zn, en ressortant l'étude des fluides qui ont relation avec la genèse des minéralisations. Comme ça on a revu les associations minéraux, on a établi la séquence paragenétique et après on a fait l'étude des inclusions fluides des minéraux qui on considére contemporain des minéralisations (quartz, apatite, sidérite, topaze) et des inclusions fluides contenues dans le minerais (cassiterite). Dans l'étude des fluides, notamment dans la détermination de la composition et des conditions de température et pression de son piégease, on a fait des analyses thermométriques, des analyses par Spectroscopie Raman et des analyses des ions en lessivés.

Le Gisement de Panasqueira, actuellement actif, présente un système de filons de quartz sub-horizontaux encaissés dans des formations métasédimentaires, qui appartiennent au «Grupo das Beiras» du Complexe schisto-grauwackeux. Spatialement associés á ces filons il y a deux granites (granite de Panasqueira et granite de Barroca Grande) et des nombreux filons de dolerite, avec deux directions distinguées: N-S et NW-SE. En coupant tous ces structures il y a des failles de décrochement avec trois directions principales (NE-SW, N-S et W-E), les deux premières antérieures à la minéralisation. Dans le gisement on a distingué trois minéralisations:

(i) Minéralisation à W-Sn-Cu qui est lié à des filons de quartz sub-horizontaux.
(ii) Minéralisation à Pb-(Zn) qui est lié à des failles de décrochement de direction N-S et NE-SW.
(iii) Minéralisation à Sn-Cu qui est surtout présent dans des fractures, dans l'encaissant métasédimentaire.

La minéralisation à W-Sn-Cu est surtout lié aux fluides aquo-carbóniques (CO_2, CH_4, N_2), de baisse salinité, avec une température minima de piégeage de à peu prés 300 °C et avec des grands fluctuations de pression (30 Mpa a 400 Mpa). Ces fluides sont probablement le résultat du mélange de fluides magmatiques, dérivés du granite de Panasqueira, avec des fluides métamorphiques, à cause des processus de devolatilization dans l'encaissant métasédimentaire et météoriques, notamment des fluides organiques provenus d'un prouvable bassin continental carbonifère. Le tungsten a eu probablement une origine profonde (base de la croûte ou mantellique), associé au granite de Panasqueira.
La minéralisation à Pb-(Zn) apparaît associé à des fluides aqueux de haute salinité ($CaCl_2$ comme sel dominant), avec des températures minima de piégeage variables, avec une moyenne de 120 °C. Les fluides ont eu une origine météorique probable, dont le caractère

calcique pourra être le résultat d'une forte interaction avec l'encaissant métasédimentaire, avec une conséquent lessivage des métaux et transporte par les fluides salins.
Dans le stade précoce de la minéralisation de Sn-Cu, on a enregistré la présence des fluides aqueux, de baisse salinité, sans relation directe avec la minéralisation. Les fluides associes à la minéralisation sont aquo-carbóniques (CO_2, CH_4, N_2), en ébullition dans son stade plus précoce. Ce sont des fluides de baisse salinité, avec une température minima de piégeage proche de 300 °C et pression variable entre10 Mpa a 80 Mpa. La plus grand différence entre ces fluides et les fluides associés au premier épisode minéralisant c'est son caractère plus réducteur et une plus grande composant volatil. Ces fluides sont corrélées avec le processus de graizenization du granite de Barroca Grande et conséquent lessivage du Sn incorporé dans celui là.
La présence des différents minéralisations c'est surtout contrôlé par la tectonique, notamment les minéralisations à W-Sn-Cu et Pb-(Zn) contrôlés par le champ de tensions avec la compression maxima N-S et par les failles de décrochement de direction N-S et NE-SW et la mineralisation à Sn-Cu contrôlé par le champ de tensions avec la compression maxima W-E.
Comparativement, la minéralisation à Sn de Pedra Alta (Argemela) a beaucoup d'affinités avec la minéralisation à Sn-Cu qui est présent dans le secteur da Barroca Grande et probablement dans le secteur de Vale da Ermida, les deux appartenant au « Couto Mineiro da Panasqueira ». Comme ça Vale da Ermida-Barroca Grande-Pedra Alta forment un axe de minéralisation, conditionné par le champ de tensions tardi-hercynienne avec la compression maxima W-E, associé aux granites de Vale Ermida (?), Barroca Grande et Argemela, installés sur contrôle du même champ de tensions.
On pense que la proche relation entre les phases de déformation tardives, post-collisionaux de l'orogenèse hercynienne et les minéralisations, parmi lesquelles celles à étain-tungsténe etudiés dans le présent travail est le résultat de:

(i) l'orógene après sa phase de collision a souffert une décompression générale, avec réactivation des zones de cisaillement NE-SW, engendrées pendant le stade collisional, en régime de détente;
(ii) la décompression aura engendré l'exhumation des roches existantes dans la croûte inférieur, et une ascension des isothérmiques en conséquence de la levée de l'astenosphere;
(iii) la conséquent génération de magmas d'origine mantellique ou de la base de la croûte, résultant de la fusion de la croûte continental ou mélange des deux.

Comme ça les minéralisations seront liées à cette interaction du manteau et de la croûte qui a mis en circulation des fluides et des métaux dans les zones de cisaillement que ira contrôler la déposition des métaux, dans un régime transpressive.

ÍNDICE GERAL

Agradecimentos 7
Resumo 11
Abstract 13
Résumé 15
Índice geral 17
Índice das figuras 23
Índice dos quadros 31
Índice das tabelas 33

Preâmbulo 35

I Parte- Síntese 39

1 Orogenia Hercínica 41
1.1 Introdução 41
1.2 Fases de deformação na Zona Centro Ibérica 43

2. Magmatismo Hercínico na Zona Centro Ibérica 49

3. Mineralizações associadas às fases tardias da Orogenia Hercínica. Exemplos do território português 57
3.1 Mineralizações de Sn-W 57
3.1.1 Introdução 57
3.1.2 Mineralogia 62
3.1.3 Pré-concentrações 63
3.1.4 Controlos estruturais 66
3.1.5 Fluidos associados às mineralizações 69
3.2 Mineralizações de Pb-Zn 74

II - Jazigo da Panasqueira 77

1. Introdução 79

2. Trabalhos anteriores 81
2.1 Introdução 81
2.2 Trabalhos de índole geral 82
2.3 Geologia regional e local. Litogeoquímica de metassedimentos e rochas graníticas 83
2.4 Tectónica 84
25 Mineralogia e paragéneses das mineralizações de Sn-W-Cu e Pb-Zn 85
2.6 Estudo dos fluidos e isótopos estáveis e possível relação da mineralização com a cúpula granítica 87
2.7 Datações Absolutas das mineralizações e dos granitos associados 88

3. Enquadramento geológico-estrutural 89
3.1 Estratigrafia e litogeoquímica 89
3.2. Magmatismo 94
3.3 Metamorfismo orogénico e metamorfismo de contacto 101

3.4 Fases de deformação 103
3.5 Falhas de desligamento e mineralização de Pb-(Zn) associada 105
3.6 Diaclasamento 127

4. Mineralização de W-Sn-Cu e Sn-Cu no sector da Barroca Grande 131
4.1. Sectores mineralizados 131
4.2 Morfologia e textura de preenchimento 133
4.3 Mineralogia e paragénese 140
4.3.1. Introdução 140
4.3.2. Sucessão paragenética 144
4.3.3. Cristaloquímica das cassiterites 154

5. Fluidos associados às mineralizações de W-Sn-Cu, Sn-Cu e Pb-(Zn) 159
5.1 Introdução 159
5.1.1 Técnicas de estudo utilizadas 159
5.1.2 Nomenclatura e classificação das IF 160
5.1.3 Breve introdução ao material de estudo 162
5.2 Síntese dos trabalhos anteriores 164
5.3 Tipologia das IF e análise de criometria 167
5.3.1 Estádio precoce 167
5.3.2 Estádio Óxidos e Silicatos I 169
5.3.3 Estádio Principal dos Sulfuretos I 175
5.3.4 Estádio Óxidos e Silicatos II 180
5.3.5 Estádio Principal dos Sulfuretos II 185
5.3.6 Mineralização Pb-(Zn) 190
5.3.7 Súmula 193
5.4 Termometria 197
5.5 Análise Espectroscopia Raman 199
5.5.1 Composição da fase volátil 199
5.5.2 Composição global 202
5.6 Fugacidade do oxigénio 205
5.7 Análise iónica global 207
5.8 Evolução das condições P-T 215
5.9 Revisão isótopos estáveis 221
5.9.1 Estudos dos isótopos de Oxigénio ($\delta^{18}O$) e Hidrogénio (δD) 221
5.9.2 Estudo do isótopo de Enxofre ($\delta^{34}S$) 233
5.9.3 Estudo do isótopo de Carbono ($\delta^{13}C$) 233
5.9.4 Estudo do isótopo de Nitrogénio ($\delta^{15}N$) 234

6. Datação absoluta das mineralizações 235

7. Síntese e discussão dos dados obtidos 239
7.1 Tipo de mineralizações 239
7.2 Controlos das mineralizações 241
7.2.1 Controlos estruturais 242
7.2.2 Controlos estratigráficos/petrológicos 249
7.3 natureza, origem e evolução dos fluidos 252

8. Comparação com a mineralização de Pedra Alta (Sn) 263

9. Modelo genético 269

III – Considerações gerais 279

1. Evolução da Orogenia Hercínica e sua relação com as mineralizações de Sn-W 281

2. Proposta de guias de prospecção de jazigos estano-tungstíferos na ZCI 291

Bibliografia 295

ÍNDICE FIGURAS

I Parte- Síntese

1. Orogenia Hercínica

Figura 1 - Reconstituição paleogeográfica da Península Ibérica durante o Paleozóico superior (270 Ma), durante a colisão dos continentes Gondwana e Laurentia-Báltica. 41
Figura 2 - Arco Ibéro-Armoricano situado na zona mais ocidental da cadeia hercínica. 42
Figura 3 - Rotação do indentador (bloco cantábrico) durante a colisão no Carbonífero. 42
Figura 4 - Zonas geotectónicas da Península Ibérica. 43
Figura 5 - Principais fases de deformação existentes na ZCI. 45
Figura 6 – Cisalhamentos e fracturas das fases hercínicas tardias. 47

2. Magmatismo Hercínico na Zona Centro Ibérica

Figura 7 - Granitóides sinorógenicos de duas micas sin a tardi D_3. 50
Figura 8a - Granitóides sinorógenicos biotíticos sin D_3. 51
Figura 8b - Granitóides granitóides sinorógenicos biotíticos tardi D_3. 52
Figura 8c - Granitóides sinorógenicos biotíticos tardi a pós D_3. 53
Figura 9 - Granitóides tardi a pós orogénicos. 54
Figura 10 - Rochas básicas filonianas tardi-hercínicas constituídas por microdioritos, microandesitos, lamprófiros e doleritos. 56

3 Mineralizações associadas às fases tardias da Orogenia Hercínica

Figura 11 - Mineralizações de Sn-W pertencentes à ZCI. 62
Figura 12 - Jazigos primários portugueses de cassiterite e volframite. Principais eixos das mineralizações. 67
Figura 13 - Modelo de instalação de um granito pós-tectónico.
a. Fase de ascenção. 68
b. Equilíbrio entre a pressão do magma ascendente e a resistência do encaixante. 68
c. Fase de solidificação. 68
Figura 14 - Intervalo de salinidade dos fluidos associados a várias mineralizações de W-Sn de Portugal. 70
Figura 15 - Intervalo de temperatura mínima de aprisionamento dos fluidos associados a várias mineralizações de W-Sn de Portugal. 71
Figura 16 - Intervalo de pressão mínima de aprisionamento dos fluidos associados a várias mineralizações de W-Sn de Portugal. 71
Figura 17 - Valores de fugacidade para as mineralizações da Panasqueira, Borralha e Mirandela. 72
Figura 18 – Diagramas log (Br/Cl)-log (I/Cl) relativos a fluidos da Panasqueira (Pan) e Borralha (Bo). 73

II - Jazigo da Panasqueira

1. Introdução

Figura 19 – Lavaria do sector da Barroca Grande. 80

3. Enquadramento geológico-estrutural

Figura 20 - Mapa geológico simplificado de Portugal Continental. 89
Figura 21a - Enquadramento geológico regional do Jazigo da Panasqueira. 90
Figura 21b - Legenda do mapa geológico da figura 21a. 91
Figura 22 - Mapa geológico do Couto Mineiro da Panasqueira. 92
Figura 23 - Corte geológico segundo o painel P4 onde é possível observar a cópula granítica da Panasqueira. 95

Figura 24 - contacto graisene/granito da Panasqueira no nível 2 (L_2P_4). 97
a. Pormenor onde é possível observar que o contacto entre ambos é nítido. 97

Figura 25 - Textura de tipo sequencial, hipautomórfica granular seguida de um ou mais estádios de substituição, nomeadamente a deposição de sílica em continuidade óptica com os cristais de quartzo euédricos. (MOT-NX) 98
Figura 26 - Quartzo euédrico (Qz I) com uma textura "snowball" na sua bordadura, constituída principalmente pela albite (Ab I). (MOT-NX) 99
Figura 27 - Agregado de moscovites onde é possível observar um halo pleocróico (assinalado com a seta). (MOT-NX) 99
Figura 28 - Cristal de Ab II com macla em forma de baioneta (MOT-NX) 99
Figura 29 - Cristal de Ab II substituído por Quartzo. (MOT-NX) 99
Figura 30 - Sucessão da cristalização do granito da Panasqueira da Barroca Grande e alterações tardi a pós-magmáticas. 100
Figura 31 - Filões de quartzo estéreis subverticais com orientação N120E a N130°E cortados pelos filões sub-horizontais mineralizados (Sn-W). 103
Figura 32 - Cartografia das falhas efectuados pelo Dep. de Geologia das Minas da Panasqueira.
a. Desmonte L2 - D25 - R1A - AW27. 108
b. Desmonte L2 - D17 - R3 - AW26. 108
c. Desmonte L3 - D19 - R1 - AW30. As falhas a traço vermelho foram estudadas no presente trabalho. 108
Figura 33 - Falha da 3W, desmonte L2 - D25 - R1A - AW27. 110
a. Caixa de falha com preenchimento essencialmente argiloso, com fracturas preenchidas por carbonatos e quartzo mais tardios. Na caixa da falha observa-se um quartzo, possivelmente contemporâneo do quartzo mineralizado.
b. Desenho esquemático da figura a.
Figura 34- Falha da 1W, desmonte L2 - D25 - R1A - AW27. 111
a. Caixa de falha com preenchimento essencialmente argiloso. Junto ao contacto com o filão é possível observar, na caixa de falha, galena em massa, uma brecha com elementos de quartzo cimentada por quartzo assim como com uma lentícula de quartzo com pirite e calcopirite.
b. Desenho esquemático da figura a.
Figura 35 - Falha 1W, desmonte L2 - D25 - R1A - AW27 112
a. Observa-se a falha induziu um rejeito vertical ao filão mineralizado, em parte contemporaneamente com a actividade da falha.
b. Desenho esquemático da figura 33a.
Figura 36 - Falha da D25, desmonte L2 - D25 - R1A - AW27. 112
a. Falha de desligamento com preenchimento argiloso e quartzo com sulfuretos mais tardios. Numa fase posterior forma-se uma brecha com elementos do filão mineralizado e do encaixante metassedimentar, cimentada por abundantes carbonatos.
b. Desenho esquemático da figura 34a.
Figura 37- Falha da D25, desmonte L_2 - D_{25} - R_{1A} - AW_{27}. Siderite e quartzo. 113
Figura 38 - Pormenor da figura 36 em que se pode observar a brecha com os seus elementos angulosos. 113
Figura 39- Falha da D19, desmonte L3 - D19 - R1 - AW30. Caixa de falha constituída por uma brecha com elementos de filão mineralizado e do encaixante metassedimentar, cimentada por carbonatos. 114
Figura 40 - Sucessão paragenética das estruturas minerais existentes na caixa da Falha 1-W. 116
Figura 41 - quartzo euédrico (Qz I) em cujo bordo cresce um quartzo leitoso (Qz II) e um quartzo com estrutura em pente (Qz III) posterior. O Qz III cresce igualmente segundo um fragmento do encaixante (X). (MOT-NX). 116
Figura 42 - Arsenopirite a crescer sobre uma pirrotite transformada em marcassite. (MOR-NP). 117
Figura 43 - Arsenopirite a crescer sobre uma pirrotite transformada em marcassite. 117
A galena ocorre nos interstícios da pirrotite com calcopirite posterior. (MOR-NP).
Figura 44 - Inclusões de galena no Qz III. (MOT-NX) 118
Figura 45 - Marcassite preenchendo fracturas na galena e Qz III. (MOR-NP) 118
Figura 46 - Recristalização da marcassite. (MOR-NP) 118
Figura 47 - Galena deformada ductilmente com anquerite a preencher os planos de clivagem encurvados. (MOR+ MOT-NP) 118
Figura 48 - Sucessão paragenética das estruturas minerais existentes na caixa da Falha D25. 119
Figura 49 - Quartzo euédrico (Qz I) em cujo bordo cresce um quartzo com estrutura em pente (Qz II) posterior. 120
a. Pormenor do Qz II com uma textura plumosa.. (MOT-NX) 120
Figura 50 - Siderite zonada que cresce perpendicular à parede da falha. (MOT-NX) 121

Figura 51 - Pormenor (a) do cristal de siderite.
a. Zonamento óptico. (MOT-NX) 121
b. Zonamento químico (MEV-RT) 121
Figura 52 – Siderite cuja estrutura interna se observam "fantasmas" de fibras. A seta indica a presença de estruturas estiolíticas na siderite. (MOT - NX) 122
Figura 53 – Blenda a recobrir a siderite, com anquerite posterior (MOT - NP) 122
Figura 54 - Sucessão paragenética das estruturas minerais existentes na caixa da Falha D19. 122
Figura 55 - Siderite euédrica com sulfureto de NiAs I posterior. (MOT-NP) 123
a. Pormenor em que se observa a dolomitização da siderite. As análises foram obtidas por EDS (MEV-IR) 123
Figura 56 - Sulfureto de NiAs I e arseneto de Ni posteriores à siderite intensamente fracturados e com a anquerite a preencher as fracturas. (MOT - NX) 124
Figura 57 - Liga de NiAsSb com sulfuretos de NiAsSb e NiBi posteriores. (MOT-NP) 125
a. Pormenor do sulfureto de NiASb II em que é visível um zonamento químico. (MEV-IR) 125
Figura 58 - Anquerite I a crescer segundo uma intensa nucleação e Anquerite II a crescer segundos cristais euédricos. (MOT-NX) 125
Figura 59 - Alteração supergénica da liga de NiAsSb, com a deposição de um sulfato (?) de NiAs com uma textura colofórmica, em que é visível um zonamento químico. (MEV-IR) 126
Figura 60 - Afloramento dos "Xistos das Beiras", no sector da Barroca Grande onde é possível observar o intenso diaclasamento sub-horizontal. 127
Figura 61 - Filão mineralizado em Sn-W-Cu a preencher diaclases sub-horizontais. 128
Figura 62 - Filão de quartzo mineralizado em Sn-W-Cu que intercepta e rejeita filões subverticais de pegmatitos (?). 129
Figura 63 - Filão de quartzo mineralizado em Sn-W-Cu que intercepta e rejeita filões subverticais de "Seixo Bravo". 129
Figura 64 - Filão de quartzo mineralizado em Sn-W-Cu em que é possível observar, no encosto com o encaixante metassedimentar, uma faixa centimétrica de xistos mosqueados. 130

4. Mineralização de W-Sn-Cu e Sn-Cu no sector da Barroca Grande

Figura 65 - Filão de quartzo sub-horizontal mineralizado em W-Sn-Cu pertencente ao sector da Barroca Grande. 133
Figura 66 - Terminação em "rabo de enguia" dos filões de quartzo mineralizados sub-horizontais , interconectados entre si. 134
Figura 67 - Bloco-diagrama representativo da % de dilatação das diaclases do Couto Mineiro da Panasqueira. Neste diagrama as cores mais quentes (vermelho no limite) representam o máximo da dilatação e as cores frias (azul no limite) representa o mínimo da dilatação. 136
Figura 68 - Cortes verticais do bloco-diagrama da % da dilatação das diaclases do Couto Mineiro da Panasqueira. 137
Figura 69 - Cortes horizontais do bloco-diagrama da % da dilatação das diaclases para os diferentes níveis do Couto Mineiro da Panasqueira (L_0, L_1, L_2 e L_3). 138
Figura 70 - Salbanda moscovítica e volframite na zona superior de um filão de quartzo leitoso sub-horizontal. 140
Figura 71 - Sulfuretos (pirite e calcopirite) a crescer na zona central do filão de quartzo mineralizado. 141
Figura 72 - Filão de quartzo sub-horizontal mineralizado do inclinado I7 em que se pode observar uma linha de fractura na parte mediana do filão 142
a. Pormenor em que se pode observar a volframite na zona mais mediana e os sulfuretos na zona próxima do hasteal. 142
b. Pormenor de uma zona do hasteal do filão de quartzo do inclinado I7 em que os sulfuretos apresentam uma intensa fracturação. 142
b'. Desenho esquemático de b. 142
Figura 73 - Quadro paragenético da mineralizações de W-Sn-Cu do Jazigo da Panasqueira definido por Kelly & Rye (1979). 144
Figura 74 - Quadro paragenético da mineralizações de W-Sn-Cu do Jazigo da Panasqueira 146
Figura 75 - Associação paragenética turmalina, moscovite e cassiterite associada ao EOS II. 147
Figura 76 - cassiterite disseminada em zonas fracturadas dos filões de quartzo mineralizados em W-Sn-Cu, na intercepção com um filão de Seixo Bravo. 147
Figura 77 - Filão de quartzo com cassiterite, sub-horizontal, do desmonte L_2-D_{17}-R_3-AW_{26}. 147

Figura 78 - Mineralização de Sn-Cu instalada na reabertura de um filão mineralizado em W-Sn-Cu. 148
a. Pormenor da zona do hasteal do filão de quartzo onde é visível a mineralização de W-Sn-Cu constituída por volframite e calcopirite. 148
b. Pormenor da zona central do filão de quartzo onde é visível a mineralização de Sn-Cu constituída por cassiterite e calcopirite. 148
Figura 79 - Cristal de siderite pertencente ao estádio EPS I recoberta pela associação paragenética cassiterite, turmalina e moscovite. 148
Figura 80 - Cassiterite I e volframite associadas a apatite I e moscovite I. (MOT-NX) 149
Figura 81 - O Qz I e a Mo I crescem em fracturas de uma pirite maciça, na zona do hasteal do filão do inclinado I_7(MOT-NP) 150
Figura 82 - O quartzo I e a moscovite I crescem em fracturas de uma pirite maciça, na zona do hasteal do filão do inclinado I7. MOT-NP 150
Figura 83 - Secção basal de cristal de quartzo III em que é possível observar a macla do Brasil. 151
Figura 84 - Quartzo euédrico hialino (Qz III) recoberto por um quartzo leitoso (Qz IV), recoberto por siderite II e apatite II. 151
Figura 85 - Quartzo euédrico hialino (Qz V) associado a turmalinas aciculares assentes num cristal romboédrico de siderite I. 151
Figura 86 - Fracturação hidráulica de uma massa de volframite pertencente a um filão de quartzo sub-horizontal preenchida por uma siderite III. 152
Figura 87 - Cristal de quartzo euédrico com evidências de dissolução de quartzo. 153
Figura 88 - Cassiterite II com zonas de crescimento paralelas e concêntricas. MOT-NP. 156
Figura 89a - Relação Nb/Ta das cassiterites estudadas. 156
Figura 89b - Relação Mn/Fe das cassiterites estudadas. 156
Figura 90 - Diagrama triangular (Sn, Ti, W) – (Fe, Mn) – (Nb, Ta) das composições globais das cassiterites estudadas. 157
Figura 91 - Relação (Nb+Ta) *versus* (Fe+Mn) das composições globais das cassiterites estudadas. 158

5. Fluidos associados à mineralização de W-Sn-Cu, Sn-Cu e Pb-(Zn)

Figura 92 - Estádio Precoce. (A vermelho indicam-se os minerais cujas IF foram estudadas) 167
Figura 93 - Quarzo I, leitoso, com abundantes IF. (MOT - NX). a. Pormenor onde é possível observar grupos de IF aquosas (Lw_1). 167
Figura 94 - Histograma da temperatura de fusão do gelo nos vários tipos de IF contidas no Qz I pertencente ao EP. 168
Figura 95 - Estádio Óxido-Silicatos I. (A vermelho indicam-se os minerais cujas IF foram estudadas) 169
Figura 96 - Quartzo II em que são visíveis inúmeras IF, intimamente associadas com a volframite. 171
a. Pormenor onde é visível a coexistência de uma IF do tipo Lc-w e de uma IF do tipo Lw_2. (MOR-NX). 171
Figura 97 - Quartzo II' em que são visíveis dois PIF principais constituídos por inclusões do tipo Lw-c. (MOR-NX). 171
Figura 98 - Histograma da temperatura de fusão do gelo nos vários tipos de IF contidas no Qz II, Qz II' e Cs I pertencentes ao EOS I. 174
Figura 99 - Histograma da temperatura de fusão dos clatratos nos vários tipos de IF contidas no Qz II, Qz II' e Cs I pertencentes ao EOS I. 174
Figura 100 - Histograma da temperatura de fusão do dióxido de carbono nos vários tipos de IF contidas no Qz II e Cs I pertencentes ao EOS I. 174
Figura 101 - Histograma da temperatura de homogeneização do dióxido de carbono nos vários tipos de IF contidas no Qz II e Cs I pertencentes ao EOS I. 175
Figura 102 - Estádio Principal dos Sulfuretos I. (A vermelho indicam-se os minerais cujas IF foram estudadas). 176
Figura 103 – Quartzo III com IF regulares dispostas em grupo. 176
Figura 104 - Histograma da temperatura de fusão do gelo nos vários tipos de IF contidas no Qz III pertencentes ao EPS I. 178
Figura 105 - Histograma da temperatura de fusão dos clatratos nos vários tipos de IF contidas no Qz III pertencentes ao EPS I. 179
Figura 106 - Histograma da temperatura de fusão do dióxido de carbono nos vários tipos de IF contidas no Qz III pertencentes ao EPS I. 179
Figura 107 - Histograma da temperatura de homogeneização do dióxido de carbono nos vários tipos de IF contidas no Qz III e Cs I pertencentes ao EPS I. 179

Figura 108 - Estádio Óxido-Silicatos II. (A vermelho indicam-se os minerais cujas IF foram estudadas) 180
Figura 109 - IF aquo-carbónicas aprisionadas no Qz V em que se observam IF do tipo Lw-c, Lc-w e Vc-w. 180
Figura 110 - PIF's aprisionadas num Qz II (?). 182
a. PIF 3 onde são visíveis IF do tipo Vc-w, Lc-w e Lw_2.
Figura 111 - Histograma da fusão do gelo nos vários tipos de IF contidas no Tpz, Qz V, PIF 3 e Cs II, pertencentes ao EOS II. 184
Figura 112 - Histograma da temperatura de fusão dos clatratos nos vários tipos de IF contidas no Qz V, PIF 3 e Cs II pertencentes ao EOS II. 184
Figura 113 – Histograma da temperatura de fusão do dióxido de carbono nos vários tipos de IF contidas no Qz V, PIF 3 e Cs II pertencentes ao EOS II. 185
Figura 114 – Histograma da temperatura de homogeneização do dióxido de carbono nos vários tipos de IF contidas no Qz V, PIF 3 e Cs II pertencentes ao EOS II. 185
Figura 115 – Estádio Principal dos Sulfuretos II. 185
Figura 116 - IF aquo-carbónicas aprisionadas na Ap II. 186
Figura 117 – IF aquo-carbónicas aprisionadas na Sd II. 187
Figura 118 - Histograma da fusão do gelo nos vários tipos de IF contidas na Ap II e Sd II pertencentes ao EPS II. 188
Figura 119 - Histograma da temperatura de fusão dos clatratos nos vários tipos de IF contidas na Ap II e Sd II pertencentes ao EPS II. 189
Figura 120 - Histograma da temperatura de fusão do dióxido de carbono nos vários tipos de IF contidas na Ap II e Sd II pertencentes ao EPS II. 189
Figura 121 - Histograma da temperatura de homogeneização do dióxido de carbono nos vários tipos de IF contidas na Ap II e Sd II pertencentes ao EPS II. 189
Figura 122 - Quartzo com estrutura em pente em que são visíveis inúmeras IF, associadas à galena. (MOR-NP) 190
Figura 122a - Pormenor onde é visível IF do tipo Lw_2 a crescerem perpendicularmente às faces do cristal. (MOR-NP) 191
Figura 123 - Histograma da temperatura de fusão do gelo nas IF do tipo Lw_2 aprisionadas no Qz III associado à mineralização de Pb-(Zn) e ao Qz IV e Qz V associado aos filões de quartzo sub-horizontais. 191
Figura 124 - Crescimento epitaxial do Qz IV sobre o Qz III. a. Pormenor do Qz IV com IF's do tipo Lw_2, com formas irregulares. 193
Figura 125 - Diagrama de correlação Tf CO_2 versus Th CO_2 das IF aprisionados nos vários estádios do Jazigo da Panasqueira. 195
Figura 126 - Diagrama da temperatura de homogeneização global versus temperatura de fusão do gelo das várias IF associadas aos diversos estádios do Jazigo da Panasqueira. 197
Figura 127 - Diagrama da composição da fase volátil das várias IF aquo-carbónicas associadas às diferentes mineralizações (W-Sn-Cu a azul e verde e Sn-Cu a vermelho e laranja) do Jazigo da Panasqueira. 201
Figura 128 - Diagrama da composição da fase volátil versus densidade da fase volátil das várias IF aquo-carbónicas associadas às diferentes mineralizações (W-Sn-Cu a azul e Sn-Cu a vermelho) do Jazigo da Panasqueira. 202
Figura 129 - Diagrama da composição global das várias IF aquo-carbónicas associadas às diferentes mineralizações do Jazigo da Panasqueira. 204
Figura 130 - Diagrama da fugacidade do oxigénio de várias IF aquo-carbónicas associadas às diferentes mineralizações do Jazigo da Panasqueira, a diferentes temperaturas. 206
a. Pormenor em que se observa a variação da fugacidade do oxigénio em relação à evolucão pagenética, a temperatura constante (300 °C). 206
Figura 131 - Logarítmo de base 10 da razão Br/Cl referente aos vários estádios da mineralização de W-Sn-Cu e Pb-Zn do Jazigo da Panasqueira, granito da Panasqueira e mineralização de cassiterite de Pedra Alta. 209
Figura 132 - Relação da razão Cl/Br versusCl referente aos vários estádios da mineralização de W-Sn-Cu, Sn-Cu e Pb-Zn do Jazigo da Panasqueira, granito da Panasqueira e mineralização de Sn de Pedra Alta. 210
Figura 133 - Teor de K normalizado para 10000 Na referente aos vários estádios da mineralização de W-Sn-Cu, Sn-Cu e Pb-Zn do Jazigo da Panasqueira, granito da Panasqueira e mineralização de cassiterite de Pedra Alta. 212
Figura 134 - Relação Na/K versus Cl/SO4 para os vários estádios da mineralização de W-Sn-Cu, Sn-Cu e Pb-Zn do Jazigo da Panasqueira, granito da Panasqueira e mineralização de Sn de Pedra Alta. 212

Figura 135 - Teor de Li normalizado para 10000 Na referente aos vários estádios da mineralização de W-Sn-Cu, Sn-Cu e Pb-Zn do Jazigo da Panasqueira, granito da Panasqueira e mineralização de Sn de Pedra Alta. 213
Figura 136 - Isócoras representativas das IF aquosas e aquo-carbónicas aprisionadas no Qz I, pertencentes ao EP. 216
Figura 137 - Isócoras representativas das IF aquosas e aquo-carbónicas aprisionadas no Qz II e Cs I, pertencentes ao EOS I. 217
Figura 138 - Isócoras representativas das IF aquosas e aquo-carbónicas aprisionados no Qz III, pertencentes ao EPS I. 218
Figura 139 - Isócoras representativas das IF aquo-carbónicas aprisionadas no Qz V, PIF 3 e na Cs II, pertencentes ao EOS II. 218
Figura 140 - Isócoras representativas das IF aquo-carbónicas aprisionadas na Sd II pertencentes ao EPS II. 219
Figura 141 - Evolução das condições P-T para os vários estádios de mineralização do Jazigo da Panasqueira. 220
Figura 142 - Composição isotópica de δD obtido para os diversos estádios da mineralização. 222
Figura 143 - Composição isotópica de δD versus $\delta^{18}O$ obtido para os diversos estádios da mineralização segundo dados de Kelly & Rye (1979). Os campos de fluidos magmáticos, metamórficos e orgânicos foram obtidos em Sheppard (1994). 223
Figura 144 - Composição isotópica de δD e $\delta^{18}O$ gerados por interacção entre um fluido meteórico (δD:-60 ‰ e –40‰) e um granito (δD:-70 ‰ e $\delta^{18}O$: 10‰), a 400 °C durante o estádio principal da mineralização(linha vermelha) e a 300°C durante o ECT (linha a preto) para diferentes razões f/r (números abaixo dos círculos). Segundo Polya (1987) baseado no modelo de Campbell et al. 1984). 225
Figura 145 - Composição isotópica de δD e $\delta^{18}O$ gerados por interacção de um fluido meteórico (δD:-54 ‰ e –8 ‰) quer com um granito ou xisto (δD:-70 ‰ e $\delta^{18}O$: 11 ‰), a 375 °C (linha vermelha) quer com carvão(δD:-130 ‰ e $\delta^{18}O$: 11 ‰), a 240°C durante os estádios EOS, EPS, EAP e ECT para diferentes razões f/r . Segundo Polya et al. (2000) baseado no modelo de Campbell et al. (1984). 227
Figura 146 - Composição isotópica de δD e $\delta^{18}O$ gerados por interacção de um fluido meteórico (δD:-125 ‰) com um granito (δD:-70 ‰ e $\delta^{18}O$: 10 ‰), a 300, 400 e 500 °C para diferentes razões f/r. Adaptado de Polya (1987) e Polya et al. (2000), tendo por base o modelo de Campbell et al. 1984). 230
Figura 147 - Modelo proposto para a evolução dos isótopos de δD e $\delta^{18}O$ no Jazigo da Panasqueira. 232
a. Durante o EP e EOS I. 232
b. Durante o EPS I, EOS II e EPS II.
c. Durante o EAP e ECT. 232
Corte hipotético do sector P4 tendo por base o perfil de Bussink (1984) no que se refere à cúpula granítica. Desenho sem escala.

6. Datação absoluta das mineralizações

Figura 148 - Datações absolutas obtidas em diversas moscovites pelo método $^{40}Ar/^{39}Ar$. 236
Figura 149 - Descriminação das datações absolutas obtidas por Snee et al. (1988) para os vários sectores da mina. 237

7. Síntese e discussão dos dados obtidos

Figura 150 - Distribuição da cassiterite e volframite explorada até ao ano de 1967, no Couto Mineiro da Panasqueira. 241
Figura 151 - Relação entre o campo de tensões, o magmatismo e as mineralizações no Couto Mineiro da Panasqueira. 247
Figura 152 - Relação entre as Bacias Carboníferas Continentais e os cisalhamentos e fracturas hercínicas. 253
Figura 153 - Síntese da evolução das condições físico-químicas dos diversos fluidos presentes nos vários estádios do Jazigo da Panasqueira. 255
Figura 154 - Representação esquemática do diagrama de fases do sistema H_2O-CO_2. 257
a. Evolução de um fluido (A) por quebra de pressão ou temperatura. 1 257
b. Evolução de um fluido (A) por devolatilização do encaixante. 257

8. Comparação com o Jazigo de Pedra Alta (Sn)

Figura 155 – Corte geológico interpretativo da Mina de Pedra Alta e Granito da Argemela. 264

Figura 156 - Ocorrência de cassiterite associada a moscovite em fracturas de um quartzo leitoso deformado. 265
Figura 157 - Histograma da fusão do gelo nos vários tipos de IF contidas na cassiterite do Jazigo da Pedra Alta. 267

9. Modelo genético

Figura 158 - Proposta reconstituição esquemátima do sector do Couto Mineiro da Panasqueira entre o Devónico superior e o início do Pérmico. Secção vertical hipotética com direcção NE-SW.
a. Recuo do mar por acção da tectónica, durante o Devónico médio e consequente formação de bacias marinhas confinadas onde se vão formar salmouras. 275
b. Formação de uma bacia continental, durante o Carbonífero superior, associada a uma zona de cisalhamento termicamente anómala. Formação de fracturas sub-horizontais associadas à exumação do orogeno. 275
c. Instalação do granito da Panasqueira e génese das mineralizações de W-Sn-Cu e posteriormente da mineralização de Pb-Zn. 276
d. Instalação do granito da Barroca Grande. 276
e. Génese das mineralizações de Sn-Cu. 277

III – Considerações gerais

1. Evolução da Orogenia Hercínica e sua relação com as mineralizações de Sn-W

Figura 159 - Evolução do orógeno colisional segundo o modelo do colapso gravítico.
a. Espessamento crustal no estádio colisional. 282
b. Maturação termal. 282
c. Colapso gravítico 282
Figura 160 - Esquema da relação entre a exumação e os fluidos. 285
Figura 161 - Esquema global da relação da Orogenia Hercínica com os episódios de granitização, bacias sedimentares e mineralizações. 286

ÍNDICE QUADROS

I Parte- Síntese

1. Orogenia Hercínica

Quadro I - Cronologia das principais fases da deformação hercínica na Península Ibérica. Principais propostas 44

3 Mineralizações associadas às fases tardias da Orogenia Hercínica

Quadro II - Síntese das mineralizações filonianas de Sn-W da Zona Centro-Ibérica e Zona Galiza Média – Trás-os-montes 59

II - Jazigo da Panasqueira

5. Fluidos associados à mineralização de W-Sn-Cu, Sn-Cu e Pb-(Zn)

Quadro III - Características principais das IF do EP 168
Quadro IV - Características principais das IF do EOS I 170
Quadro V - Características principais das IF do estádio EPS I 177
Quadro VI - Características principais das IF do EOS II 181
Quadro VII - Características principais das IF do estádio EPS II 186

7. Síntese e discussão dos dados obtidos

Quadro VIII – Tipo de mineralizações existentes no Jazigo da Panasqueira 240
Quadro IXa – Controles estruturais 242
Quadro IXb – Controles litológicos e estratigráficos 242
Quadro X – Diaclasamento da região da Beira Baixa 246

8. Comparação com o Jazigo de Pedra Alta (Sn)

Quadro XI - Características principais das IF de Pedra Alta 266

ÍNDICE TABELAS

3. Enquadramento geológico-estrutural

Tabela I – Análise EDS Siderite da Falha D25 119
Tabela II – Análise EDS minerais de NiAs da Falha D19 123
Tabela III – Análise EDS Siderite da Falha D19 124

4. Mineralização de W-Sn-Cu e Sn-Cu no sector da Barroca Grande

Tabela IV – Análise WDS de cassiterites (2 oxigénios) 155

5. Fluidos associados à mineralização de W-Sn-Cu, Sn-Cu e Pb-(Zn)

Tabela V – Síntese dos dados de microtermometria de IF associadas ao EP do Jazigo da Panasqueira 169
Tabela VI – Síntese dos dados de microtermometria de IF associadas ao EOS I do Jazigo da Panasqueira 173
Tabela VII – Síntese dos dados de microtermometria de IF associadas ao EPS I do Jazigo da Panasqueira 178
Tabela VIII – Síntese dos dados de microtermometria de IF associadas ao EOS II do Jazigo da Panasqueira 183
Tabela IX – Síntese dos dados de microtermometria de IF associadas ao EPS II do Jazigo da Panasqueira 187
Tabela X – Síntese dos dados de microtermometria de IF associadas à mineralização de Pb-Zn do Jazigo da Panasqueira 192
Tabela XI - Composição da fase volátil das IF aprisionadas nos diversos estádios de mineralização do Jazigo da Panasqueira 200
Tabela XII – Composição global das IF aprisionadas nos diversos estádios do Jazigo da Panasqueira 203
Tabela XIII - Análise de Crush-Leach – Aniões 208
Tabela XIV - Análise de Crush-Leach – Catiões 211

8. Comparação com o Jazigo de Pedra Alta (Sn)

Tabela XV – Síntese dos dados de microtermometria de IF associadas ao Jazigo da Pedra Alta 267

Preâmbulo

O presente trabalho, que agora expomos, foi fruto de uma colaboração entre o autor, o seu orientador científico, Professor Fernando Noronha e as Minas da Panasqueira, representadas quer pelo seu Director Geral, Eng. Nique quer pelo técnico Duarte que colaborou em todo o trabalho de mina. A investigação levada a cabo neste trabalho enquadra-se dentro das actividades científicas levadas a cabo pelo Grupo de Investigação em Metalogenia e Fluidos (GIMEF) pertencente ao Departamento de Geologia/Centro de Geologia da Universidade do Porto. O projecto foi financiado através de uma bolsa de doutoramento da Fundação para a Ciência e a Tecnologia -Programa PRAXIS XXI e pelo Centro de Geologia da Universidade do Porto.

O objectivo principal a que nos propusemos, expresso no seu título, é o de contribuir para uma melhor compreensão do facto de tão grande variedade e concentração de metais estarem associados às fases finais da Orogenia Hercínica. Com vista a atingir o fim em vista foi escolhido como objecto de estudo principal, o Jazigo da Panasqueira, ao qual estão associadas as mineralizações de W-Sn-Cu e Pb-Zn. Mas cabe agora ao leitor atento e/ou conhecedor destas matérias perguntar o porquê de estudar o Jazigo da Panasqueira se é, como afirma Sawkins (1990), este um dos jazigos hidrotermais relacionado com colisão de placas mais bem estudado do mundo.

O Jazigo da Panasqueira, embora já estudado sob diversas facetas, com destaque para o estudo dos fluidos que presidiram à génese das mineralizações de W-Sn-Cu, é, quanto a nós, um objecto de estudo privilegiado com vista a atingir os fins acima expostos, se tivermos em conta que:

- as mineralizações de W-Sn-Cu, contidas em filões de quartzo sub-horizontais, datadas através de métodos absolutos, apresentam uma idade aproximada de 280 Ma, pelo que, indubitavelmente, estão relacionadas com a fase final da Orogenia Hercínica;

- possuí uma mineralização de Pb-Zn associada a falhas de desligamento subverticais, possivelmente posterior às primeiras;

- embora sendo um jazigo extremamente bem estudado, ainda apresenta muitos pontos poucos esclarecidos ou objecto de discórdia, nomeadamente qual o papel da cúpula granítica na génese das mineralizações;

- é o único jazigo deste tipo em laboração na Europa; este facto permitiu o seu estudo em pormenor, não só em extensão como também em profundidade;

O trabalho será dividido em três partes distintas. A primeira consistirá numa síntese sobre as mineralizações de W-Sn e Pb-Zn no território português e a sua relação com as fases de deformação Hercínica e a implantação do vasto cortejo de rochas graníticas. Esta síntese será efectuada com base na bibliografia. Na segunda parte iremos apresentar o jazigo da Panasqueira (W-Sn-Cu; Sn-Cu; Pb-Zn), sob diversas facetas, com destaque para o estudo de pormenor das várias estruturas mineralizadas assim como dos fluidos associados a estas assim como a sua comparação com o Jazigo de Pedra Alta (Sn). A terceira parte terá uma índole mais geral, enquadrando o jazigo das Panasqueira no Orógeno Hercínico, com vista a contribuir para uma melhor compreensão das fases tardias desta orogenia e de quais foram os processos que presidiram à concentração anómala de metais na crusta durante esse período.

O desenvolvimento desta dissertação teve como base o trabalho de mina, principalmente no sector da Barroca Grande pertencente ao Couto Mineira das Minas da Panasqueira, onde se efectuaram amostragens nos filões de quartzo sub-horizontais mineralizados, nas falhas de desligamento subverticais, associadas ou não à mineralização de Pb-Zn, no encaixante metassedimentar e na cúpula granítica da cúpula, na medida em que o Granito da Panasqueira noutros sectores só foi acedido por sondagem. No trabalho de mina foram cartografadas principalmente as estruturas mineralizadas e as falhas subverticais afim de estabelecer as relações temporais entre as várias estruturas mineralizadas e a sua relação com as falhas e o encaixante metassedimentar e rochas magmáticas. No que se refere ao Jazigo de Pedra Alta, o estudo cingiu-se ao trabalho de campo. A amostragem centrou-se nos filões de quartzo mineralizados, colhidos quer nas escombreiras quer numa amostragem dos filões, *in situ*, efectuada pelo Professor Fernando Noronha.
A uma escala microscópica estudaram-se principalmente as estruturas mineralizadas, utilizando para tal o microscópio óptico quer de transmissão quer de reflexão, o microscópio electrónico de varrimento associado à microanálise por EDS e a microssonda electrónica. Quanto ao estudo dos fluidos associados à mineralização foram estudadas quer IF (inclusões fluidas) contidas em minerais que assumimos ser contemporâneos desta (quartzo, apatite, siderite, topázio) quer IF contidas na própria mineralização (cassiterite). No estudo dos fluidos, nomeadamente na determinação da composição e condições de temperatura e pressão prevalecentes aquando do seu aprisionamento, foram utilizados a análise microtermométrica, a análise por Espectroscopia Raman e a análise de iões em lixiviados.

Os fluidos associados às várias mineralizações estudadas constituiu o objecto principal de estudo no presente trabalho. Será contudo o seu estudo fundamental para atingir o fim a que nos propomos no início do trabalho?

Agricola, em 1546, na sua famosa obra De Re Metálica, protagoniza para os fluidos um papel fundamental na génese das mineralizações. Sorby, em 1858, pioneiro no estudo das Inclusões Fluidas (IF) contidas nos minerais, afirma que o seu estudo permite inferir quais as condições de formação dos minerais. Mais recentemente, principalmente na segunda metade do século passado (século XX), os estudos das IF têm sido utilizados como ferramenta fundamental no campo da disciplina de Jazigos Minerais. Na natureza são raros, senão mesmo nulos, os exemplos de mineralizações associados a fenómenos de pura difusão, sendo condições necessárias à concentração de metais a presença de fluidos que transportem esses metais, um meio favorável à sua circulação, energia para os mesmos circularem e condições físico-químicas favoráveis ao aprisionamento dos metais em determinadas estruturas. Mas, tendo as mineralizações tardi-hercínicas sido geradas há cerca de 280 Ma como é possível estudar os fluidos que presidiram à génese das mesmas? Os metais são incorporados nas estruturas cristalinas de determinados minerais contemporaneamente com os fluidos que presidiram à sua génese, alojados em defeitos estruturais dos minerais que se criam durante o seu crescimento. Essas cavidades, geralmente micrométricas, onde se aprisionam os fluidos são denominadas de Inclusões Fluidas (IF).

Através de métodos directos e indirectos de estudo das inclusões fluidas, é hoje possível determinar qual a composição e condições físico-químicas dos fluidos aquando da seu aprisionamento. Estes estudos têm sempre presente o princípio de que o fluido uma vez aprisionado não modificou as suas características físico-químicas. Deste modo poderemos compreender melhor a génese das mineralizações assim como estabelecer parâmetros mais precisos dos processos que estiveram associados à concentração dos metais e que poderão servir de guias à prospecção de novas concentrações metálicas assim como à possível reavaliação das concentrações já conhecidas.

Esperamos que no final da leitura do presente trabalho o leitor sinta que afinal não foi tempo perdido pois será sinal de que este trabalho terá dado alguma contribuição para um melhor esclarecimento de tão complexa matéria. Quanto a nós ficamos com o sentimento de que muito ainda há a fazer quer no que se refere ao jazigo da Panasqueira e seu envolvente geológico quer de outros objectos de estudo relacionados com este período da vida da Terra tão enigmático, neste pedaço da crusta que alguém mais tarde resolveu dar nome de Península Ibérica, Europa ou, se o nosso engenho nos levar para mais longe, Continente Pangea.

I Parte

Síntese

"Devemos enfrentar e dominar os grandes temas quem envolvem o nosso universo, mas a melhor forma de os abordarmos é através das pequenas curiosidades que chamam a nossa atenção – todos os pequenos seixos que abundam nas praias do conhecimento. "
Stephen Jan Gould (1989) – A Vida é Bela.

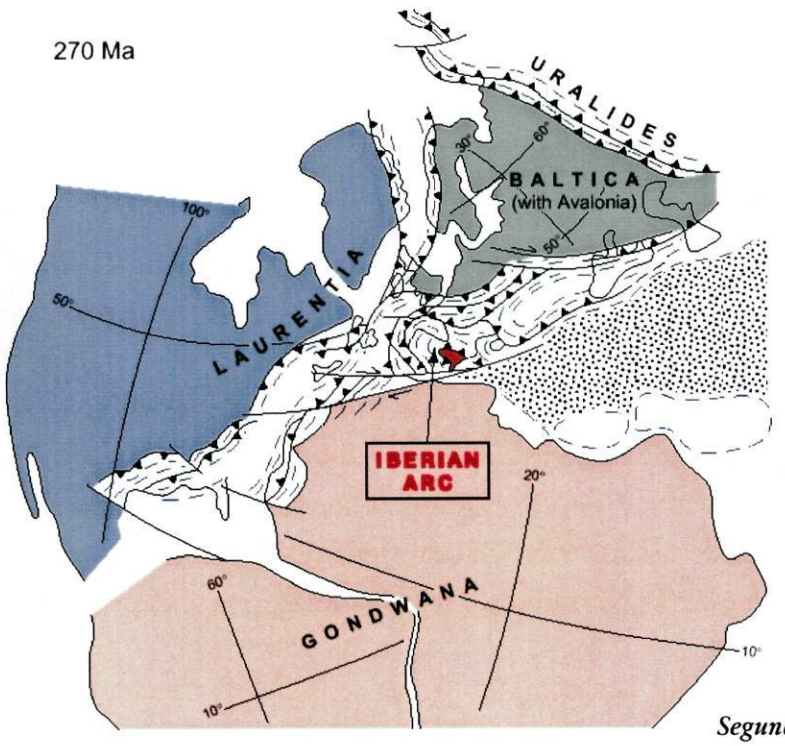
"Em plena massa plutónica o veio de quartzo, não mais largo que uma fita de máquina de escrever, passava direito como o sulco que deixa na água a querena dum batel vítreo aqui pelo lavar das chuvas, cor-de-rosa além, escurecendo ao sumir-se debaixo da terra."
Aquilino Ribeiro (1943) – Volfrâmio.

1. Orogenia Hercínica

1.1 Introdução

A cadeia hercínica gerou-se como consequência da colisão, durante o Paleozóico superior, de dois continentes, Laurentia e Báltica a noroeste e Gondwana a sudeste (figura 1). Desta convergência resultou o fecho de três oceanos (Iapetus, Rheic e Galiza) (Matte 1991).

A cadeia estende-se desde a Península Ibérica até à região da Boémia (República

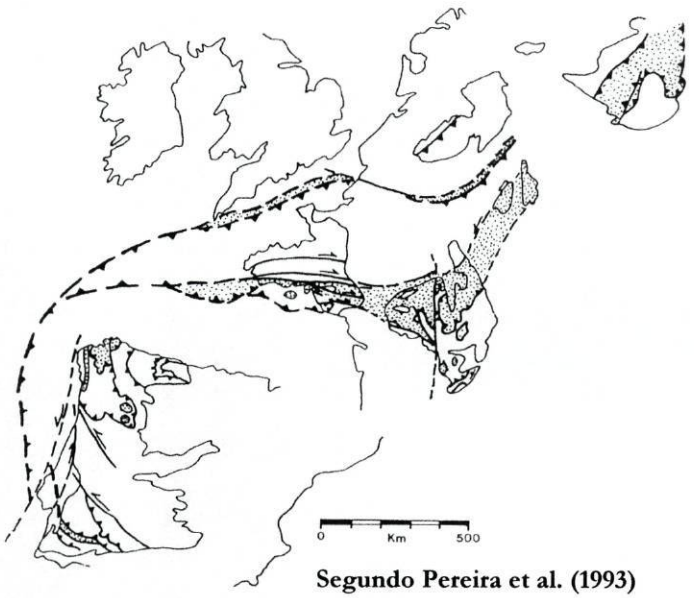


Segundo Ribeiro et al. (1996)

Figura 1 - Reconstituição paleogeográfica da Península Ibérica durante o Paleozóico superior (270 Ma), durante a colisão dos continentes Gondwana e Laurentia-Báltica.

Checa/Polónia). No que se refere à sua componente europeia está integrada numa cadeia mais geral, com cerca de 1000 km de largura e 8000 km de comprimento, estendendo-se até ao continente americano (Ouachitas e sul dos Apalaches) e africano (Mauritânia).

Esta cadeia apresenta, no seu sector mais ocidental, um acentuado arqueamento das suas estruturas, designado por Arco Ibero-Armoricano (figura 2). De entre muito trabalhos efectuados no sentido de melhor compreender a génese e evolução deste arco, destacamos o modelo colisional primeiramente proposto por Bard et al. (1973) e desenvolvido posteriormente por Matte (1986, 1991), de uma indentação plástica, por colisão, em torno do continente africano, modelo semelhante ao proposto para



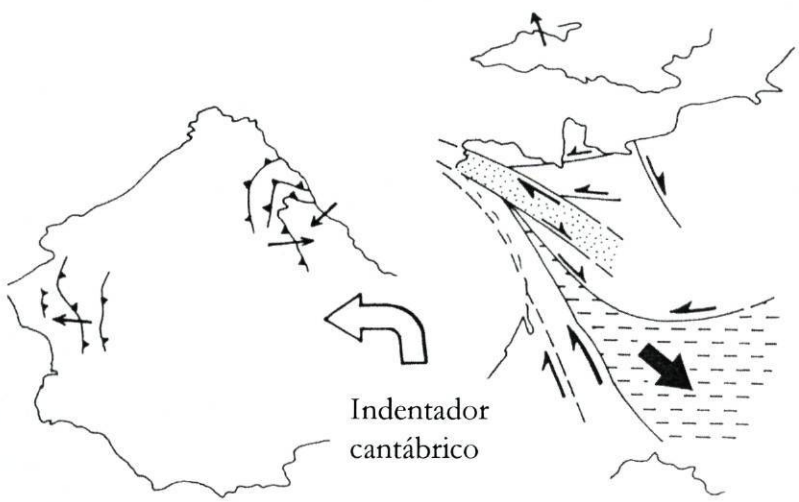
Segundo Pereira et al. (1993)

Figura 2 - Arco Ibéro-Armoricano situado na zona mais ocidental da cadeia hercínica.

os Himalaias. Segundo Dias & Ribeiro (1995) o bloco cantábrico funcionou como indentador, tendo sofrido uma rotação durante a colisão, no final do carbonífero (figura 3).

Associadas ao Arco Ibero-Armoricano foram assinaladas grandes estruturas de desligamento (Iglesias & Ribeiro 1981). Estes desligamentos são gerados, segundo Matte (1991) contemporaneamente à génese do arco devido a uma tectónica de escape lateral.

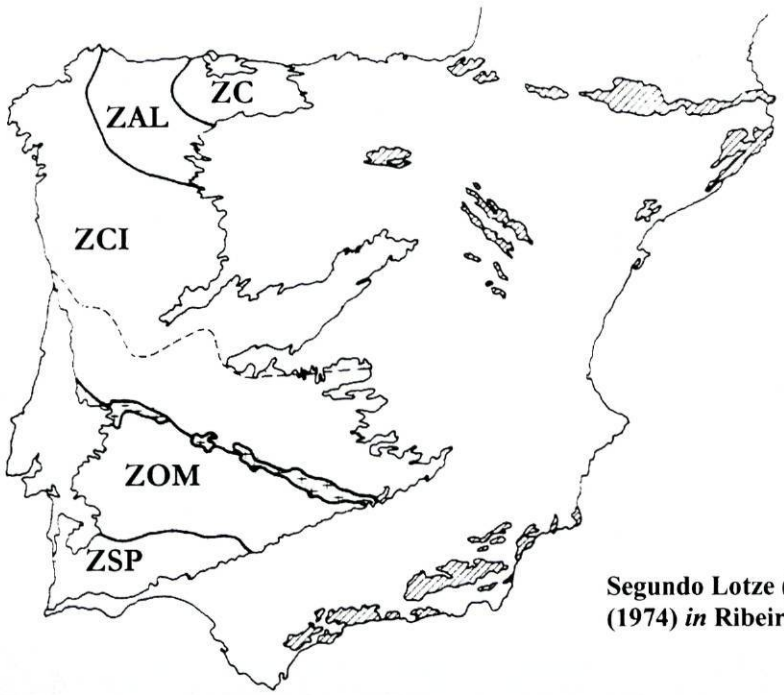
No que se refere à Península Ibérica o número e os limites das zonas geotectónicas que a constituem, têm sido alvo de diversas propostas desde a sua criação, por Lotze em 1945 e revista por Juivert et al. (1974) (figura 4). Ribeiro (1974) individualizou, dentro da Zona Centro Ibérica, a subzona Galiza Média e Trás-os-Montes e mais recentemente Farías et al. (1987) considerou-a como uma zona independente. A



Dias & Ribeiro (1995)

Figura 3 - Rotação do indentador (bloco cantábrico) durante a colisão no Carbonífero.

tectónica e evolução dos sectores da cadeia hercínica correspondentes às Zona Centro-Ibérica (ZCI) e Zona Galiza (ZGTM) estão intimamente ligados à génese do Arco Ibero-Armoricano.



Segundo Lotze (1945) e Julivert et al. (1974) *in* Ribeiro et al. (1990)

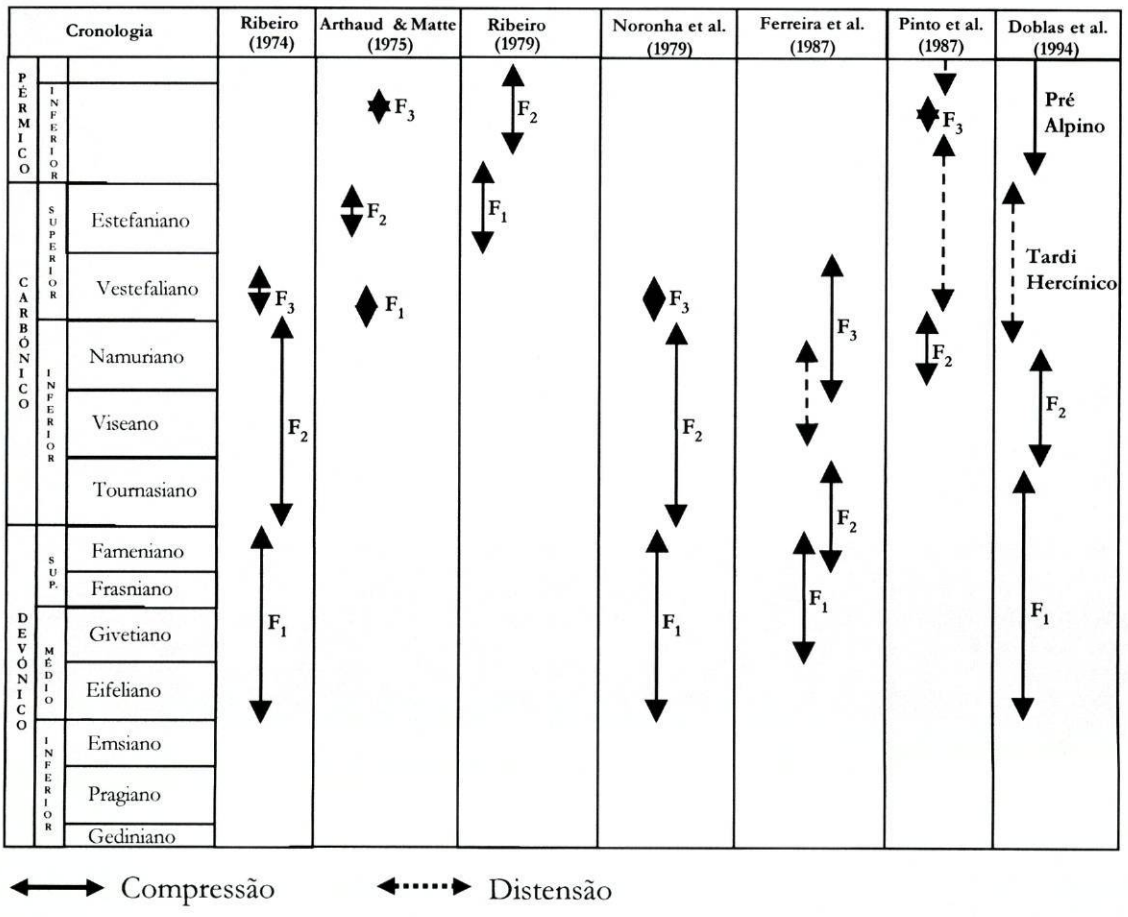
Figura 4 - Zonas geotectónicas da Península Ibérica.
ZC- Zona Cantabrica, **ZAL** - Zona Oeste Astúrica-Leonesa, ZCI - Zona Centro Ibérica, **ZOM** - Zona Ossa Morena, **ZSP** - Zona Sul-Portugesa.

1.2 Fases de deformação na Zona Centro Ibérica

A definição das principais fases de deformação hercínica na Península Ibérica e mais concretamente na ZCI têm sido alvos de grande controvérsia (Schermerhorn 1956, Matte 1968 Oen 1970, Ferreira et al. 1971, Arthaud & Matte 1975, Noronha et al 1979, Ribeiro 1979, Ferreira et al. 1987, Pinto et al. 1987, Doblas et al. 1994 e Dias & Ribeiro 1995). No quadro I apresentamos uma breve síntese cronológica das principais fases deformação com base em alguns dos trabalhos citados. Desta síntese poderemos desde já constatar uma unanimidade quanto à existência de, neste sector do orógeno de duas fases principais de deformação hercínica (F_1 e F_3 de Noronha et al. 1979 e Ferreira et al. 1987; F_2 de Pinto et al. 1987, equivalente da F_3 dos autores anteriormente citados) contemporâneas do processo de colisão. A fase F_2, definida por Ribeiro (1974) para os sectores do alóctone e para-autóctone do orógeno, estão associadas aos mantos de carreamentos pelo que não tem expressão na área em estudo.

No que diz respeito à sua cronologia não existe grande consenso mas para tal facto teremos que ter em atenção à existência de um grande diacronismo destas fases de deformação, mesmo dentro da mesma zona geotectónica, facto realçado por Noronha et al. (1979), Pinto et al. (1987) e Dallmeyer et al. (1997).

Quadro I - Cronologia das principais fases da deformação hercínica na Península Ibérica. Principais propostas.



O início da colisão (F_1) foi assinalado pela instalação de magmas graníticos, nomeadamente em Oliveira de Azeméis (Pereira et al. 1993). As estruturas formadas durante esta fase apresentam uma geometria variável conforme o sector do orógeno, com uma orientação geral NW-SE (Ribeiro et al. 1990). São contemporâneas desta fase as dobras de grande amplitude, tais como, o anticlinal de Valongo, o anticlinal do Marão e o sinclinal do Buçaco assim como os grandes cisalhamentos dúcteis, tais como, o cisalhamento do Sulco Carbonífero, o cisalhamento de Juzbado-Penalva do Castelo e a falha de Porto-Tomar e o cisalhamento Tomar-Badajoz.

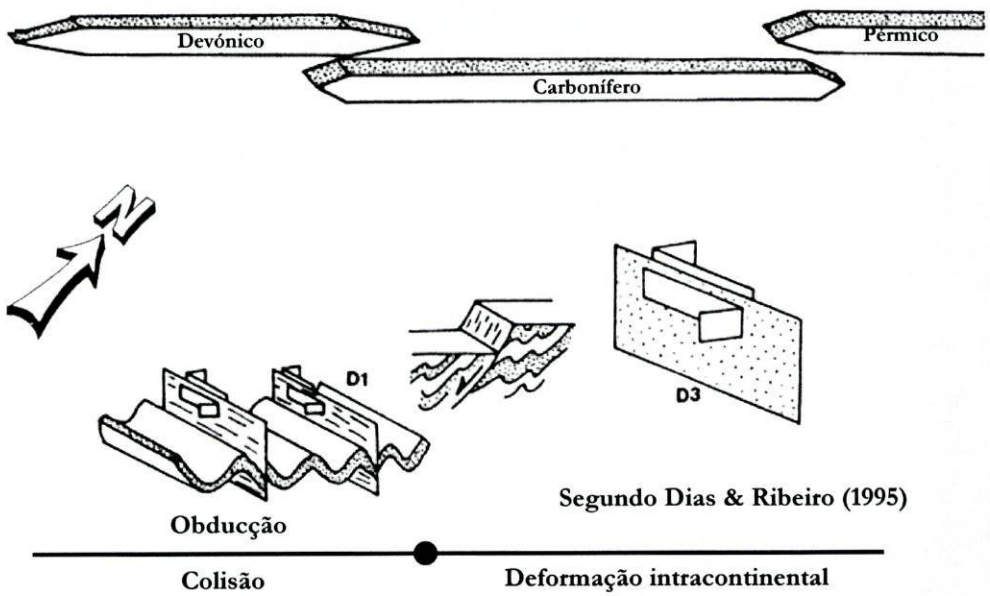


Figura 5 - Principais fases de deformação existentes na ZCI.

A fase F_3 desenvolve-se no estádio final da colisão (figura 5). O movimento tangencial foi esgotado por encurtamento máximo e a deformação desenvolve-se segundo cisalhamentos dúcteis intracontinentais (Iglesias & Ribeiro 1981 e Pereira et al. 1993). As dobras associadas a esta fase de deformação são de plano axial subvertical e eixos sub-horizontais, segundo uma compressão NW-SE, associada a estes cisalhamentos (Arthaud & Matte 1975).
Entre estas fases principais de deformação Pereira (1987), Ferreira et al. (1987), Pinto et al. (1987) referem a existência de uma fase distensiva.

Depois das principais fases de deformação da Orogenia Hercínica iremos abordar a evolução do orógeno nas suas fases mais tardias, pós a fase colisional.
Segundo Arthaud & Matte (1975) o período pós-hercínico desenvolve-se entre os 310 Ma. e os 270 Ma, num regime frágil, com uma compressão N-S geral e NW-SE em particular para o sector NW da Península Ibérica. A compressão originou uma intensa fracturação do soco hercínico; os sistemas de desligamento NE-SW, NW-SE e E-W pertencem a este período.
Ribeiro (1979) definiu as fases tardias da Orogenia Hercínica, tal como os autores acima referidos, como sendo períodos de fracturação distribuídos por duas fases distintas:

- F_4 - compreendida desde os 300 Ma até aos 280 Ma, com um campo de tensões em que a compressão máxima (σ_1) se orienta N-S, equivalente à definida por Arthaud & Matte (1975), responsável pelo sistema de desligamentos NNE-SSW a

ENE-WSW, com movimentação esquerda e os conjugados, com direcção NNW-SSE a NW-SE, com movimentação direita;

- F_5 - compreendida desde os 280 Ma até 250 Ma, com um campo de tensões em que a compressão máxima (σ_1) se orienta E-W materializado, por exemplo, pelo rejogo da Falha Porto-Tomar como falha inversa.

Associados à fase F_4 definida por Ribeiro (1979), com uma compressão máxima W-E, encontram-se registados o cavalgamento do Precâmbrico da Série Negra sobre a bacia carbonífera do Buçaco, de idade estefaniana C superior (Domingos et al., 1983) e "kinks" observados em vários sectores do orógeno, tais como, no sector de Terramonte (Couto, 1993).

Pereira et al. (1993), no que diz respeito às deformações tardias (D_3 e D_4), consideram existir uma diferenciação nos regimes metamórfico e de deformação, em que o movimento tangencial foi esgotado por encurtamento máximo e a deformação prossegue segundo cisalhamentos dúcteis intracontinentais (D_3). Posteriormente, durante a D_4, regista-se uma mudança para um regime essencialmente frágil, com o desenvolvimento de fracturas frágeis com direcção NE-SW a NNE-SSW com movimento horizontal direito e NW-SE conjugado, compatível com um campo de tensões máximo orientado N-S ou NNW-SSE (figura 6).

Posterior às fases de deformação principal da Orogenia Hercínica, do tipo intercontinental, foram igualmente registados vários períodos distensivos. Domingos et al. (1983) referem a presença de uma tectónica distensiva, do tipo intracontinental, no Carbonífero superior. Pinto et al. (1987) referem a presença de uma fase compressiva (D_3) posterior às fases principais de deformação, intercalada entre duas fases distensivas. Couto (1993) refere igualmente uma fase compressiva pós-estefaniana, com uma compressão segundo N40E.

Segundo Doblas et al. (1994) o conceito de fases tardias da Orogenia Hercínica está compreendido, no Maciço Central Espanhol entre a base do Carbonífero superior (Vestefaliano), correspondendo ao fim da compressão E-W hercínica e o início do Pérmico, com o início da compressão N-S e extensão E-W, correspondente ao início da Orogenia Alpina. Este estádio de transição entre a orogenia Hercínica e Alpina correspondeu assim, segundo estes autores, a um estado distensivo.

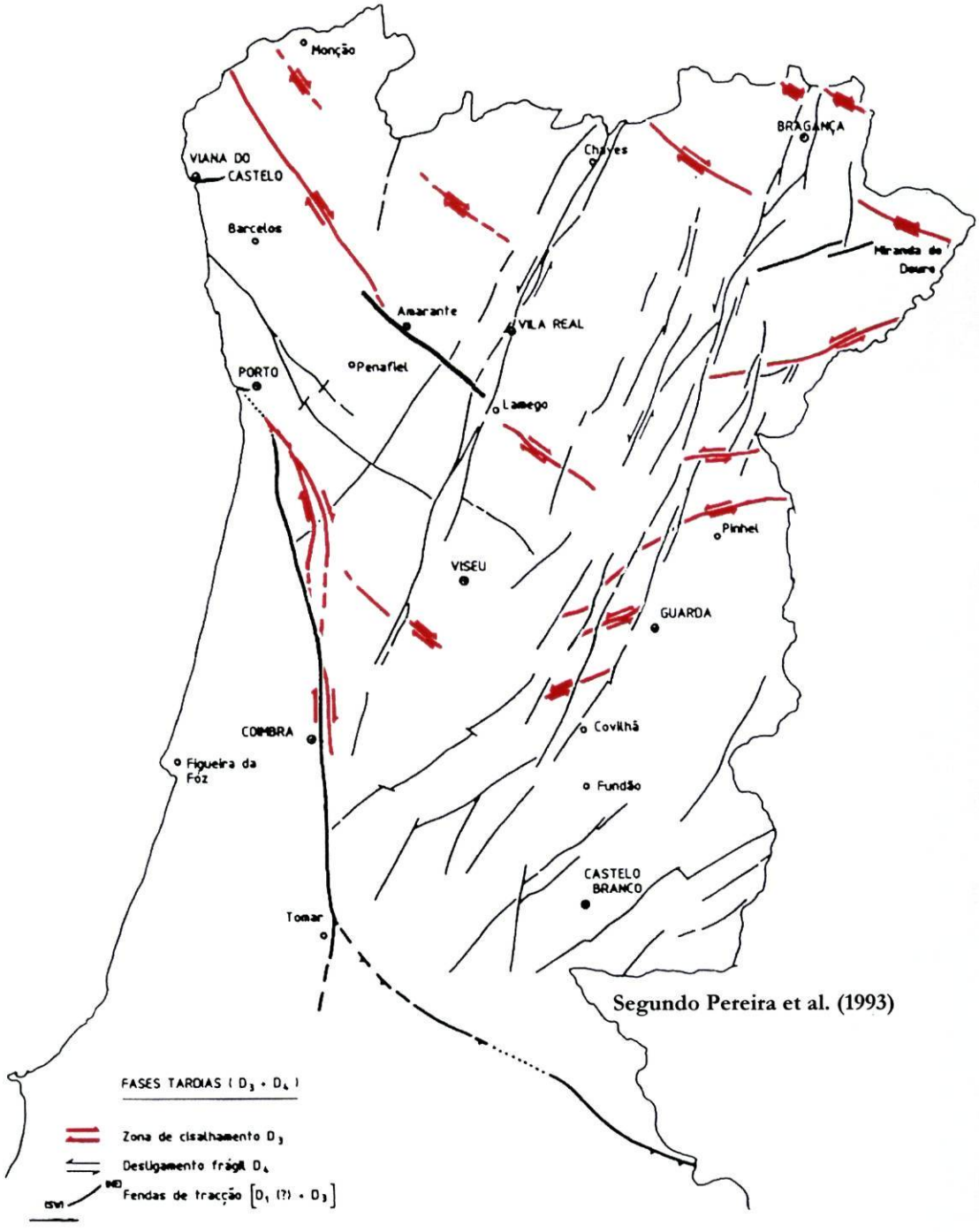


Figura 6 – Cisalhamentos e fracturas das fases hercínicas tardias.

2. Magmatismo Hercínico na Zona Centro Ibérica

Os granitóides portugueses, pertencentes à ZCI na sua maioria, estão intimamente ligados à Orogenia Hercínica, principalmente às suas fases tardias. Várias tem sido os critérios utilizados para a classificação desde granitóides. As principais classificações estabelecidas para os granitóides que ocorrem no território português baseiam-se em critérios cronológicos, definidos por Schermerhorn (1956) e Oen (1970) como "oldest", "older" e "younger", em critérios químico-petrológicos, definidos por Capdevila & Floor (1970) como "granitóides alcalinos de duas micas" e "granodioritos calcoalcalinos com biotite dominante", em critérios genéticos definidos por Capdevila et al. (1973) como "granitóides mesocrustais" e "granitóides basicrustais" e em critérios estruturais, classificando os granitóides em relação com as fases da Orogenia Hercínica (Ferreira et al. 1987) em "pré-orogénicos", "sin-orogénicos" e "tardi a pós-orogénicos"[1].

Na Carta Geológica 1:500 000 dos Serviços Geológicos de Portugal de 1992 foi adoptada a classificação de Ferreira et al. (1987), modificada, que pensamos ser a classificação que melhor distingue os diversos tipos de granitóides que ocorrem no território português, na medida em que a génese destes não pode ser dissociada da evolução da Orogenia Hercínica . A classificação divide os granitóides da ZCI em 3 tipos fundamentais:

- *Granitóides de duas micas com restitos*, equivalente aos granitóides sinorógenicos de duas micas sin a tardi F_3 de Ferreira et al. (1987) (figura 7);

- *Granitóides relacionados com cisalhamentos dúcteis*, equivalente aos granitóides sinorógenicos biotíticos sin F_3 (figura 8a), granitóides sinorógenicos biotíticos tardi F_3 (figura 8b), granitóides sinorógenicos biotíticos tardi a pós F_3 (figura 8c) de Ferreira et al. (1987) ;

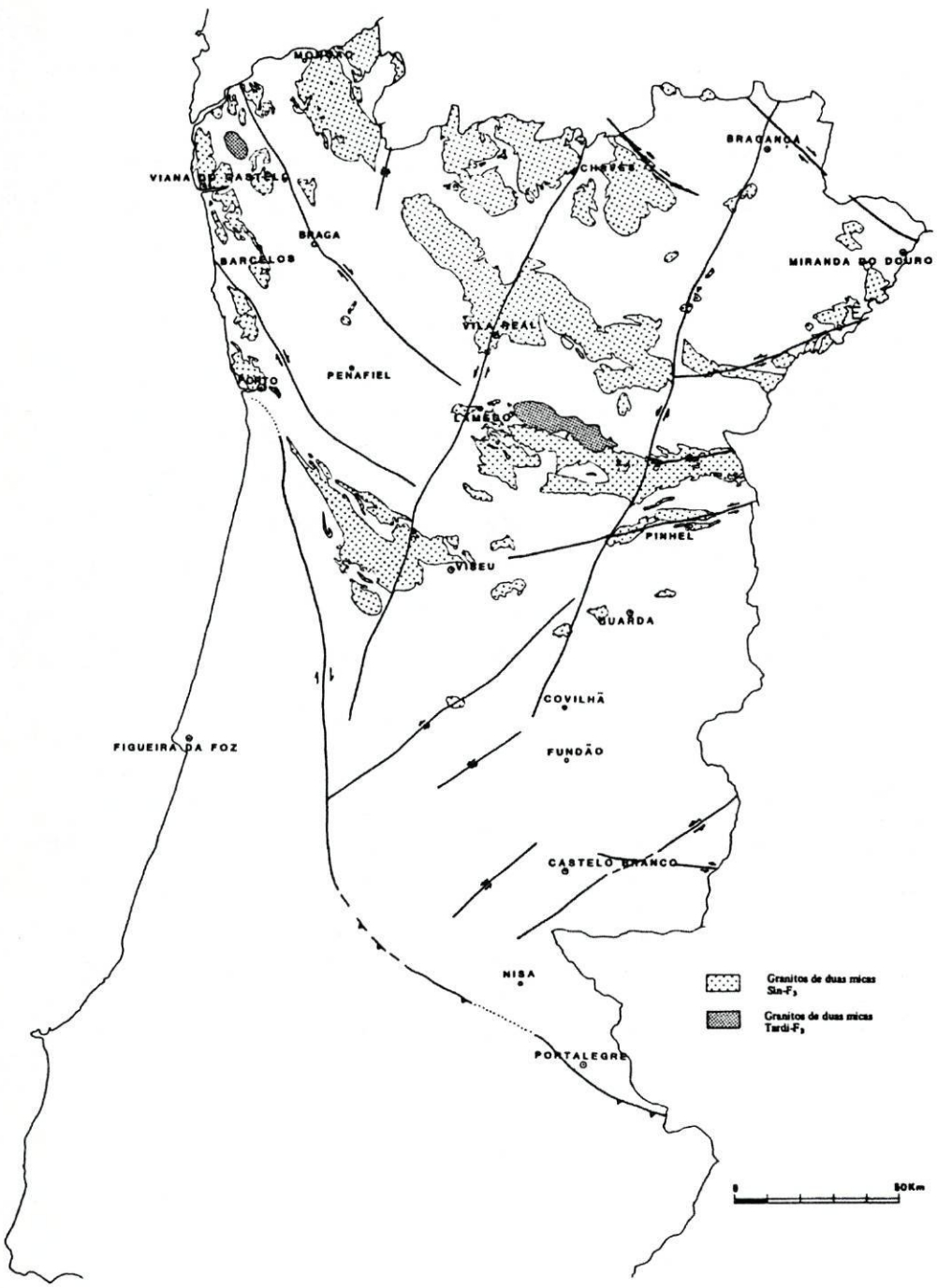
- *Granitóides relacionados com fracturas frageis*, equivalente aos granitóides tardi a pós orogénicos de Ferreira et al. (1987) (figura 9);

Os granitóides do primeiro grupo são equivalentes aos "granitos mesocrustais", gerados por anatexia húmida controlada pelo metamorfismo regional, pós

[1] O termo orogénico utilizado nesse trabalho está relacionado com a terceira fase de deformação hercínica definida por Noronha et al. (1979) pode levar a confusão para quem não está contextualizado com este assunto na medida em que todos estes granitos são orogénicos. Por tal facto optaremos por substituir a palavra orogénico por tectónico.

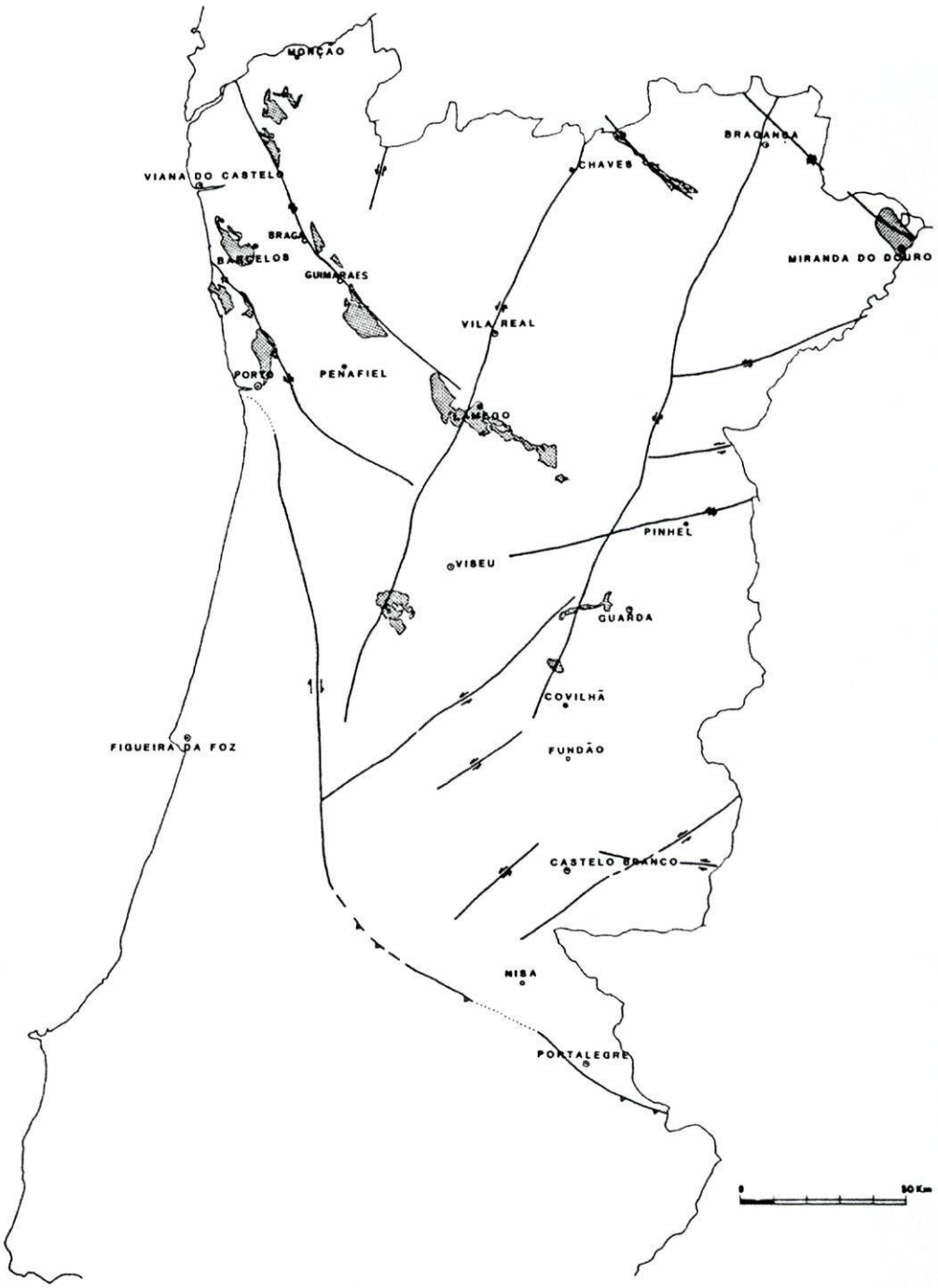
espessamento crustal. Estes granitos, nos quais se enquadram os granitos peraluminosos, instalaram-se no núcleo de grandes antiformas formados durante a F_3 definida por Noronha et al. (1979).

Os do segundo e terceiro tipo são equivalentes aos "granitóides basicrustais" com fácies que podem variar de tonalitos, a granodioritos com horneblenda e/ou biotite a granitos biotíticos.



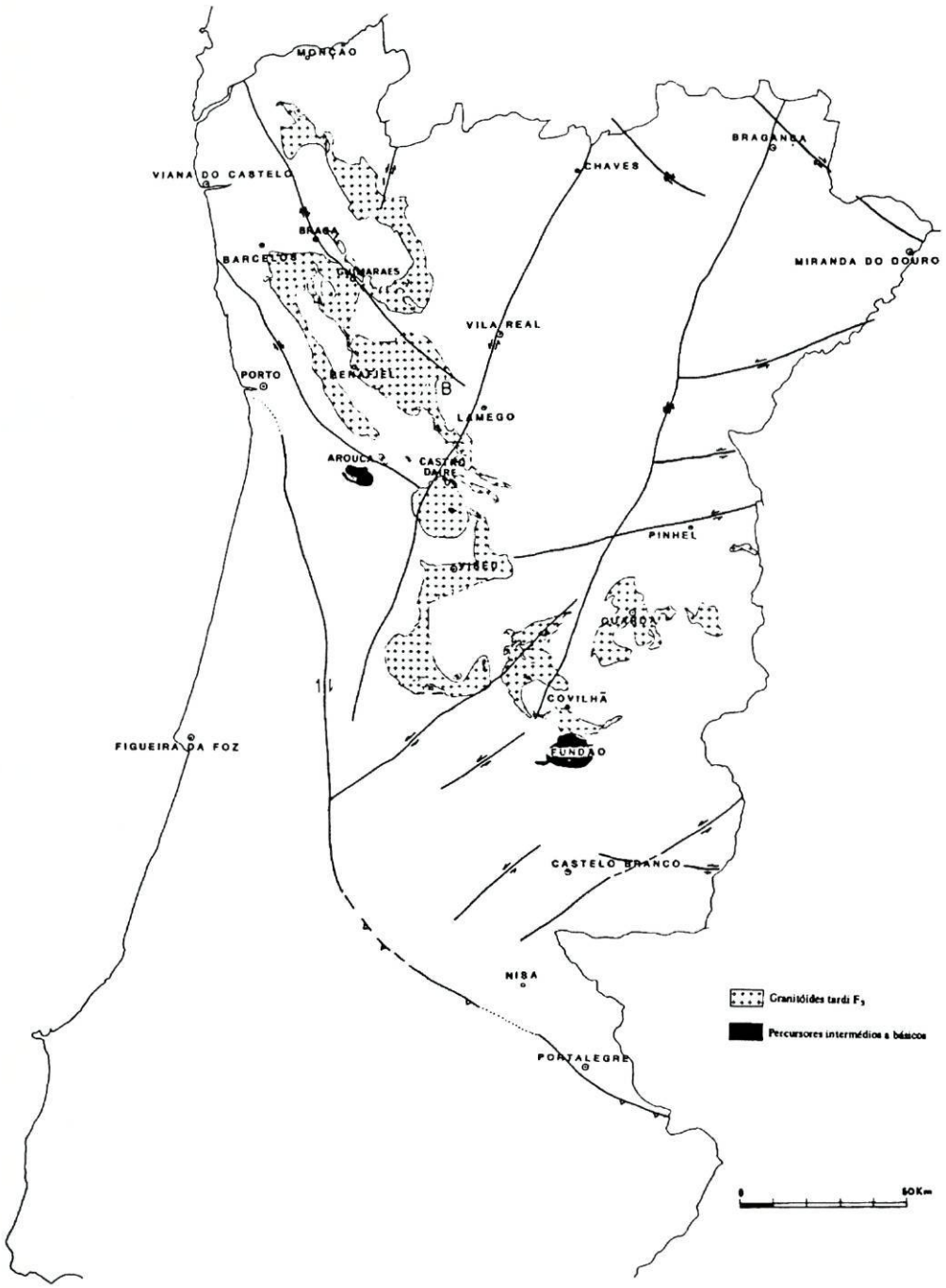
Segundo Ferreira et al. (1987)

Figura 7 - Granitóides sinorógenicos de duas micas sin a tardi F3.



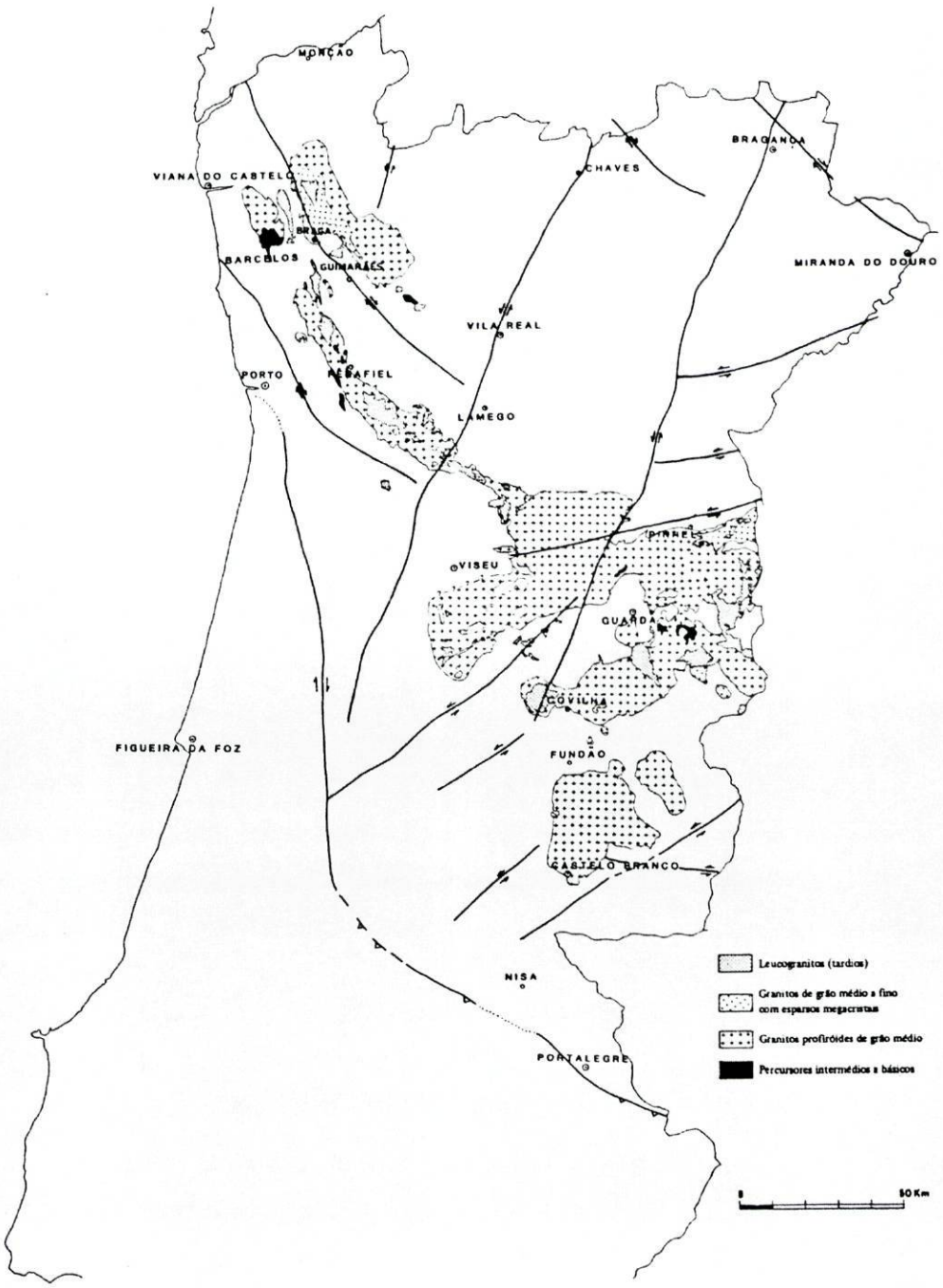
Segundo Ferreira et al. (1987)

Figura 8a - Granitóides sinorógenicos biotíticos sin D_3



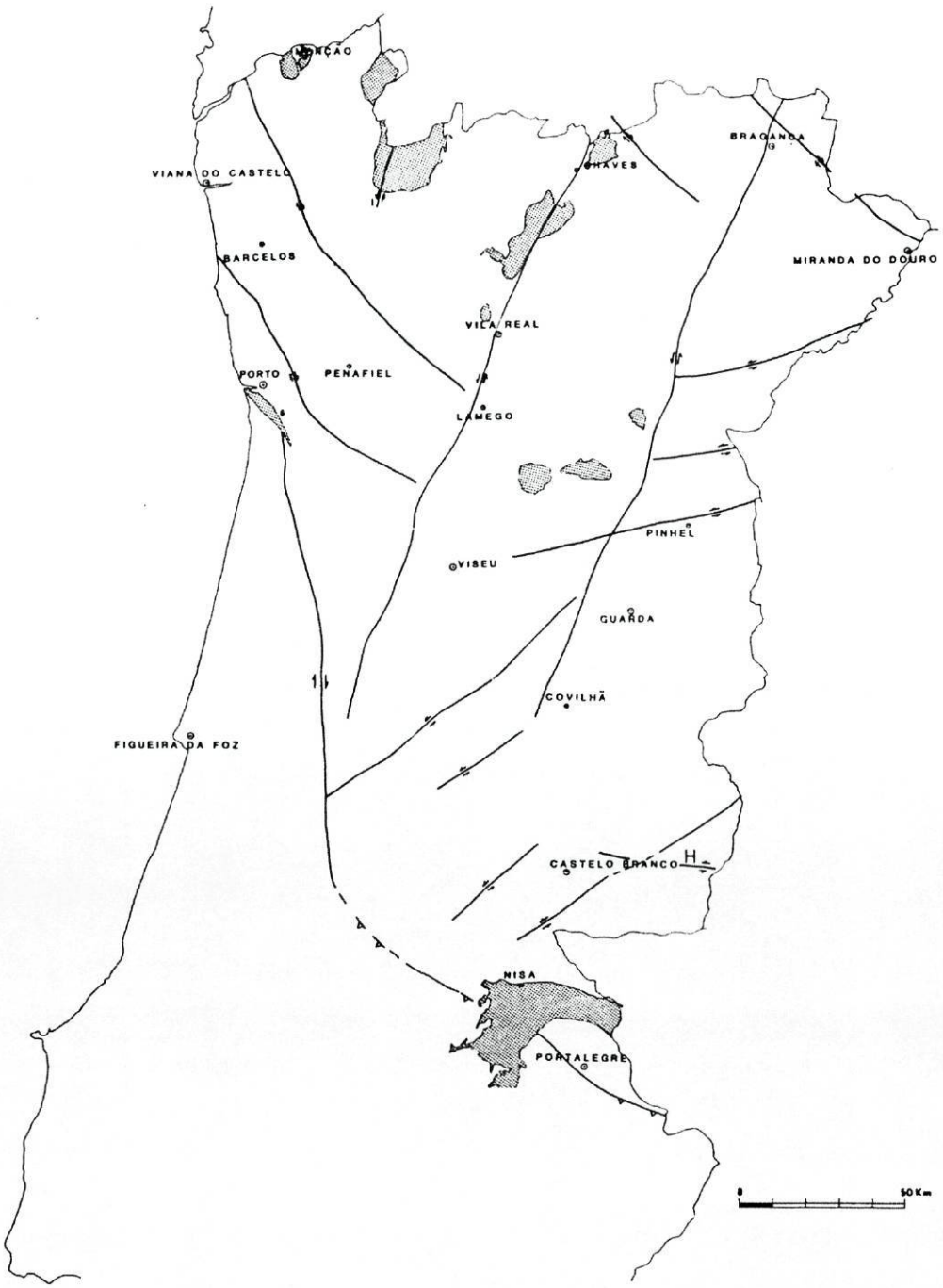
Segundo Ferreira et al. (1987)

Figura 8b - Granitóides granitóides sinorógenicos biotíticos tardi D_3.



Segundo Ferreira et al. (1987)

Figura 8c - Granitóides sinorógenicos biotíticos tardi a pós D_3.

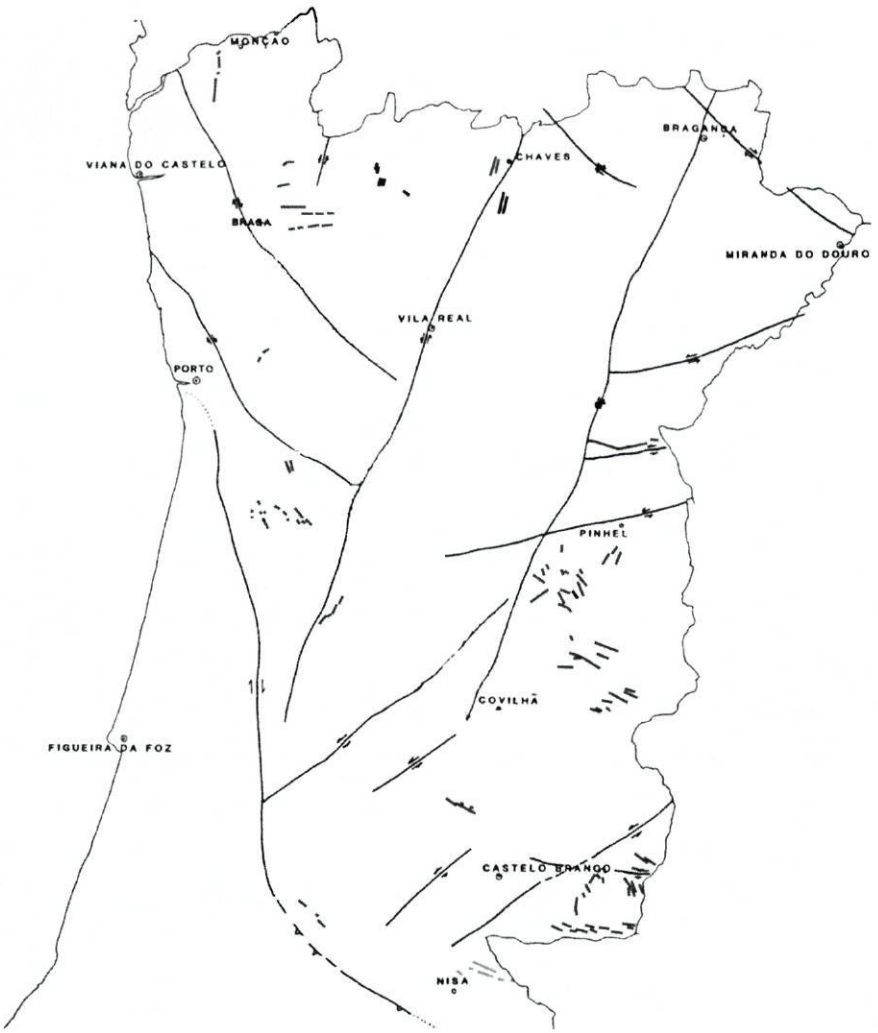


Segundo Ferreira et al. (1987)

Figura 9 - Granitóides tardi a pós orogénicos.

Assim, em termos de evolução temporal, registou-se, na cadeia varisca um magmatismo peraluminoso sin a tardi-tectónico que evolui para um magmatismo granodiorítico tardi a pós-tectónico, já numa fase posterior à colisão continental. Esta evolução sugere um aprofundamento progressivo do domínio de fusão na crusta siálica (zona geradora do magma parental dos granitos) para níveis crustais mais profundos, mais próxima do manto (Ferreira et al. 1987). De registar, por último, a presença de diferenciados leucocráticos encaixados nos granitóides basicrustais (figura 8c). No prosseguimento do presente trabalho iremos abordar com mais pormenor este tipo de granitos que como iremos observar, poderão estar relacionados com a génese das mineralizações da Panasqueira.

A ocorrência de outras manifestações de magmatismo associadas à Cadeia Varisca é praticamente nula. Ferreira & Macedo (1979), Ferreira et al. (1982) e Ferreira et al. (1991) referem a existência de rochas básicas, instalados sob a forma de diques, constituídas essencialmente por doleritos e lamprófiros. Estes afloram essencialmente na zona das Beiras, na Zona do Minho e Douro superior e na região de Trás-os-Montes (Chaves) com uma direcção preponderante de ENE-WSW, embora na zona das Beiras também se registam outras direcções, das quais se destacam as de NNE-SSW (figura 10). As datações absolutas, obtidas por estes autores segundo o método K/Ar, são de aproximadamente 250 M.a. A sua afinidades são essencialmente crustais e relacionadas com a ruptura da Pangea, que se iniciou no Pérmico terminal.
Beetsma (1995), por outro lado, estudou diques doleríticos que cortam o maciço granítico de Idanha-a-Nova. Segundo este autor, os diques doleríticos têm um carácter químico primitivo mantélico, geoquimicamente afim de basaltos toleíticos. A sua composição revela baixos valores de sílica (46.7-47.5 wt%), valores de Mg e Fe idênticos, elevados teores de terras raras (~ 140 ppm), um elevado conteúdo em Ni e Cr (» 150 ppm) e uma fraca interacção com a crusta, revelada pela assinatura isotópica de Nd. Derivado destas características, os diques doleríticos estão associados, segundo este autor, com as fases tardias da Orogenia Hercínica e não com a abertura do Atlântico como defendem os primeiros autores.



Adaptado da Carta Geológica 1:500 000 dos Serviços Geológicos de Portugal de 1992

Figura 10 – Rochas básicas filonianas tardi-hercínicas constituídas por microdioritos, microandesitos, lamprófiros e doleritos.

3. Mineralizações e fluidos associados às fases tardias da Orogenia Hercínica. Exemplos do território português

3.1 Mineralizações de Sn-W no território português

3.1.1 Introdução

No presente capítulo pretende-se apresentar uma síntese, com base na bibliografia, sobre as mineralizações de Sn-W e secundariamente as mineralizações de Pb-Zn que ocorrem no território português associadas às fases tardias da Orogenia Hercínica. As mineralizações de Au, Sb e U embora constituam importantes mineralizações associadas ao período em questão, não serão objecto de estudo no presente trabalho.
Com a presente síntese pretende-se dar uma visão abrangente sobre a génese das mineralizações filonianas hidrotermais de Sn-W e quais os controlos que presidiram à sua génese. Não iremos abordar as mineralizações pegmatíticas nem sedimentares embora seja, por vezes, difícil discernir qual a origem das mineralizações na medida em que estas apresentam frequentemente uma génese complexa e multifásica.
As mineralizações de Sn-W, entre os quais os exemplos portugueses não são excepção, encontram-se intimamente associadas aos granitóides, instalando-se preferencialmente no nível peri-batolítico, ou seja as mineralizações de Sn-W estão associadas ao binómio granitóide/encaixante metassedimentar. Contudo o papel que os granitóides desempenham na génese destas mineralizações tem sido alvo de acesa polémica.
No que toca ao estudo da concentração dos metais não existe consenso no que toca à origem dos mesmos, ou seja, saber se estes provêm directamente do magma granítico ou da lixiviação do granito e/ou do encaixante metassedimentar. Em qualquer dos cenários o papel do granito é extremamente importante na medida em que os metais derivam de fluidos que estiveram em equilíbrio ou provenientes do granito. Mas o seu potencial papel não se restringe a um potencial fornecedor de elementos metálicos; alguns autores defendem igualmente que o granito pode funcionar como motor térmico que activa células convectivas que poderão estar intimamente ligadas aos processos de concentração dos metais assim como a sua instalação pode criar um campo de tensões que poderá originar a criação de "armadilhas" responsáveis pelo aprisionamento dos metais. Sem rejeitar os papéis acima descritos dos granitos pensamos que é importante ter em atenção de que a intensa implantação de granitos e as mineralizações poderão ser ambos manifestações de um mesmo processo geodinâmico mais geral. Esta questão

será discutida com mais pormenor posteriormente, tendo em conta os dados obtidos no presente trabalho.

A respeito desta problemática referiremos uma síntese efectuada por Marignac et al. (2000) que constitui uma tentativa de conciliação entre a corrente "plutonista" (orto-magmatista) que defende uma continuidade temporal entre a instalação dos granitóides e as mineralizações de Sn-W, representado pelo modelo do zonamento peri-batolítico e a corrente "neptunista" que defende que os granitóides são unicamente uma fonte de calor responsável pela activação de células convectivas. Segundo estes autores existem 3 tipos distintos de mineralizações, em relação com os granitóides: sistema Magmático-Hidrotermal (MH), sistema Hidrotermal de Alta Temperatura, dominantemente metamórfico (HATm) e sistema Hidrotermal de Alta Temperatura, dominantemente granítico (HATg). No Sistema MH os fluidos mineralizantes têm uma origem indubitavelmente magmática, com fluidos hipersalinos, de altas temperaturas. Pelo contrário os fluidos dos sistemas HATm e HATg podem ter uma origem variada, magmática, derivada da infiltração de águas meteóricas ou da devolatilização da crusta inferior, posteriormente equilibrados com o encaixante (metamórfico ou granítico).

As mineralizações W-Sn portuguesas relacionadas com as fases tardias da Orogenia Hercínica (figura 11), cujas características se encontram resumidas no quadro II[1], foram objecto de inúmeros estudos científicos dos quais destacamos as sínteses efectuadas por Neiva (1944), Thadeu (1973), Derré et al. (1982), Derré et al. (1987), Noronha (1988), Pereira et al. (1993) e Noronha (1999). No que diz respeito à distribuição geográfica, estas mineralizações encontram-se concentradas essencialmente em dois sectores distintos, um situado na zona de Trás-os-Montes e outro na zona da Beira Baixa. No sector de Trás-os-Montes as mineralizações de Sn (cassiterite) e de W (scheelite) encontram-se essencialmente relacionadas com os cisalhamentos sin-D_3; a mineralização de Sn encontra-se espacialmente associada a leucogranitos e a de W a granodioritos ou granitos de duas micas sintectónicos, com a excepção da Borralha, Carris e Borrajeiro. No sector da Beira Baixa as mineralizações de W (volframite)-Sn (cassiterite) ocorrem espacialmente associados a granitos biotíticos pós-tectónicos, não parecendo ter nenhuma ligação directa com a tectónica; neste sector regista-se ainda a existência de uma mineralização em Sn (cassiterite) mais tardia relacionada com leucogranitos.

[1] O quadro não se encontra preenchido na sua totalidade devido à ausência de dados públicados ou nossos desconhecidos, em relação a algumas das mineralizações apresentadas.

Quadro II - Síntese das mineralizações filonianas de Sn-W da Zona Centro-Ibérica e Zona Galiza Média – Trás-os-montes

Jazigo	Tipo	Sector	Metais	Minerais	Atitude da estrutura
Montesinho	Filoniano	Trás-os-Montes	Sn	Cs	Filões N40E e N60E
Murçós	Filoniano	Trás-os-Montes	W	Sch	Filões sub-horizontais e subverticais N100E a N120E e N20E a N60E
Argozêlo-Ribeira-Parada	Filoniano	Trás-os-Montes	Sn-W	Cs, Volf	Filões N130E a N180E
Panasqueira	Filoniano	Beira baixa	W-Sn	Volf, Cs	Sub-horizontais
Vale das Gatas	Filoniano	Trás-os-Montes	W-Sn	Volf, Cs, Sch	Filões WNW-ESE
Salto e Cerdedo	Filoniano	Trás-os-Montes	Sn		Concordante com a xistosidade
Borralha	Filoniano	Trás-os-Montes	W	Volf, Sch	Filões N70E a N130E subverticais e N40E a N130E sub-horizontais
Cravezes	Estratiforme	Trás-os-Montes	W	Sch	
Pedra Alta (Argemela)	Filoniano	Beira Baixa	Sn	Sn	subverticais
Lagoaça	Filoniano	Trás-os-Montes	W	Vol, Sch	
Covas	Estratiforme	Minho	W	Sch, Vol	Concordante com a estratificação
Almendra	Estratiforme /Filoniano		W	Sch / Cs, Volf	
Pedra Luz e Lombo da Veiga	Filoniano	Trás-os-Montes	W	Sch, Volf	Filões N40E a N60E subverticais
Atalaia	Filoniano	Trás-os-Montes	W-Sn	Volf, Cs, Sch	N65E e N90E subverticais
Cumieira	"Pipe"	Trás-os-Montes	W-Sn	Volf	
Valpaços-Vilarandelo-Sonim	Filoniano	Trás-os-Montes	W	Volf	
Carris -Borrageiro	Filoniano	Minho	W-Sn	Volf, Cs, Sch	N20E a N100E subverticais
Ervedosa	Filoniano/ stockwork	Trás-os-Montes	Sn-W	Volf, Cs	N130E subvertical
Penedo-Redondo	Filoniano	Trás-os-Montes	Sn-W	Cs, Volf	N20E subvertical
Bejanca	Filoniano/ stockwork	Beira Alta	Sn-W	Cs, Volf	NNE-SSW subverticais

Quadro II - Síntese das mineralizações filonianas de Sn-W da Zona Centro-Ibérica e Zona Galiza Média – Trás-os-montes (continuação)

Jazigo	Rochas encaixantes	Pré-concentração	Controlo estrutural
Montesinho	Metassedimentos, vulcanitos e leucogranitos-stockscheider	paleo-placers de cassiterite, rochas calcossilicatadas e granito especializado em Sn	Cisalhamento dúctil-frágil
Murçós	Granodioritos e metassedimentos		
Argozêlo-Ribeira-Parada	Metassedimentos, vulcanitos e leucogranito	paleo-placers de cassiterite, rochas calcossilicatadas e granito especializado em Sn	Dobramento, cisalhamento e instalação de cúpula granítica
Panasqueira	Metassedimentos e granito de duas micas		Instalação de cúpula granítica
Vale das Gatas	Metassedimentos e granito de duas micas		Cisalhamento
Salto e Cerdedo			
Borralha	Metassedimentos e granito de duas micas	Níveis de scheelite nos metassedimentos	
Cravezes	Metassedimentos e granito alcalino de duas micas, não aflorante na região.	mineralização ocorre em rochas calcossilicatadas e na presença de vulcanitos ácidos	
Pedra Alta (Argemela)	Metassedimentos e leucogranito	vulcanitos	Instalação de cúpula granítica
Lagoaça	Metassedimentos e granito de duas micas		Dobramento e cisalhamento
Covas	Metassedimentos, calcários e granito		
Almendra	Metassedimentos, calcários e granito de dua micas		Intensa zona de fractura
Pedra Luz e Lombo da Veiga	Metassedimentos e leucogranito		Zonamento peri-granítico
Atalaia	Metassedimentos e granito biotítico		
Cumieira	Metassedimentos e granito de duas micas		
Valpaços-Vilarandelo-Sonim	Metassedimentos, vulcanitos e granitos alcalinos de duas micas	sulfuretos, tungstatos e óxidos nos níveis vulcânicos e presença de skarns	Cisalhamento
Carris -Borrageiro	metassedimentos e granito biotítico		
Ervedosa	Metassedimentos e granito moscovítico		Cisalhamento
Penedo-Redondo	Granito de duas micas		
Bejanca	Granito de duas micas (Granito das Beiras)		

Quadro II - Síntese das mineralizações filonianas de Sn-W da Zona Centro-Ibérica e Zona Galiza Média – Trás-os-montes (continuação)

Jazigo	Alteração hidrotermal	Idade	Referências
Montesinho		Devónico Sup.a Carbonífero ante-Vestefaliano	Pereira et al. (1984)
Murçós		Sin D3	Noronha (1980) e Adam & Gagny (1989)
Argozêlo-Ribeira-Parada	graisenização, turmalinização e albitização	intra-Vestefaliano	Thadeu (1965), Ribeiro (1968), Brandão et al. (1978) e Adam (1987)
Panasqueira	Turmalinização, graisenização, moscovitização, silicificação		Thadeu (1951a), Kelly & Rye (1979), Bussink (1984), Polya (1987) e Noronha (1992)
Vale das Gatas	graisenização		Brink (1960), Garcia (1987), Matos (1992)
Salto e Cerdedo			Borges et al. (1979)
Borralha	Alteração potássica, alteração propilítica e alteração argilítica		Noronha (1976), Noronha (1983) e Mateus (1984)
Cravezes			Viegas et al. (1976)
Pedra Alta (Argemela)	albitização		Inverno & Ribeiro (1980) e Charoy & Noronha (1996)
Lagoaça	Turmalinização, sericitização e silicificação		Conde et al. (1971)
Covas	Albitização		Aires-Barros (1962), Bayer (1968), Conde et al. (1971) e Coelho (1993)
Almendra	Turmalinização		Thadeu (1986)
Pedra Luz e Lombo da Veiga			Maurel-Palacin (1985) e Almeida & Noronha (1988)
Atalaia		pós-Estefaniano	Aires-Barros (1962)
Cumieira	Graisenização e moscovitização		Garcia (1985)
Valpaços-Vilarandelo-Sonim			Soares de Andrade (1971)
Carris -Borrageiro			Noronha (1983)
Ervedosa			Adam (1987), Gomes (1996)
Penedo-Redondo	Sericitização		Neiva (1944)
Bejanca	Graisenização		Neiva (1944)

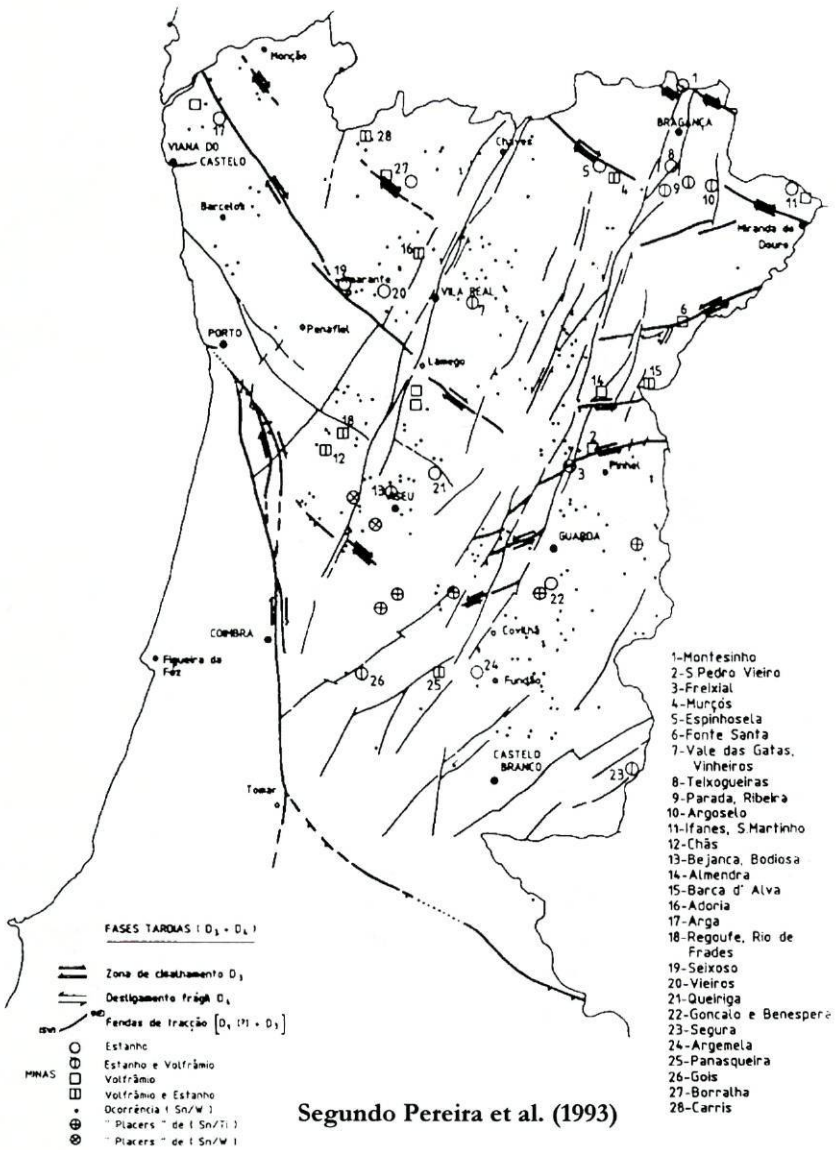


Figura 11 – Mineralizações de Sn-W pertencentes à ZCI.

3.1.2 Mineralogia

As associações minerais presentes nos diferentes jazigos hidrotermais portugueses revelam a existência de diferentes estádios de deposição, intercalados com episódios de fracturação. Thadeu (1973) apresenta um modelo de deposição destas mineralizações filonianas, em relação com a intrusão granítica, segundo o modelo da zonalidade peri-batolítica. Assim a mineralização de cassiterite concentra-se na zona do endocontacto, acompanhada por volframite na zona de contacto. Na zona do exocontacto a

mineralização em volframite é dominante, senão mesmo única. No que se refere aos sulfuretos a blenda rica em ferro (marmatite) encontra-se essencialmente na zona de contacto com o granito. A arsenopirite encontra-se na zona de endocontacto e principalmente na zona de contacto, sendo secundária na zona do exocontacto. A pirite, pirrotite e calcopirite concentram-se essencialmente na zona do exocontacto. A scheelite não se enquadra neste modelo de zonamento na medida em que é extremamente sensível à natureza do meio, pois a sua formação implica a presença de rochas que contenham cálcio, caso contrário o tungsténio deposita-se sob a forma de volframite.

Esquematicamente e adoptando, a classificação proposta por Kelly e Rye (1979) para o Jazigo da Panasqueira, Noronha (1999) generaliza esta classificação para todas as mineralizações hidrotermais de Sn-W que ocorrem associadas ao Orogeno Hercínico português:

- deposição dos óxidos e silicatos (*Oxide Silicate Stage*) em que a cassiterite, quando presente, é um dos primeiros minerais juntamente com moscovite e topázio seguindo-se depois volframite e/ou scheelite;

- deposição dos sulfuretos (*Main Sulphide Stage*) com arsenopiririte, que quando presente é um dos mais precoces, seguida da deposição da pirite, pirrotite, molibdenite, blenda, calcopirite, estanite, entre outros;

- período de alteração da pirrotite (*Pyrrhotite Alteration Stage*) caracterizado pela deposição de pirite, marcassite e siderite aos quais se associam sulfossais de Pb-Bi-Ag, bismutinite, galena e bismuto nativo;

- um período mais tardio (*Late Carbonate Stage*) caracterizado pela ocorrência de adulária e clorite e /ou carbonatos (dolomite e calcite).

3.1.3 Pré-concentrações

As evidências de pré-concentrações de W e Sn nos metassedimentos associados às mineralizações filonianas na Zona Centro Ibérica da Península Ibérica são, ao contrário das mineralizações auríferas do tipo Au-As, escassas e por vezes não evidentes.

Existem algumas referências a pré-concentrações de tungsténio, ligadas a processos sedimentares e exalativo-sedimentares, com presença de scheelite estratiforme.

Bayer (1968) refere a concentração primária do tungsténio nos vulcanitos e skarns das series metassedimentares do Sílurico como possível fonte do nas mineralizações tungstíferas da Zona Galiza Média-Trás-os-Montes.

Thadeu (1973) refere a presença de níveis de calcossilicatadas interestratificadas, associadas com a scheelite, na parte superior do Complexo Xisto-Grauváquico, na passagem do Ordovícico ao Sílurico, conjuntamente com vulcanitos e calcários assim como associadas a vulcanitos do Sílurico. Contudo este autor não admitiu a relação genética entre esta pré-concentração de tungsténio e as mineralizações tungstíferas do tipo skarn e estano-tungstíferas do tipo filoniano.

Noronha (1976) refere a ocorrência de níveis de rochas calcossilicatadas, com scheelite interestratificadas em metassedimentos, originadas pelo metamorfismo regional que foi responsável por uma remobilização do tungsténio existente nos estratos. Assim estes níveis representariam uma pré-concentração do tugsténio remobilizado posteriormente pelos processos responsáveis pela mineralização tungstífera do Jazigo da Borralha.

Sousa (1981) refere a presença de skarns e rochas calco-silicatadas em todas as unidades litoestratigráficas do Complexo Xisto Grauváquico do Grupo do Douro. Este autor considera que os skarns e as mineralizações de scheelite estão associados ao metamorfismo de contacto induzido por plutonitos graníticos e as rochas calco-silicatadas estão associadas ou ao metamorfismo de contacto ou ao metamorfismo regional, não se pronunciando sobre a origem das concentrações minerais.

Ribeiro & Pereira (1982) e Pereira et al. (1993) referem a intensa actividade vulcânica bimodal da Zona de Ossa Morena e magmatismo e vulcanismo no Olho de Sapo e magmatismo anorogénico no bordo oeste da Zona Centro Ibérica como factores importantes na delimitação da província metalogenética Sn-W; segundo estes autores é provável a contribuição sedimentar e/ou vulcânica na pré-concentração de tungsténio no Complexo Xisto Grauváquico e os níveis de rochas calco-silicatadas dentro e fora das auréolas termometamórficas associadas aos granitóides hercínicos.

Gumiel & Arribas (1990) referem a presença de scheelite estratiforme na região de Salamanca, em formações do Complexo Xisto Grauváquico, de idade prê-câmbrica superior; a origem primária desta scheelite é provavelmente sinsedimentar, com o tungsténio a ser concentrado em horizontes específicos durante o metamorfismo regional. Posteriormente a scheelite é remobilizada e recristalizada em filões de quartzo originados por fracturas de extensão durante a fase tardia da Orogenia Hercínica.

Por outro lado, existem autores que embora referindo-se à presença de rochas calco-silicatadas interestratificadas em metassedimentos apontam para a sua génese e concentração a presença de granitóides espacialmente associados. Assim Viegas et al. (1976), referindo-se ao Jazigo de Cravezes, encaixado no Subdomínio peri-Transmontano, em Mogadouro, apontam para que os fluídos mineralizantes que deram origem à mineralização scheelítica terem uma origem na fase hidrotermal tardia resultante da cristalização do granito de Bruçó. Pinto (1979) refere as principais ocorrências de rochas calco-silicatadas associadas às mineralizações de scheelite e os principais tipos de rochas calco-silicatadas que ocorrem no território português. Segundo este autor a scheelite, frequentemente associada à fluorite e idocrase, tem a sua génese intimamente associada a fluidos magmáticos. Coelho (1993), em relação ao Jazigo de Covas, considera que os metassedimentos de idade paleozóica da região envolvente ao jazigo não apresentam uma comparticipação vulcano-sedimentar significativa, com a excepção de dois corpos estratiformes (metabasalto e kersantito). O tungsténio poderá ter sido introduzido no sistema pela fracção magmática.

Como é evidente desta exposição ainda não existe um consenso quanto à origem do tungsténio e ao papel dos granitos na génese das mineralizações de tungsténio, principalmente no que diz respeito às mineralizações primárias de scheelite. Enquanto alguns autores (Viegas et al. (1976), Pinto (1979) e Coelho (1993)) associam estas mineralizações com os granitóides espacialmente associados, outros autores (Bayer (1968), Noronha (1976), Sousa (1981), Ribeiro & Pereira (1982), Gumiel & Arribas (1990) e Pereira et al. (1993) defendem uma origem sedimentar ou exalativo-sedimentares, cabendo unicamente aos granitóides e /ou ao metamorfismo regional um papel de remobilização e concentração do tungsténio existente.

As referências a pré-concentrações de estanho em metassedimentos são mais raras e estão associadas a processos sedimentares. Inverno & Ribeiro (1980) referem a presença de cassiterite dessiminada nos xistos que teria sido remobilizada por material eruptivo a partir de concentrações existentes nos sedimentos. Ribeiro & Pereira (1982) e Pereira et al. (1993) apontam a possibilidade de "paleo-placers" de cassiterite provenientes de uma província metalogenética Cadomiana ou mesmo mais antiga. O comportamento do estanho em ambientes supergénicos não exclui, segundo estes autores, a possibilidade da sua mobilização por via química e reprecipitação em ambientes mais favoráveis.

Os processos acima citados, embora sejam aparentemente contraditórios podem ser complementares. A existência de pré-concentração sedimentares ou exalativo-

sedimentares, não são incompatíveis com a origem e/ou concentração dos metais por processos magmáticos ligados a instalação de granitos. O "stock" de metais em determinados magmas poderá ter tido origem numa crusta anómala, enriquecida em determinados elementos que por um processo de fusão poderão ser incorporados no magma. Este facto poderá explicar a maior afinidade das mineralizações de Sn, um elemento siderófilo, estarem ligados a granitos do tipo S, cujo magma foi originado pela fusão crustal enquanto que as mineralizações de Sn-W, em que o tungsténio é mais abundante do que o estanho, estarem ligadas aos granitos pós-tectónicos, cujos magmas tiveram uma origem mais profunda. Este facto poderá explicar o facto de as mineralizações de Sn-W estarem concentradas nalguns sectores da crusta, em especial na ZCI, em detrimento de outras zonas.

3.1.4 Controles estruturais

Como constatamos as mineralizações estão intimamente relacionadas com zonas da crusta especializada em determinados elementos. Contudo os alinhamentos destas mineralizações indicam que a concentração e deposição das mineralizações estão directamente controladas pela tectónica.

No que se refere ao possível controlo estrutural das mineralizações de Sn-W este foi primeiramente assinalado por Neiva (1944), ao definir eixos de mineralização segundo fracturas de orientação tectónica no território português (figura 12). Este autor reconheceu as seguintes direcções principais: NW-SE e NE-SW que correspondem a cisalhamentos e fracturas das fases hercínicas tardias (D_3 e D_4). Ribeiro (1968) e Brandão et al. (1978), diferenciam o controlo directo pelo preenchimento de fendas de tracção perpendiculares ao eixo dos antiformas e factores indirectos devido à instalação preferencial dos granitos associados às mineralizações nos núcleos de antiformas de direcção NW-SE a E-W; as mineralizações paralelas aos eixos dos antiformas localizam-se preferencialmente nas depressões axiais quer devido a um aumento da densidade e divergência das fracturas neste sector, ao contrário das zonas de culminação quer devido à maior dificuldade de este sector ser erodido.

Carvalho (1974) evidenciou igualmente um importante paralelismo entre os alinhamentos geológicos de natureza tectónica e a distribuição espacial dos jazigos hipogénicos no território português. No que diz respeito às mineralizações de Sn-W definiu um importante alinhamento ao longo do paralelo 40°: Góis (W-Sn) -

Panasqueira (W-Sn) - Argemela (Sn) - Ceife (Pb). Segundo este autor estes jazigos apresentam um forte controlo estrutural da direcção W-E em intercepção com os alinhamentos N-S e NNE-SSW a ENE-WSW. Segundo Ribeiro & Pereira (1982) esta direcção (W-E) foi gerada por um campo de tensões correspondente a σ_1 E-W, σ_2 vertical e σ_3 W-E.

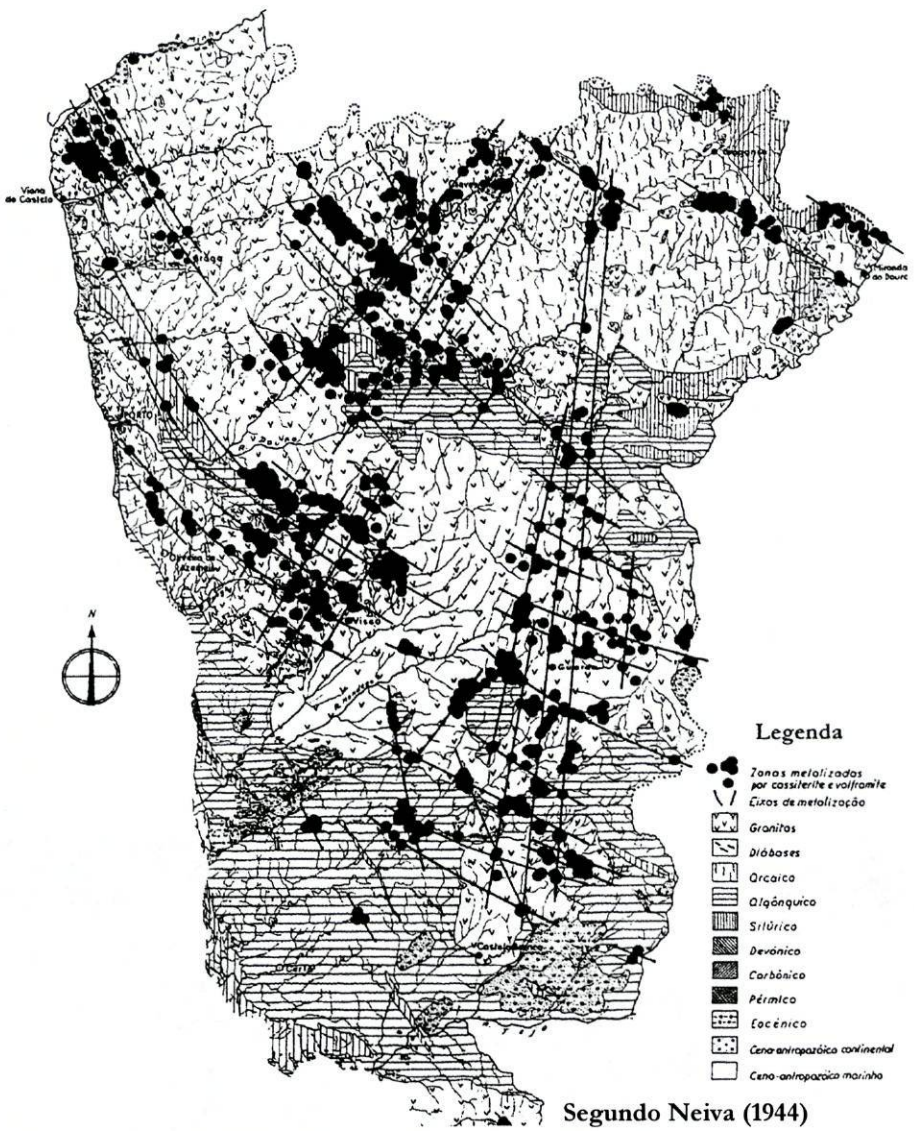


Figura 12 – Jazigos primários portugueses de cassiterite e volframite. Principais eixos das mineralizações.

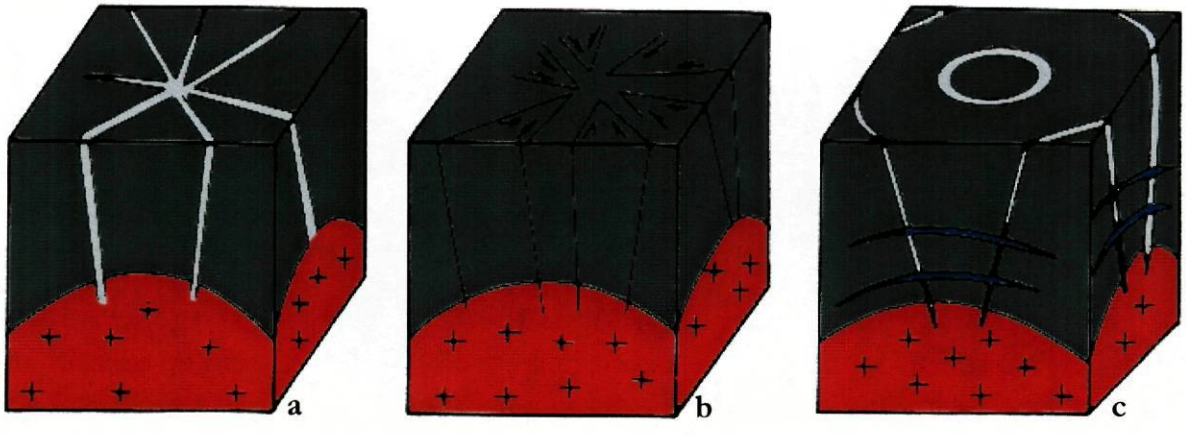
Segundo Ribeiro & Pereira (1982) o campo de tensões que preside à instalação das mineralizações está igualmente condicionado pelo campo de tensões induzido pela instalação do granito:

(i) durante a fase de ascensão do maciço granítico a tensão compressiva máxima (σ_1) é vertical, induzida pela pressão do magma ascendente, a tensão compressiva intermédia (σ_2) encontra-se radial e a tensão compressiva mínima (σ_3) tangencial, devido à dilatação induzida pela intrusão (figura 13a);

(ii) quando se atinge o equilíbrio entre a pressão do magma ascendente e a resistência do encaixante dá-se uma permuta entre a posição de σ_1 e σ_2, continuando σ_3 tangencial. O abaixamento da pressão dos fluidos obriga o encaixante a ceder não por tracção, como na fase anterior, mas sim por cisalhamentos conjugados, bissectados em cada ponto pela direcção de tensão máxima (figura 13b);

(iii) quando o maciço entra em fase de solidificação, por arrefecimento dá-se a contracção da zona apical; σ_3 e σ_2 tendem-se a equilibrar e σ_3 torna-se vertical (figura 13c). Se a pressão dos fluidos for ainda superior à soma da tensão vertical e da resistência à tracção originam-se fendas de tracção sub-horizontais, geradas por fracturação hidráulica e simultaneamente filões concêntricos, em cisalhamentos abertos.

Pereira et al. (1993) apresentam uma síntese em que evidenciam a influência das diferentes fases de deformação hercínica, com destaque para a relação entre os cisalhamentos D_3 e os desligamentos frágeis D_4 e as mineralizações de Sn-W.



Segundo Ribeiro & Pereira (1982)

Figura 13 – Modelo de instalação de um granito pós-tectónico. **a**. Fase de ascenção. **b**. Equilíbrio entre a pressão do magma ascendente e a resistência do encaixante. c. Fase de solidificação

3.1.5 Fluidos associados às mineralizações

Os estudos dos fluidos associados a este tipo de mineralizações, no território português, com excepção do Jazigo da Panasqueira, são relativamente escassos. Destacamos os estudos pioneiros efectuados por Noronha (1974, 1983, 1984) no Jazigo da Borralha, os estudos de Kelly & Rye (1979), Bussink (1984), Polya (1989), Noronha et al. (1992) efectuados no jazigo da Panasqueira, os estudos de Almeida & Noronha (1988) nos jazigos de Mirandela (Pedra Luz e Lombo da Veiga) e Dória no Jazigo de Murçós. Referiremos por último um estudo, de carácter preliminar, efectuado por Gaspar et al. (1987) no jazigo do Vale das Gatas.

Com base nesses trabalhos e na síntese das mineralizações de Sn-W efectuada por Noronha (1999), iremos efectuar um estudo comparativo dos fluidos presentes nas mineralizações relacionadas com granitóides sin-D_3 (Mirandela, Murçós e Vale das Gatas) e nas mineralizações associadas a granitos sin a pós-tectónicos (Borralha e Panasqueira) assim como os jazigos em que a presença da volframite é superior à scheelite ou vice-versa.

Os estudos de microtermometria efectuados nos fluidos associados ao estádio principal da mineralização, revelam principalmente a presença de dois tipos principais: uns pobres em voláteis e que serão dominantemente do tipo H_2O-NaCl e outros mais ricos em voláteis estando presentes: CO_2, CH_4, N_2 e H_2S.

Os fluidos estudados apresentam todos globalmente uma salinidade baixa a moderada (figura14), em que o NaCl é o sal dissolvido mais comum, com quantidades menores de KCl, MgCl, $CaCl_2$, etc. Embora não tenham sido registados em Portugal fluidos de alta salinidade associados às mineralizações de Sn-W, existe o seu registo noutros sectores do Orogeno Hercínico, assim como noutros jazigos a nível mundial (Maciço Central Espanhol, Jazigos da Cornualha, Hermedon, etc). A ebulição de um fluido magmático, de baixa salinidade (Shepherd et al, 1985) é a explicação mais consensualmente aceite para a sua origem destes fluidos. Contudo Samson (1990) regista, no jazigo de Mt. Pleasant (Canadá), fluidos salinos exsolvidos directamente do magma. Segundo Wood & Samson (2000) os jazigos somente de W, sem quantidade significativas de Mo e/ou Sn nunca contém fluidos muito salinos (< 20 wt% de NaCl). Do mesmo modo, jazigos onde a scheelite é o único ou predominante mineral de tungsténio, os fluidos associados são preponderantemente pouco salinos (< 10 wt% de NaCl).

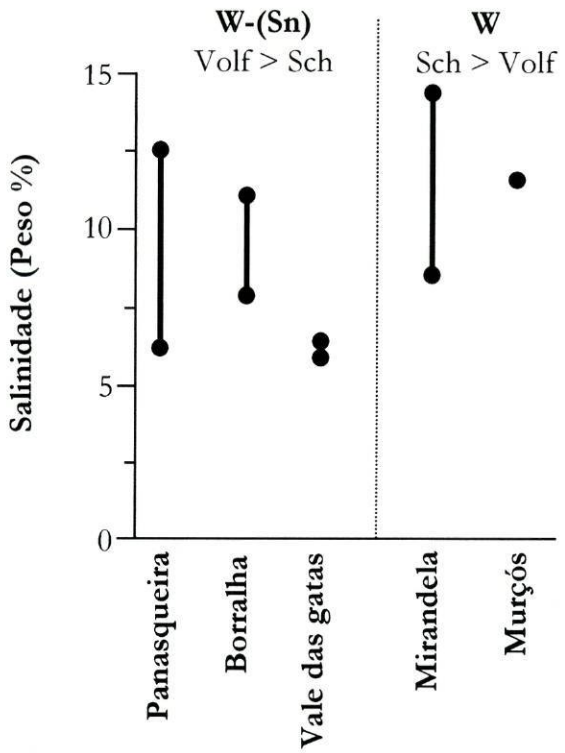


Figura 14 – Intervalo de salinidade dos fluidos associados a várias mineralizações de W-Sn de Portugal.

As temperaturas de homogeneização global dos fluidos (figura 15) apresentam uma variação aproximadamente entre os 250 e 350 °C, com a excepção do Vale das Gatas, com uma temperatura de 225°C.

No que se refere às pressões registadas nos fluidos associados à mineralização estas variam desde os 50 MPa na Panasqueira e 80-100 Mpa na Borralha até pressões mais elevadas (cerca de 170 Mpa) para os jazigos de Trás-os-Montes oriental (figura 16). No caso do jazigo da Panasqueira, as baixas pressões indicam que a mineralização se gerou a profundidades baixas, isto é, da ordem dos 2km. Na Borralha, com pressões iniciais mais altas (80 a 100MPa) sugere que esta se formou num nível mais profundo.

Em todos as mineralizações estudadas verifica-se a mesma evolução dos fluidos, com uma progressiva diluição e um enriquecimento da fase volátil em CH_4 e H_2O à medida que a temperatura e a pressão baixam, com a deposição dos sulfuretos a uma T<300°C. Depois do estádio dos sulfuretos existiram ainda circulação de fluidos, contemporâneos de períodos de fracturação que facilitam a circulação mais tardia de fluidos aquosos de fraca salinidade num nível da crusta relativamente menos profundo e a baixa temperatura (180°C a 250°C).

As condições relativas a fO_2 e fS_2, sintetizadas em Noronha (1999) para os diferentes jazigos estudados (figura 17), apresentam valores idênticos. O facto, de em todos os

jazigos, com excepção da Panasqueira, a volframite estar associada a scheeelite, quase pura, é indicadora de que o episódio de mineralização se gerou sob condições de fO_2 relativamente baixas. Considerando a ausência de magnetite no momento da deposição da volframite, os fluidos apresentam valores de fO_2 iguais a 10^{-31} a 10^{-26} (para temperaturas entre os 350 e 450 °C) o que indica que estes foram tamponados por equilíbrio com a grafite. Em todos os exemplos estudados (Panasqueira, Borralha e Mirandela) a fO_2 dos fluidos mineralizantes situa-se entre os tampões NiNiO e Q-F-M (figura 17). A existência de uma segunda geração de volframite, mais rica em manganês (huebnerite), nos jazigos da Borralha e Carris, contemporânea da fase inicial da fase dos sulfuretos é indicativo de ligeira baixa de fO_2 e de um aumento de fS_2. Por outro lado a não ocorrência de tungstenite nestes jazigos condiciona as condições de fO_2, que não podem ter sido demasiado baixas.

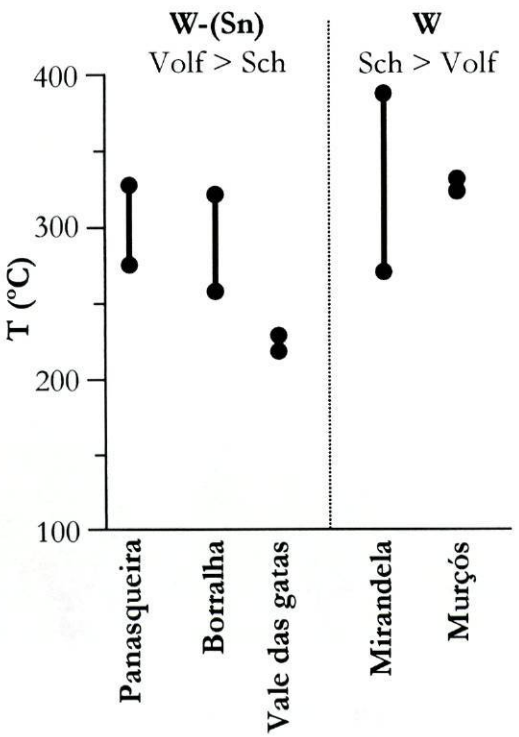


Figura 15 – Intervalo de temperatura mínima de aprisionamento dos fluidos associados a várias mineralizações de W-Sn de Portugal.

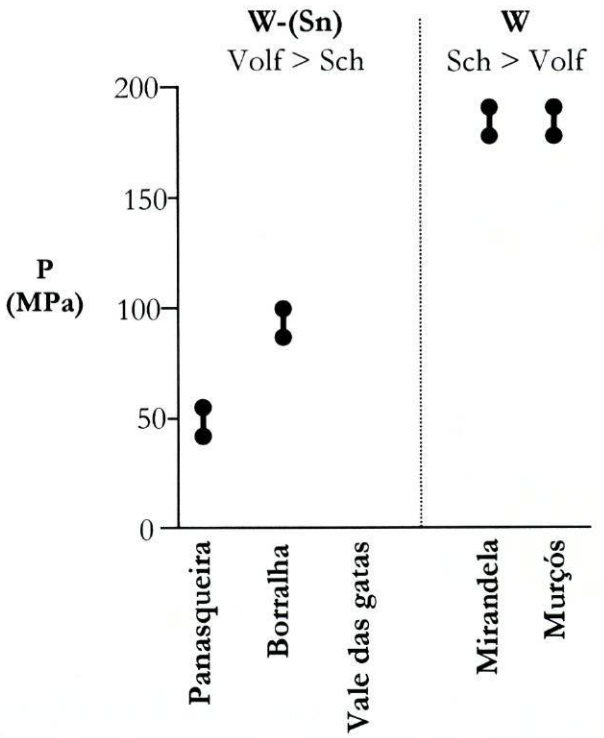


Figura 16 – Intervalo de pressão mínima de aprisionamento dos fluidos associados a várias mineralizações de W-Sn de Portugal.

A técnica de *crush-leach* revela que nos fluidos associados ao estádio principal da mineralização, na Borralha, Panasqueira e Mirandela, o catião dominante é o Na, seguido do K e Ca (Noronha 1990). Em relação aos aniões o mais comum é o Cl. O conteúdo em halogénios, nomeadamente o Cl, Br, na medida em que estes são

elementos conservativos, pode dar algumas indicações acerca da origem dos fluidos. Noronha et al. (1999) obtiveram razões Br/Cl dos fluidos associados ao estádio principal da mineralização quer no jazigo da Panasqueira quer no jazigo da Borralha (figura 18).

No primeiro foram registadas razões semelhantes aos fluidos de áreas cratónicas estáveis (Escudo Canadiano), ou seja fluidos crustais de pouca profundidade. No que diz respeito à Borralha as razões assemelham-se mais aos fluidos encontrados no jazigo da Cornualha, que são considerados de fluidos magmáticos.

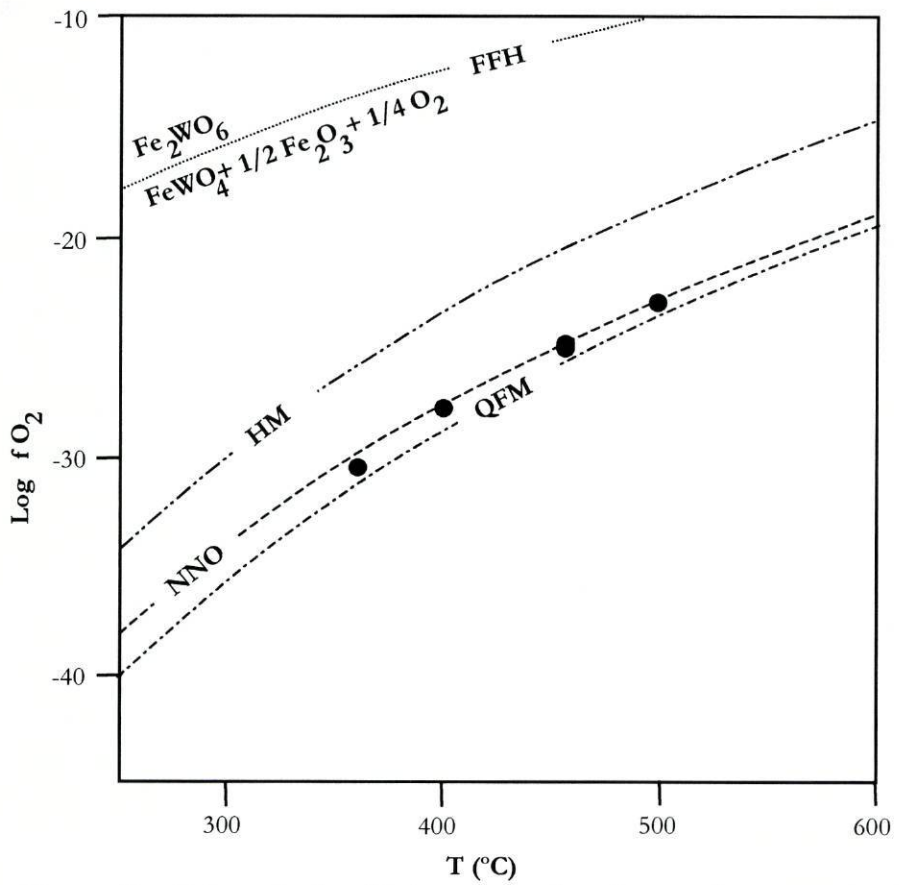


Figura 17 – Valores de fugacidade para as mineralizações da Panasqueira, Borralha e Mirandela. (Os valores são idênticos para os vários jazigos pelo que não se conseguem discriminar)

Em relação ao transporte do tungsténio os mecanismos de transporte e deposição podem ser vários, dos quais destacamos:

- quebra de pressão implica uma imiscibilidade e a separação de CO_2 como uma fase separada, facto que pode conduzir à destruição dos complexos carbonatados de

tungsténio e à sua consequente deposição (Tugarinov & Naumov 1972; Ivanova et al. 1976 e Higgins 1980);

- a solubilidade da volframite é condicionada pela pressão e a sua queda implica a precipitação da volframite nos filões hidrotermais (Polya 1989);

- aumento do pH associado a reacções de alteração do encaixante (Kelly & Rye 1979 e Polya 1989);

- miscibilidade de fuidos, com intervenção de águas meteóricas (Shepherd et al. 1985 e Noronha et al. 1999b);

- ebulição e/ou efervecência do CO2 (Shepherd et al. 1985);

- arrefecimento (Ramboz et al. 1985 e Samson 1990).

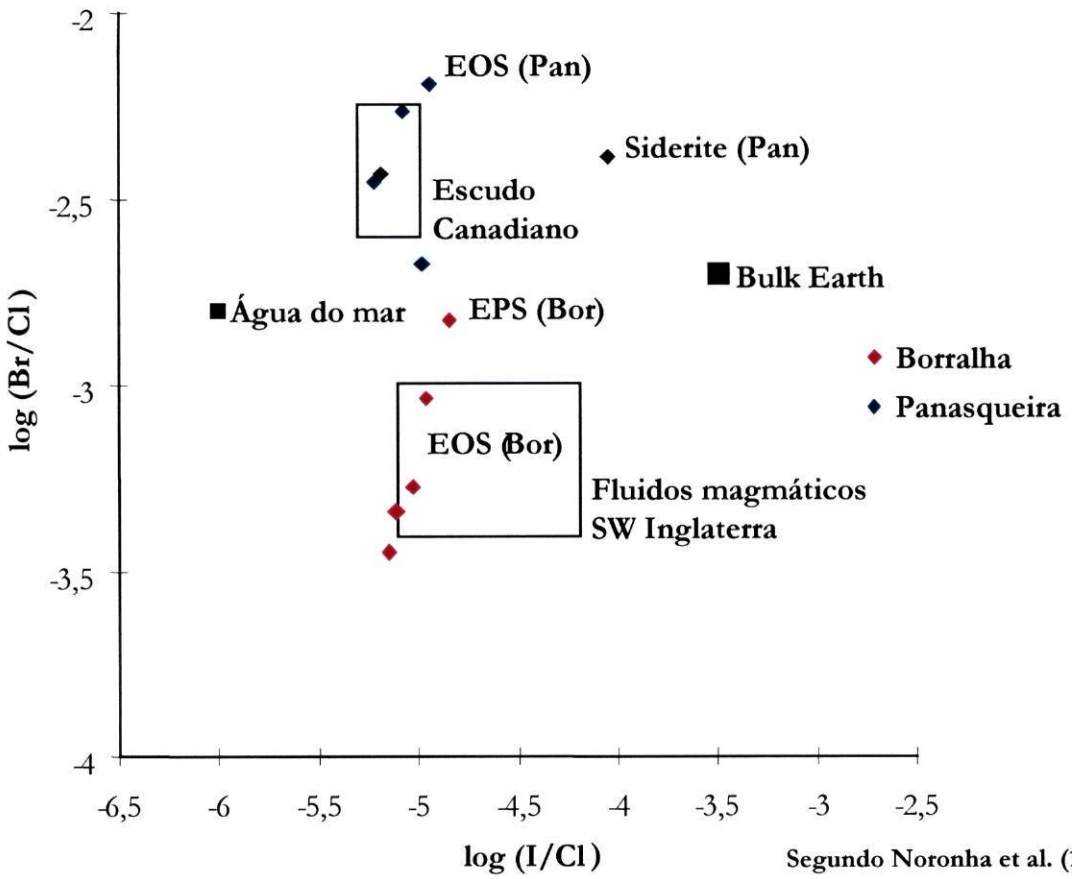


Figura 18 – Diagramas log (Br/Cl)-log (I/Cl) relativos a fluidos da Panasqueira (Pan) e Borralha (Bo) .EOS – Estádio Óxido-Silicatos; EPS – Estádio Principal dos Sulfuretos

No que se refere ao transporte do estanho embora os mecanismos de transporte e deposição sejam em parte comuns com aos referidos para o tungsténio apresentam algumas particularidades, das quais destacamos a grande dependência da deposição da cassiterite com a natureza das rochas encaixantes e grau de interacção fluido /rocha (Heinrich 1990). As soluções cloretadas, o principal complexo transportador do estanho, são convertidas em óxidos (cassiterite) ou sulfuretos (estanite) libertando HCl ou H^+ no processo (Eugster 1985); para este continuar é preciso neutralizar esta acidez, o que no caso de a mineralização se encontrar encaixada numa série metassedimentar, como é o caso da maioria das mineralizações de Sn que ocorrem em Portugal, é possível através da conversão do feldspato em moscovite ou da biotite em moscovite. Walshe et al. (1996) referem o mecanismo de lixiviação do Sn de granitos por um processo de mistura de fluidos tardi-magmáticos com fluidos meteóricos, em meio redutor, como igualmente importante na génese das mineralizações de estanho.
Audétat et al (2000) estudaram em pormenor a transição entre os sistemas magmático e hidrotermal, tendo concluído que a relação W/Sn é controlada maioritariamente pela razão W/Sn inicial dos fluidos mineralizados e só em menor grau pelos processos de transporte e deposição dos metais. A concentração desses metais nos fluidos mineralizadores é controlada pela presença de H2O, Cl e F no "melt" durante o período de cristalização fraccionada. O flúor tem neste processo um papel fundamental na medida em que determina a salinidade dos fluidos exsolvidos assim como facilita o enriquecimento em determinados elementos (W, Sn, Th, U) no "melt" residual. Os fluidos ricos em cloro, os primeiros a serem exsolvidos, são relativamente ricos em Sn e Cu. Deste modo os últimos fluidos exsolvidos têm uma baixa salinidade e uma maior relação W/Sn.

3.2 Mineralizações de Pb-Zn

As mineralizações de Pb-Zn-Ag, dado a sua pouca importância económica, não têm sido objecto de muitos estudos científicos. Schermerhorn (1981) refere um primeiro episódio, de idade pérmica, posterior ao W-Sn. Thadeu (1951b) em relação às mineralizações de Pb-Zn-Ba da região da Beira Baixa e Couto (1993) em relação às mineralizações de Pb-Zn-Ag da região Dúrico-Beirã consideram que estas mineralizações correspondem a um episódio mais tardio, relacionado com a abertura do Oceano Atlântico durante a Orogenia Alpina. Sousa (1975) refere, para a mineralização

de Pb da Mina das Olgas uma origem associada a soluções hidrotermais derivadas das fases tardias da cristalização do granito de Bruçó, granito de duas micas sin-D_3. Por outro lado Noronha et al. (1998) afirmam que as mineralizações de Pb-Sb do NE de Portugal, à qual pertence a mineralização das Olgas, são pós- D_4 embora estejam instalados em estruturas da D_3 e D_4. Deste modo estas mineralizações corresponderiam a um episódio independente e mais tardio em relação às mineralizações de Sn-W e aos granitos sin-D_3.

II Parte

Jazigo da Panasqueira

"Não nos encontramos num planeta longínquo, intocável. Por todo o lado caminhamos sobre milhões de anos que podemos segurar na mão. Lembremos a todos que qualquer pedra tem uma idade e uma história."
Maurice Mattauer (1999) – O que dizem as pedras

"Bruscamente, lavandarias, correias, roldanas, moinhos, agitam-se num ritmo alucinado. Uma onda de sangue tumultuoso precipita-se nas artérias de San Franscisco. A procissão de mineiros desaparece nas bocas da terra. O clarão do amanhecer hesita à entrada, ainda acompanha os mineiros até ao primeiro quadro, mas já aí as trevas húmidas se preparam para o devorar. "
Fernando Namora (1946) – Minas de San Francisco

1. Introdução

O nome Panasqueira, deriva de Panasco, planta herbácea da família das Gramíneas, muito frequente na região onde se encontra o Jazigo da Panasqueira.
A história das Minas da Panasqueira, tal como qualquer mina com alguma importância económica, apresenta um percurso extremamente ligado à história do próprio país. Na sua longa actividade a mina regista alguns percalços e mesmo paralisações das quais não estão isentos factores económicos, tais como, a cotação do minério, a sua utilidade face aos desenvolvimentos da sociedade, assim como factores de ordem histórica, tais como, a 1ª e 2ª guerras mundiais. A história das Minas da Panasqueira encontra-se bem documentada no Livro " As Minas da Panasqueira" da autoria do Pe. Manuel Vaz Leal, primeiro capelão das minas, no Jornal mensal "o Mineiro", assim como nos trabalhos de Reis (1971) e Sá & Nobre (1999), dos quais iremos destacar os factos quanto a nós mais relevantes da história da mina. No que se refere à produção literária destacamos os excelentes romances "Volfrâmio", de Aquilino Ribeiro que aborda a explorações e contrabando do volfrâmio e o romance de Fernando Namora "Minas de San Francisco" que aborda a vida nas Minas da Panasqueira, ambos retratando os primeiros tempos da exploração do volfrâmio em Portugal.

A Mina da Panasqueira, integrada no Couto Mineiro da Panasqueira localiza-se na região da Beira Baixa, a cerca de 30Km a WSW da cidade da Covilhã, entre os maciços de S. Pedro do Açor e da Gardunha, em plena Cordilheira Central.
Os primórdios da exploração do volfrâmio remontam ainda ao séc. XIX, sendo o primeiro registo oficial das Minas da Panasqueira datado de 25 de Novembro de 1898, com a publicação no Diário do Governo da autorização da seguinte concessão: "Sociedade de Minas de Volfram em Portugal, Lisboa. Por a firma Almeida, Silva Pinto & Comandita, Exploradora de minas de Volfram, existentes no Fundão e Covilhã, com sede em Lisboa." Esta concessão abrangia as freguesias de Cebola (S. Jorge da Beira) e Bodelhão (Aldeia de S. Francisco de Assis) pertencentes ao concelho da Covilhã e Cabeço do Pião-Rio pertencentes ao concelho do Fundão. Mais tarde as explorações alargaram-se para novas áreas, tais como, Vale das Freiras, Vale da Ermida e Barroca Grande, sendo esta a única em exploração actualmente. Todas estas concessões foram posteriormente integradas numa só área mineira - Couto Mineiro da Panasqueira.
Deve-se ao Conde Burnay, em 1904, depois de arrendar a concessão mineira a uma empresa mineira, a construção da primeira lavaria, mecanizada, das Minas da

Panasqueira, localizada no Rio Zêzere, comummente denominada de Lavaria do Rio. Em 1911 constitui-se a empresa Wolfram Mining and Smelting Company que desenvolveu a mina investindo em máquinas e na renovação da Lavaria do Rio, instalando um cabo aéreo para transportar o minério dos vários sectores do couto mineiro para a lavaria. Com o início da Primeira Guerra Mundial assistiu-se a um grande desenvolvimento da mina, facto a que não é alheio a grande procura de volfrâmio, a nível mundial, devido às necessidades da indústria militar. A produção aumentou, a lavaria foi desenvolvida e construiu-se um forno para o tratamento do minério. Entre a 1ª e a 2ª Guerra Mundial a mina passou por algumas vicissitudes havendo uma recuperação do preço do volfrâmio até ao fim da Segunda Guerra Mundial. Em Julho de 1944 um decreto do governo Português obrigou ao fecho de todas as minas de volfrâmio no País. No período pós Segunda Guerra Mundial a produção foi rapidamente recuperada, embora a cotação do minério tenha baixado drasticamente até ao início da década de cinquenta, aumentando de novo aquando da Guerra da Coreia. Para compensar o baixo preço do volfrâmio a mina intensificou a exploração de cassiterite. Em 1962 a mina começou a produção de concentrados de cobre com a recuperação da calcopirite dos estéreis da Lavaria.

Em 1973, com a cotação do volfrâmio a ter altos e baixos, formou-se a empresa portuguesa com o nome de Beralt Tin & Wolfram S.A.. Nos finais dos anos setenta procedeu-se à abertura de um novo nível de extracção (Nível 2), começando a sua extracção em 1982. Na década de oitenta e noventa a cotação do volfrâmio baixa, passando a mina por vários donos, sendo a Avocet, desde 1995 a detentora actual da mina. A mina no início da década de noventa passa por um período difícil, culminante no seu fecho de 1993 a 1995. Em 1996 houve uma transferência total da lavaria do Rio para uma nova lavaria situada no sector da Barroca Grande (figura 19). Em 1998 entrou em funcionamento um poço mecanizado que permitiu uma melhor extracção do minério produzido no nível 3 aberto em 1996. Actualmente a mina encontra-se em exploração, principalmente no seu nível 3.

Figura 19 – Lavaria do sector da Barroca Grande

2. Trabalhos anteriores

2.1 Introdução

Os trabalhos publicados assim como os relatórios internos sobre o jazigo da Panasqueira são extremamente vastos e variados abordando multiplos aspectos do jazigo. Pretenderemos assim, neste capítulo, referir somente os principais trabalhos efectuados sobre o Jazigo da Panasqueira. Temos consciência de que dado o enorme volume de trabalhos científicos existentes sobre este jazigo, efectuar uma síntese sobre os mesmos poderá acarretar alguma omissão. Contudo pensamo que em qualquer trabalho, e mais neste caso em que o objecto de estudo já foi intensamente analisado, é fundamental o conhecimento dos trabalhos já efectuados, sem que tal conhecimento nos deva restringir ou influênciar de um modo limitador, a nossa abordagem ao objecto de estudo. Não cabe aqui neste capítulo efectuar uma análise crítica dos trabalhos, mas somente referir quais os aspectos abordados nos mesmos. A sua análise mais detalhada será efectuada à medida em que iremos abordar os assuntos a que os mesmos se referem.

Dada a vastidão de estudos efectuadas sobre o mesmo, cremos ser melhor apresentar os trabalhos por temas, de modo a tornar a exposição mais clara e organizada. Assim dividimos os trabalhos pelos seguintes temas, tarefa sempre difícil e não isenta de polémica:

- trabalhos de índole geral;
- geologia regional e local. Litogeoquímica de metassedimentos e rochas graníticas;
- tectónica;
- mineralogia e paragénese;
- estudo dos fluidos e isótopos estáveis e possível relação da mineralização com a cúpula granítica;
- datações absolutas quer da mineralização quer dos granitos associados.

2.2 Trabalhos de índole geral

Nesta secção iremos referir os trabalhos que abordam o jazigo como um todo, não se centrando em nenhuma vertente específica.
Deve-se a Décio Thadeu, em 1951, o primeiro trabalho de pormenor sobre o Jazigo da Panasqueira. Este autor abordou a geologia regional e local, tendo definido a já clássica divisão do Couto mineiro em zona dos xistos mosqueados e zona dos xistos não mosqueados; estabeleceu o primeiro quadro paragenético da mineralização de Sn-W-Cu. Deve-se ainda a este autor as primeiras considerações sobre o possível zonamento do jazigo, a primeira proposta de génese do jazigo assim como a sua relação genética com a cúpula granítica não aflorante existente no sector da Barroca Grande. No mesmo ano este autor apresentou um outro trabalho de síntese sobre as mineralizações de chumbo e zinco da Beira Baixa (Thadeu 1951b), onde estão incluidas as mineralizações de Pb-Zn associadas principalmente à Falha da Cebola, Falha Principal e Falha Poente pertencentes ao Couto Mineiro das Minas da Panasqueira.

Kelly & Rye (1979) publicaram um trabalho bastante completo e multifacetado do Jazigo da Panasqueira. Os autores iniciaram o trabalho com uma síntese sobre a geologia regional e história do jazigo efectuada com base nos trabalhos anteriores; em seguida apresentam um modelo para explicar a morfologia e génese dos filões mineralizados sub-horizontais; estabelecem um quadro paragenético bastante aprofundadado da mineralogia dos filões mineralizados estabelecendo quatro etapas principais na génese da mineralização de Sn-W-Cu. Com base no estudo de inclusões fluidas efectuados em diversos minerais, tais como, quartzo, apatite, siderite, fluorite, calcite, topázio e cassiterite pertencentes aos filões mineralizados com vista a obtenção das condições de pressão e temperatura dos fluidos mineralizantes. Os estudos de isótopos estáveis de $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$, $\delta^{34}S$, δD permitiram aos autores tecerem algumas considerações sobre a origem dos fluidos mineralizantes. Por último, tendo em conta os dados obtidos estabeleceram um modelo para a génese das mineralizações de Sn-W-Cu e Pb-Zn e sua relação com a cúpula granítica.

Thadeu (1979) apresenta um trabalho de síntese sobre o Jazigo da Panasqueira, abordando quer a geologia regional quer as mineralizações de Sn-W-Cu e Pb-Zn e a sua relação com a cúpula granítica não aflorante.

Bussink (1984), no seu trabalho de tese de doutoramento, com vista ao aprofundamento do conhecimento do jazigo efectuou um estudo litogeoquímico quer de granitos especializados em Portugal, nomeadamente Fundão, Argemela e Panasqueira quer dos metassedimentos envolventes aos filões mineralizados em Sn-W-Cu. Por outro lado, este autor aprofundou os conhecimentos existentes dos fluidos associados à mineralização com base nos estudos de inclusões fluidas, com destaque para a composição dos gases e no estudo de isótopos estáveis de $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$. Com base nos resultados obtidos o autor tece considerações acerca da génese do Jazigo e sua relação com a cúpula granítica. Bussink et al., (1984) apresentam uma síntese do trabalho de tese de doutoramento efectuada pelo primeiro autor.

Polya (1987), no seu trabalho de tese de doutoramento, sintetizada em Polya (1989), efectuou trabalhos experimentais sobre a solubilidade dos tungstatos e sua aplicação no Jazigo da Panasqueira. No que se refere aos estudos do Jazigo da Panasqueira este autor abordou várias vertentes, desde a geologia regional, caracterização dos filões mineralizados, quantificação da transferência de massa envolvidas, estudos de isótopos do enxofre ($\delta^{34}S$), revisão dos estudos de isótopos estáveis de $\delta^{18}O$ e δD e determinação das condições físico-químicas dos fluidos mineralizantes, com vista a estabelecer um modelo coerente para a génese do Jazigo da Panasqueira..

2.3. Geologia regional e local. Litogeoquímica de metassedimentos e rochas graníticas

Depois do trabalho pioneiro de Thadeu (1951a) sobre a geologia regional e local do jazigo da Panasqueira, já citado, Bloot & Wolf (1953) efectuam um estudo petrográfico dos possíveis granitos associados à mineralização de Sn-W-Cu assim como da alteração hidrotermal no contacto com o granito e no contacto com os filões mineralizados. Estes autores apresentaram ainda uma primeira abordagem da distribuição espacial da cassiterite e volframite no jazigo.

Oosterom et al. (1984) efectuaram um primeiro estudo litogeoquímico dos metassedimentos envolventes dos filões mineralizados em Sn-W-Cu. Na área seleccionada, cerca de 30 Km^2, foram analisados os seguintes elementos: F, Li, Rb, Sn, W, Cu, P.

Neiva (1987b) estudou, sob o ponto de vista geoquímico, oprocesso de graisenização do granito da Panasqueira.

2.4. Tectónica

Marignac (1973) efectuou um estudo estrutural de pormenor da área abrangida pelo Couto Mineiro da Panasqueira, mais tarde revista (Marignac 1982). Com base nos dados obtidos este autor propõe um modelo para a génese do jazigo alternativo ao estabelecido, no que diz respeito à relação entre a deformação, a instalação da cúpula granítica e a mineralização de Sn-W-Cu.

Delfim de Carvalho, em 1974, com base em critérios geológicos, geomorfológicos e fotogeológicos estabeleceu uma relação entre os alinhamentos geológicos de natureza tectónica e a distribuição dos jazigos hipogénicos. Entre outros estabeleceu o alinhamento Góis (Sn-W) - Panasqueira (Sn-W-Cu) - Argemela (Sn) - Ceife (Pb).

Ribeiro e Pereira (1982) estabeleceram os controles paleogeográficos, petrológicos e estruturais que condicionam a génese das várias mineralizações de Sn e W que ocorrem em Portugal. No que se referem à Panasqueira, em especial, apresentam um modelo que recria o campo de tensões induzido pela instalação de uma cúpula pós-tectónica para explicar a génese das mineralizações de Sn-W-Cu do Jazigo da Panasqueira.

Blaettler (1985) efectuou um estudo de índole estrutural de pormenor das falhas existentes no nível 2 do Jazigo da Panasqueira. O estudo apresenta uma sistematização das falhas encontradas, tendo sido definidos quatro famílias principais tendo em conta principalmente o tipo de preenchimento da caixa da falha; depois de caracterizar as falhas encontradas o autor estabelece quais as relações existentes entre os vários tipos de falhas e os veios mineralizados, a cúpula granítica, assim como a relação entre os vários tipos de falhas entre si. Por último é apresentada uma evolução do Jazigo da Panasqueira desde o metamorfismo regional hercínico, passando pelo diaclasamento, formação das falhas, intrusão granítica, formação dos filões mineralizados em Sn-W-Cu até à mineralização pós-hercínica de Pb-Zn associada às falhas.

Derré et al. (1986), com vista a uma melhor compreensão do fenómeno do diaclasamento e seu posterior preenchimento por mineralizações de Sn-W, estudaram a

bordadura SE do maciço granítico da Serra da Estrela; estes autores comparam ainda os resultados obtidos com os observados no Jazigo da Panasqueira.

Foxford et al. (1991) e Foxford et al. (2000) combinaram estudos de ordem estrutural e textural nos veios mineralizados do Jazigo da Panasqueira com vista a determinar em que medida houve um controlo da tectónica na sua génese.

2.5. Mineralogia e paragénese das mineralizações de Sn-W-Cu e Pb-Zn

O primeiro trabalho sobre a mineralogia do jazigo da Panasqueira, com destaque para o estudo cristalográfico das cassiterites deveu-se a Candel Vila em 1926 (referenciado por Thadeu (1951a)).

Seguiram-se os trabalhos de Neftali da Costa (1943) e A. Barbosa (1944) sobre a mineralogia dos filões mineralizados em Sn-W-Cu do jazigo da Panasqueira. Ainda durante o ano de 1944 Cotelo Neiva estudou diversos jazigos de cassiterite e volframite e comparou os mesmos com o jazigo da Panasqueira, principalmente no que diz respeito à mineralização de cassiterite.

Orey (1967) apresentou um estudo comparativo entre o sector da Barroca Grande e o sector do Vale da Ermida, com enfoque na mineralogia e paragénese, embora também tenha abordado a morfologia, a geotermometria e o zonamento dos filões mineralizados. Por último, este autor abordou problemas de ordem industrial, tais como, métodos de exploração e tratamento de minérios. A possível individualização do sector do Vale da Ermida em relação ao sector principal de exploração do jazigo (Barroca Grande) já tinha sido abordada, de modo breve, por Thadeu em 1950/51 em relatórios internos, nomeadamente no que se referia à mineralogia e morfologia dos filões.

Saraiva (1971) estudou a composição das volframites (relação molecular Hubnerite-Ferberite) com vista a estabelecer um possível zonamento em relação à cúpula granítica.

Wimmers (1983) estudou com grande pormenor a paragénese dos sulfuretos associados à mineralização de Sn-W-Cu que ocorrem no nível 2 do sector da Barroca Grande do

Couto Mineiro das Minas da Panasqueira. Em 1985 Wimmers, em continuação do seu trabalho anterior, estudou os minerais de prata que ocorrem nos filões mineralizados: matildite, pavonite, canfieldite assim como referencia pela primeira vez a estanite argentífera e a canfieldite rica em Telúrio (Te); discutiu ainda a importância da ocorrência destes minerais na problemática da presença de prata nos concentrados de calcopirite.

Knutson et al. (1985) estudaram os zonamentos apresentados pelas apatites dos filões mineralizados e avaliaram a possibilidade de a caracterização desses zonamentos servir como ferramenta em estudos paragenéticos e no estabelecimento de correlações entre os vários filões mineralizados.

Neiva (1987a) estudou a composição das moscovites do granito da Panasqueira, do encaixante metassedimentar afectado pelo metamorfismo de contacto assim como das moscovites pertencentes aos filões de quartzo mineralizados em Sn-W-Cu.

Polya (1988) apresentou um estudo sobre a composição das volframites do sector da Barroca Grande do Couto Mineiro da Panasqueira, com vista de tentar compreender a razão porque algumas das volframites da Panasqueira apresentam um enriquecimento em Nióbio na sua estrutura cristalina. Este trabalho foi desenvolvido no seu trabalho de tese de doutoramento já anteriormente citado.

Mignardi et al. (1995a) estudaram a composição da arsenopiririte do Jazigo Vale das Gatas e do Jazigo da Panasqueira com vista a estimar quais as temperaturas de deposição deste mineral nos veios mineralizados.
Mignardi et al. (1995b) estudaram a composição de elementos traço na pirite e calcopirite do Jazigo Vale das Gatas e do Jazigo da Panasqueira com vista a tecerem considerações acerca da origem dos fluidos que deram origem a estes minerais nos filões mineralizados.
Mignardi et al. (1995c) estudaram a composição da blenda e estanite do Jazigo Vale das Gatas e do Jazigo da Panasqueira com vista a estimar quais as temperaturas de deposição e origem dos que deram origem a estes minerais nos filões mineralizados.

2.6. Estudo dos fluidos e isótopos estáveis e possível relação da mineralização com a cúpula granítica

Clark (1964) apresentou um modelo pormenorizado de evolução da cúpula granítica desde um estádio magmático até hidrotermal, passando por um estádio endomagmático; efectua uma primeira estimação da temperatura e pressão da instalação do granito e da mineralização de Sn-W-Cu.
Turpin (1980), estudou, com base na análise de inclusões fluidas e isótopos estáveis de $\delta^{18}O$, δD, um filonete com quartzo e cassiterite e um geode com moscovite e cassiterite pertencentes ambos ao Jazigo da Panasqueira. Comparou os dados de isótopos estáveis que obteve com os obtidos por Kelly & Rye (1979). Com base nos resultados obtidos este autor teceu algumas considerações sobre a génese do jazigo e mais concretamente sobre a mineralização de cassiterite.

Campbell et al. (1984) estudam o Jazigo volframítico de San Cristobal, no Peru, principalmente no que refere aos isótopos estáveis de $\delta^{18}O$ e δD, segundo um modelo que tem em consideração os efeitos da temperatura e relação rocha/fluido nas composições isotópicas de fluidos meteóricos em equilibrio com um granito. Com base neste modelo estes autores recalculam e reexaminam os dados isotópicos obtidos por Kelly & Rye (1979).

Campbell et al. (1988), tendo em conta que os estudos de inclusões fluidas até ai realizados foram obtidos em minerais transparentes, associados à mineralização, nomeadamente no quartzo associado à volframite e não na própria mineralização, estudaram as inclusões fluidas em volframites de modo a comparar os fluidos encontrados com os fluidos já estudados; para estudar as inclusões fluidas em minerais opacos os autores recorreram a um microscópio de infravermelhos.

Noronha et al. (1992) efectuaram um estudo de inclusões fluidas comparativo dos fluidos mineralizantes e dos fluidos metamórficos, do qual se destaca a composição iónica dos fluidos assim como das composições das suas fases voláteis obtidas por Espectroscopia Raman.

Luders (1996) estudou as inclusões fluidas em volframites recorrendo a um microscópio de infravermelhos.

Stuart et al. (1996) e mais tarde Polya et al. (2000) estudaram os fluidos associados ao estádio Principal dos Sulfuretos, utilizando várias técnicas, entre as quais a microtermometria e isótopos estáveis de $\delta^{18}O$,δD e $^{40}Ar/^{36}Ar$.

Noronha et al. (2000) efectuaram uma síntese sobre o jazigo da Panasqueira, com destaque para os fluidos associados à sua génese.

2.7. Datações absolutas das mineralizações e dos granitos associados

Em 1969, Clark efectua uma primeira datação absoluta, segundo o método K-Ar, de moscovites do granito, greisen e filão mineralizado.

Kelly & Wagner (1977), com base na técnica de "fission track" aplicada a apatites, dataram os reaquecimentos posteriores à mineralização.

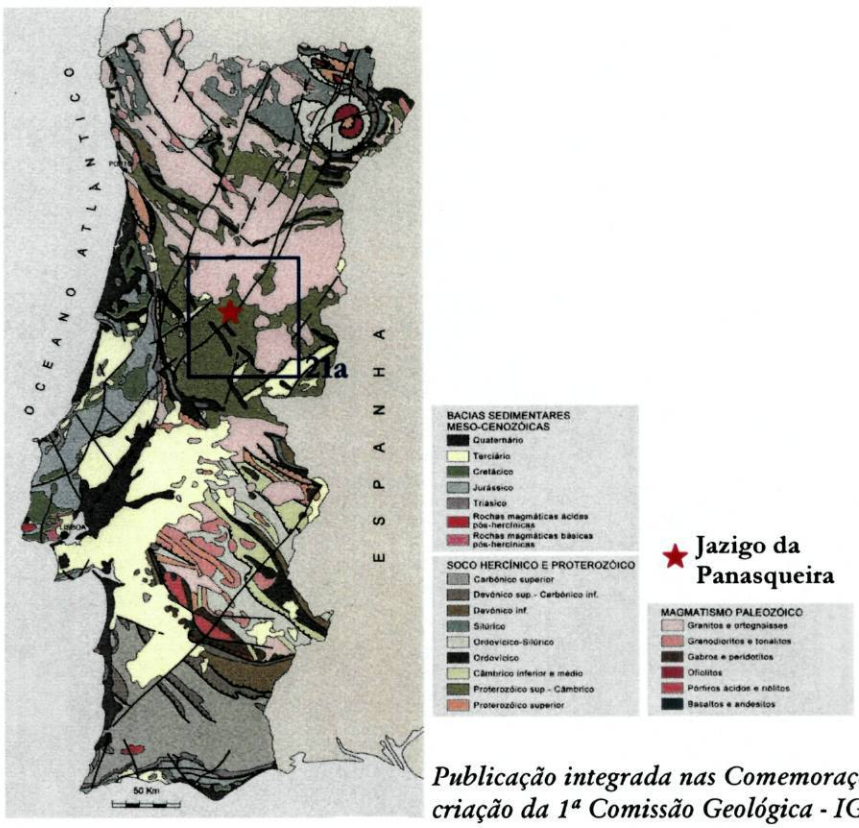
Priem & Tex (1984), através do método de Rb-Sr dataram as moscovites pertencentes ao granito da Panasqueira.

Snee et al. (1988), com base no método de datação $^{40}Ar/^{39}Ar$ efectuado em moscovites do filões mineralizados de Sn-W-Cu, greisen e *silica cap* reconstituiram a evolução temporal térmica do Jazigo da Panasqueira.

3. Enquadramento geológico-estrutural

3.1. Estratigrafia e litogeoquímica

As minas da Panasqueira localizam-se em pleno Maciço Central, pertencente à Zona Centro Ibérica (Figura 20). A mineralização de W-Sn ocorre associada a filões de quartzo sub-horizontais, encaixados nos "Xistos das Beiras" pertencentes ao Complexo Xisto-Grauváquico (CXG). A nível regional ocorrem inúmeros maciços graníticos, de diversos tipos e idades, tais como, o maciço da Serra da Estrela, o maciço do Fundão e o maciço da Argemela (figura 21).

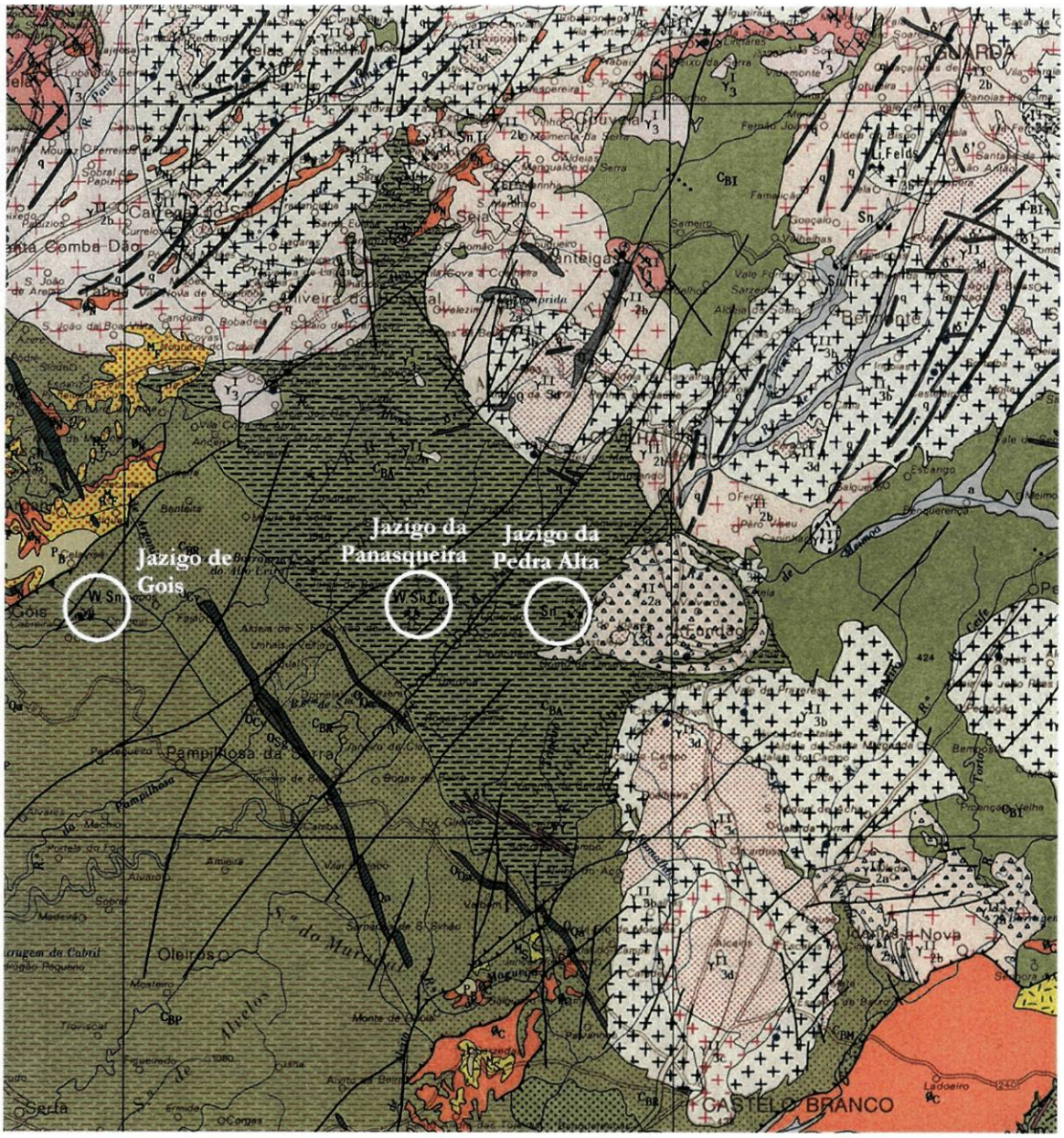


Publicação integrada nas Comemorações dos 150 anos da criação da 1ª Comissão Geológica - IGM

Figura 20 – Mapa geológico simplificado de Portugal Continental.

Thadeu (1951a) apresentou o primeiro estudo completo sobre a geologia regional do Couto Mineiro da Panasqueira (figura 22). Neste afloram essencialmente os "Xistos das Beiras", constituídos essencialmente por xistos argilo-gresosos que passam a quartzitos impuros e grauvaques. Os quartzitos constituem menos de 5% do total das litologias, num raio de 30 Km á volta do couto mineiro (Polya 1987). Todas estas rochas ocorrem em lentículas pelo que é difícil cartografar estas litologias a não ser a uma escala de

pormenor. A estratificação encontra-se extremamente inclinada (60 a 90º) com uma pendente predominante para este. Os "Xistos das Beiras" pertencem ao grupo das Beiras, definido por Sousa (1982). No que se refere à sua idade, Sousa (1985) considera este grupo como sendo provavelmente do Precâmbrico Superior).



Excerto da Carta Geológica 1:500 000 dos SGP (1992)

Figura 21a – Enquadramento geológico regional do Jazigo da Panasqueira.

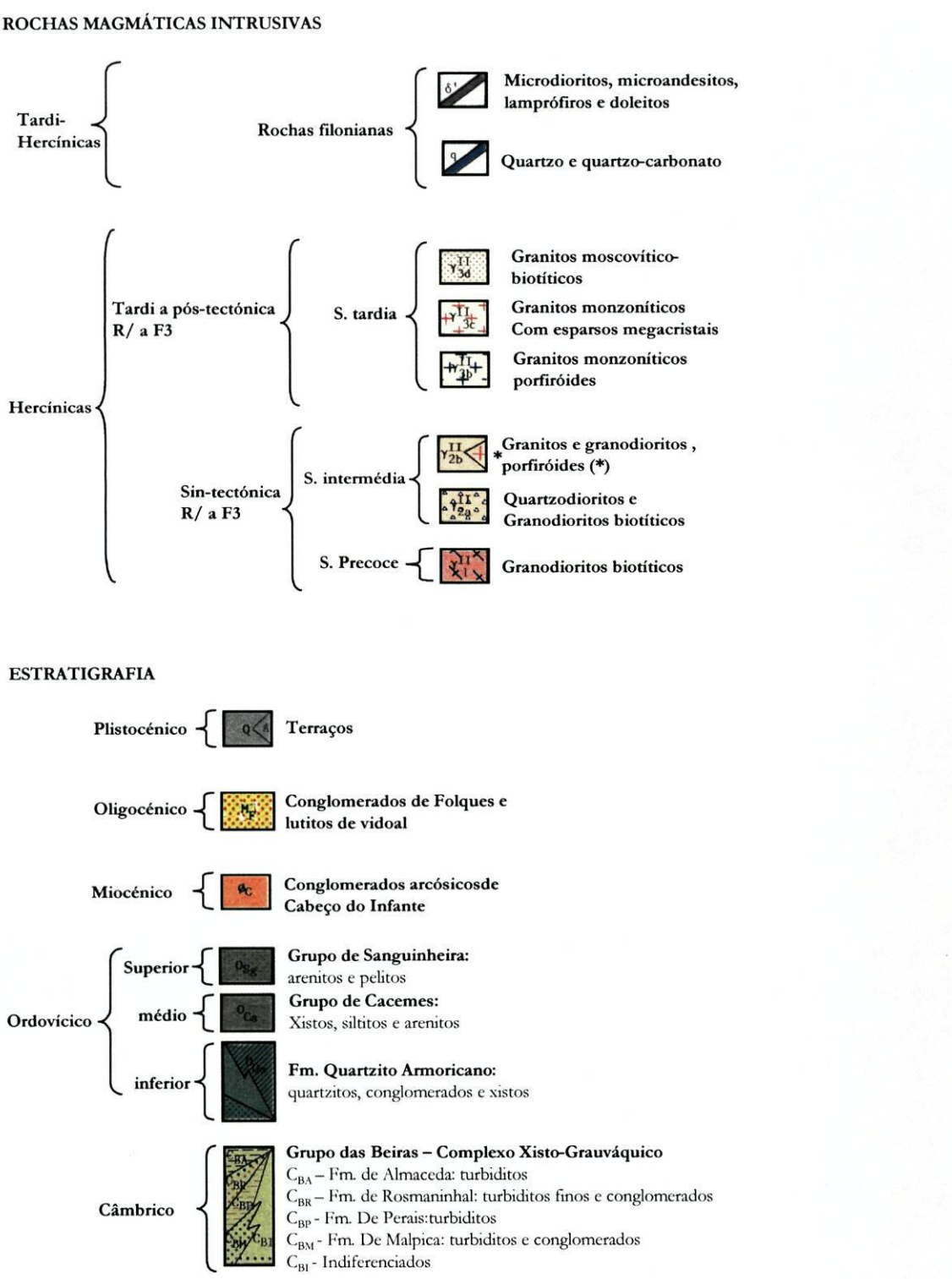


Figura 21b – Legenda do mapa geológico da figura 21a.

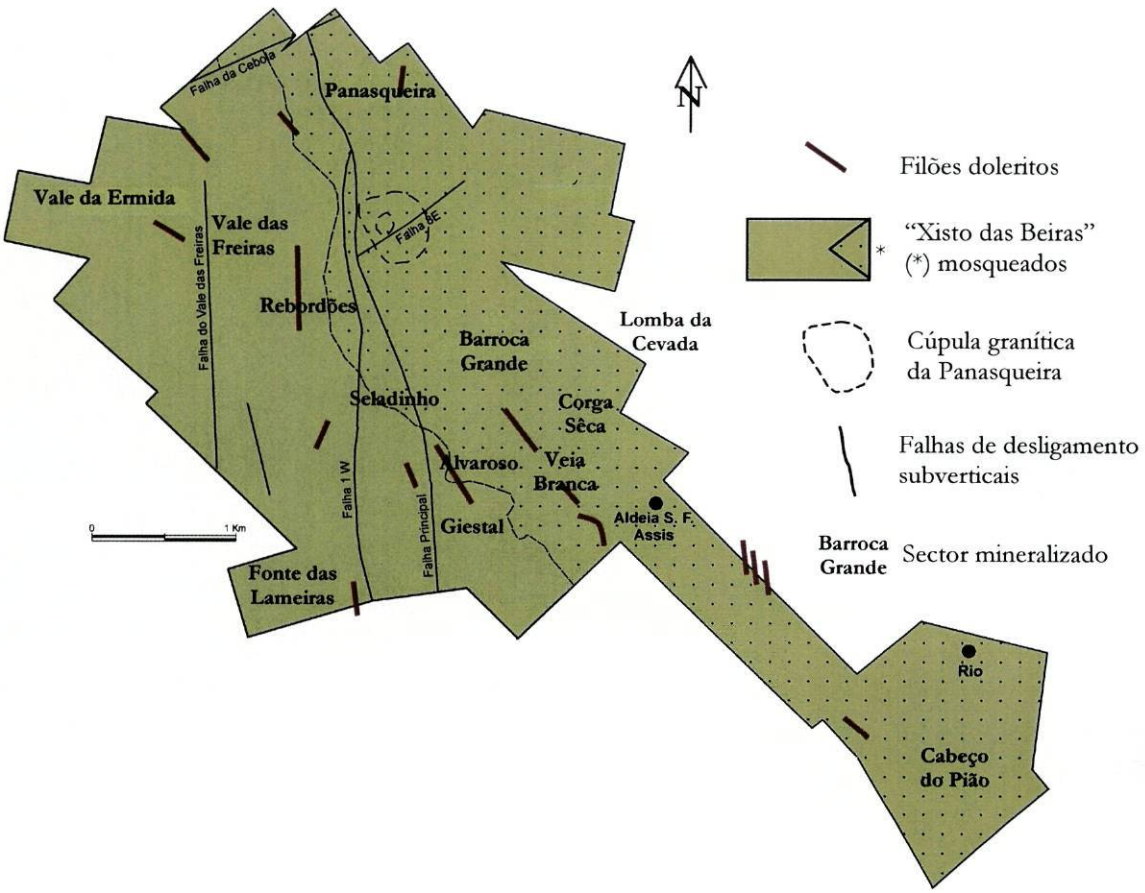


Figura 22 – Mapa geológico do Couto Mineiro da Panasqueira.

Thadeu (1951a) refere ainda a presença de carbonatos nos metassedimentos mas é de opinião de que estes são originados por alteração hidrotermal. Por outro lado Bloot & Wolf (1953) são de opinião de que a carbonatação, assim como a presença de pirites euédricas nos metassedimentos são originados durante o processo de diagénese. Bussink (1984) refere a presença, nos metassedimentos, de matéria orgânica (cerca de 0.17%).

Não foi detectado nenhum indício de prê-concentrações em W ou Sn nos metassedimentos do sector do Couto Mineiro da Panasqueira. A nível regional, no "Grupo das Beiras", Inverno & Ribeiro (1980) referem a presença de cassiterite disseminada nos xistos que teriam sido remobilizados por material eruptivo a partir de concentrações existentes nos sedimentos. Sousa (1985) refere a presença de níveis fosfatados, associados a sequências conglomeráticas.

Refira-se por último que no sector em estudo, quer a nível local quer regional não existe qualquer evidência de evaporitos.

No que se refere aos estudos de litogeoquímica os "xistos das Beiras" consistem genericamente em metassedimentos ricos em Al_2O_3 e pobres em CaO (Polya 1987). Com base na Sedimentologia, este autor individualizou os "Xistos das Beiras" em dois grupos distintos: um grupo constituído por metassedimentos com uma granulometria grosseira (GG) e um outro grupo constituído por metassedimentos com uma granulometria mais fina (GF). O grupo GG é geoquimicamente caracterizado por uma maior percentagem de SiO_2 e menor percentagem de TiO_2, Fe_2O_3, K_2O e Nb.

3.2 Magmatismo

Relativamente ao magmatismo, para além de filões de graisene e aplitos, afloram no Couto Mineiro da Panasqueira diques subverticais de natureza dolerítica, primeiramente referidos por Amilcar (1930). Estes diques estão afectados pelo metamorfismo de contacto existente no couto mineiro e são cortados pelos filões de quartzo sub-horizontais mineralizados. Thadeu (1949) refere a existência, a nível regional, de duas gerações de filões de doleritos, ambas subverticais:

- diques com orientação N-S, a que atribui uma provável ligação à fase de descompressão da Orogenia Caledónica, muito abundantes no Couto Mineiro da Panasqueira;

- diques com uma orientação W-S, que cortam os granitos hercínicos pelo que este autor os considera hercínicos ou pós-hercínicos.

No que diz respeito ao Couto Mineiro da Panasqueira Thadeu (1951) refere a presença de filões doleríticos com uma orientação N-S e NW-SE, com uma predominância dos primeiros.

Na área não existem afloramentos de rochas graníticas com excepção de filões de graisene e de aplitos, como já foi referido, embora não muito abundantes. Contudo, nos trabalhos subterrâneos foi encontrada, em 1948, uma intrusão de natureza granítica (Thadeu 1951a) (figura 23).
A parte superior da intrusão granítica está profundamente graizenizada (Thadeu, 1951a; Bloot & Wolf, 1953; Clark, 1964; Kelly & Rye, 1979, Bussink, 1984; Polya, 1987). Kelly & Rye (1979) referem pela primeira vez a presença de uma "lentícula" de quartzo (*Sílica Cap*) na parte de cima da cúpula granítica com uma espessura aproximada de 14m e uma extensão de 53 por 73m.
De acordo com Thadeu (1951a) a intrusão granítica consiste numa apófise de direcção NW-SE, mergulhando suavemente para SE, estando assim em concordância com a mancha aflorante de xistos argilosos mosqueados.

A primeira descrição petrográfica desta rocha granítica deve-se a Thadeu (1951a), que a descreve como um granito com uma textura hipautomórmica granular e a seguinte constituição mineralógica: quartzo, feldspato potássico (ortoclase), duas gerações de

plagiclase (oligoclase e andesina) e apatite. O quartzo apresenta inclusões de feldspato e moscovite; esta última poderá ser unicamente secundária. O graisene apresenta a mesma textura. A passagem de um tipo a outro de rocha faz-se gradualmente, aparecendo por vezes encraves de granito dentro do graisene. O graisene apresenta grãos de quartzo corroídos pela moscovite, o que pressupõe a existência de duas gerações de moscovite, uma anterior à deposição do quartzo e outra posterior associada à sericitização dos feldspatos. Este autor descreve, no contacto do granito/graisene com os metassedimentos, um princípio de fusão, evidenciado por uma textura fluidal que se observa nos restos dos xistos conservados na bordadura do graisene assim como uma intensa turmalinização dos xistos.

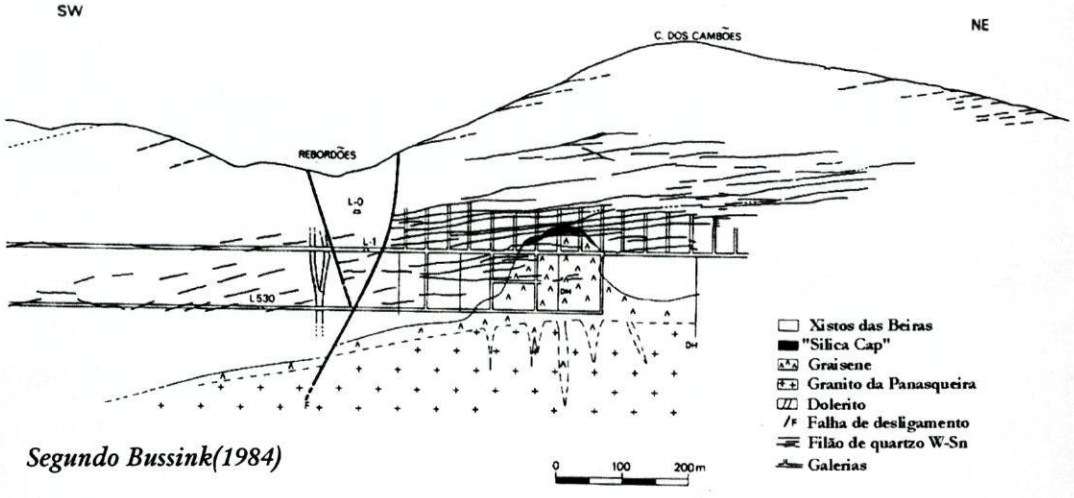


Figura 23 – Corte geológico segundo o painel P4 onde é possível observar a cópula granítica da Panasqueira.

Clarck (1964) descreve mais pormenorizadamente a paragénese da rocha granítica da Panasqueira, tendo definido a seguinte sequência:

- **Fase magmática** - zircão, apatite, monazite, ilmenite, pirite, quartzo (euédrico), moscovite, biotite e plagioclase (An_{5-10}) ligeiramente mais tardia.
- **Fase de transição e endoblástica** - feldspato potássico, moscovite, quartzo. Observam-se nesta fase complexas reacções entre o feldspato potássico e a plagioclase dando origem a mirmequites, albite secundária e pertites.
- **Fase hidrotermal** - apatite, berilo, turmalina, fluorite, cassiterite, volframite, arsenopirite, pirite, molibdenite, calcopirite e blenda.

Segundo este autor a consolidação do granito começou aos 700 ±50 °C e 500-1000 bars, com base na plagioclase e acessórios primários e atingiu os 610±20 °C e 500-1000 bars nos estádios finais endoblásticos da formação do granito.

A fase magmática está melhor representada nos níveis inferiores enquanto que a fase de transição e endoblástica está melhor representada nos níveis superiores.

Bussink (1984) refere a rocha granítica da Panasqueira como sendo um granito de duas micas, com megacristais de feldspato potássico que na sua cúpula sofre uma transformação para um leucogranito com albite e moscovite e por último um graisene com moscovite e quartzo. Com base num estudo de índole geoquímica, este autor distinguiu aquilo que considerou ser uma alteração metassomática, posterior à cristalização do granito de duas micas da Panasqueira (tendência A), de uma lixiviação do granito, durante um processo de graisenização (tendência B). No que se refere à tendência A, anterior à abertura das diaclases, observa-se um enriquecimento em Sn, Rb, Li, W, F, Cs, P_2O_5, Zn, As, Fe_2O_3, Cu, MgO, La, Zr e CaO assim como um decréscimo de Sr e Na_2O. No que se refere à tendência B, posterior à abertura das diaclases, existe um enriquecimento em Sn, Rb, Li, W, F, Cs, P_2O_5, Zn, Fe_2O_3, Cu, Ag, Nb e Ta e um decréscimo em Na_2O, CaO, MgO, Sr, Zr, TiO_2. Embora o Rb, Li, F, P_2O_5 aumentem os seus teores quer no processo metassomático quer no processo de graisenização existe uma clara diferença no nível de concentração entre estes dois processos pelo que aparentemente estes elementos são enriquecidos no leucogranito e depois lixiviados durante o processo de graisenização. Este autor considera este granito como pertencente aos granitos altamente especializados, tal como o granito da Argemela, Atalaia, Fonte Santa, Regoufe. Contudo considera que, com a excepção do granito da Argemela, estes granitos apresentam uma tendência de enriquecimento hidrotermal mais do que primária (magmática).
Polya (1987) estuda em pormenor os fenómenos de alteração hidrotermal do granito tendo considerado as seguintes alterações:

- microclinização – observa-se um microclina em volta dos fenocristais de ortoclase;

- exsolução de uma albite da ortoclase e microclina formando uma textura pertitica;

- - graisenização do granito, constituindo-se uma associação de quartzo, albite, moscovite, rutilo e siderite.

Desta breve síntese, com base na bibliografia, salienta-se o facto da existência, de um granito de duas micas que sofreu alterações pós-magmáticas tendo-se transformado, na sua zona de cúpula, num leucogranito e numa fase posterior num graisene de quartzo e moscovite.

No presente trabalho foi estudado a cúpula granítica graisenizada, acedida pelo nível 2 (L_2P_4), actualmente desactivada (figura 24). O contacto entre o graisene e o encaixante, único acessível, é brusco, não se notando macroscopicamente nenhum sinal de fusão ou de passagem gradual (figura 24a).

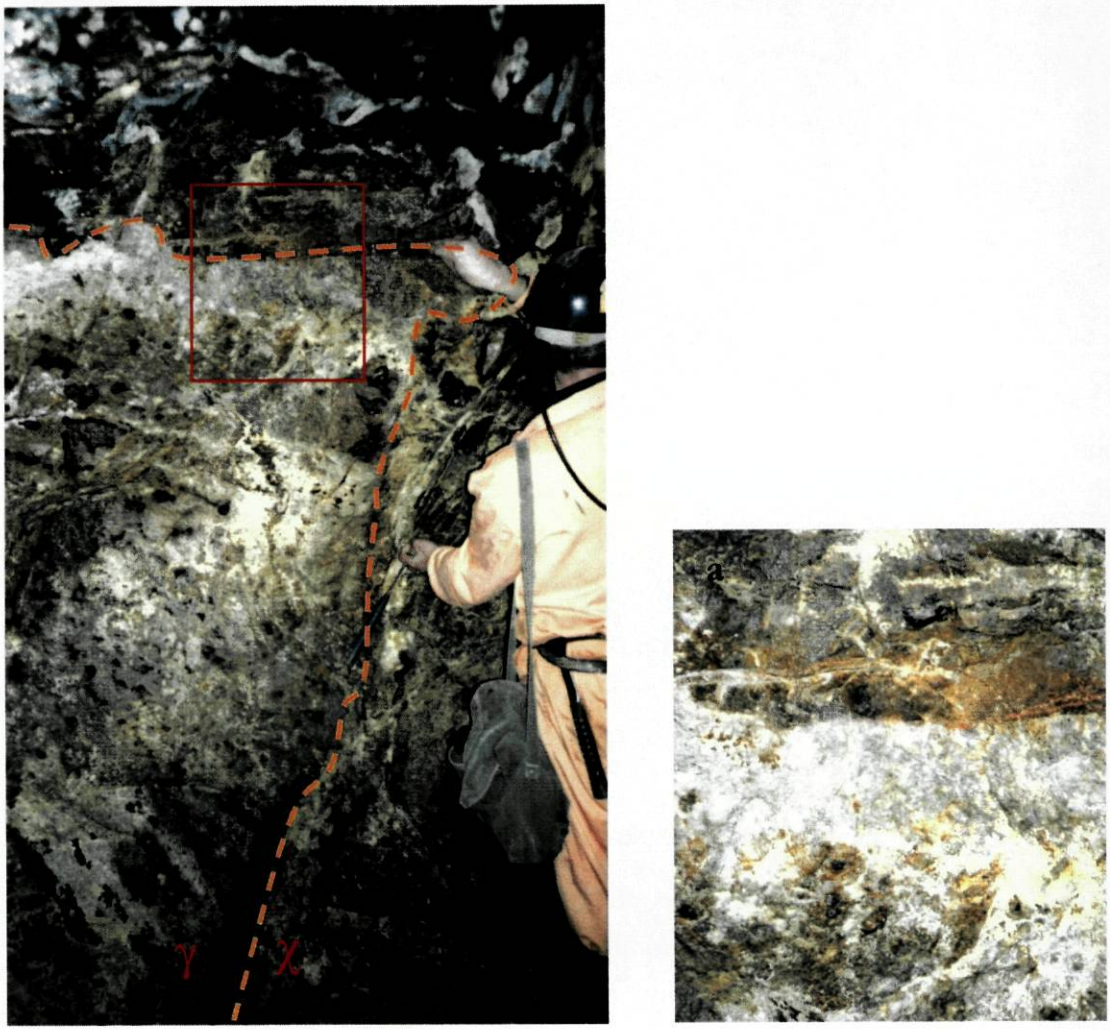


Figura 24 – contacto graisene/granito da Panasqueira no nível 2 (L_2P_4). a. Pormenor onde é possível observar que o contacto entre ambos é nítido.

O estudo petrográfico desta rocha permitiu as seguintes observações:

- a rocha apresenta uma textura de tipo sequencial, hipautomórfica granular seguida de um ou mais estádios de substituição (figura 25);

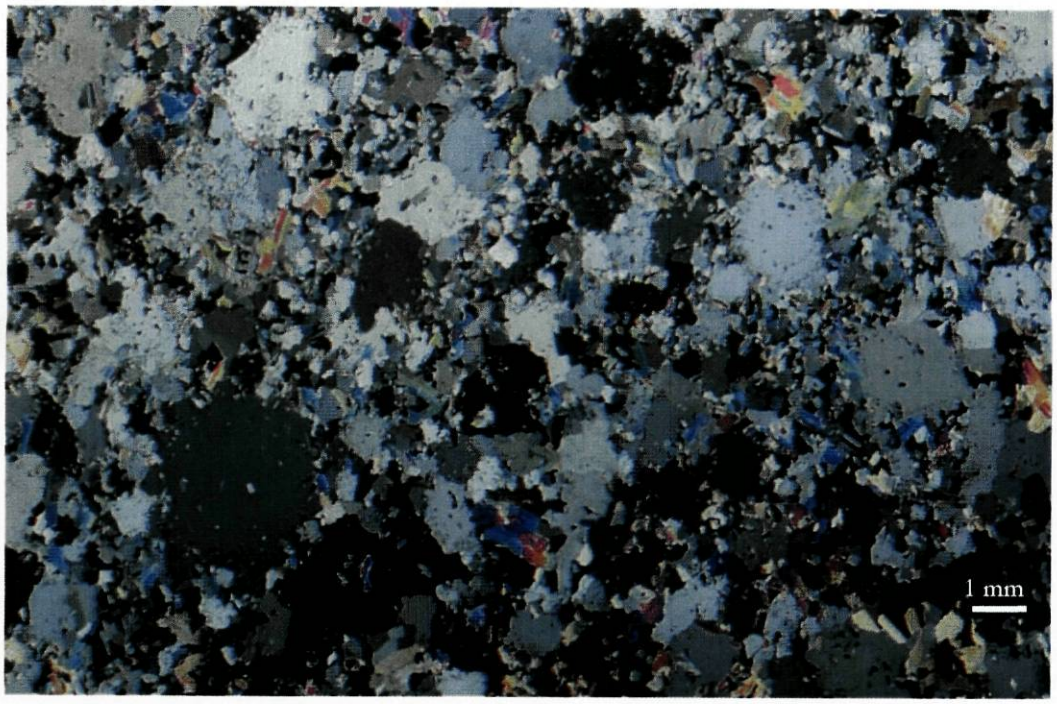


Figura 25 – Textura de tipo sequencial, hipautomórfica granular seguida de um ou mais estádios de substituição, nomeadamente a deposição de sílica em continuidade óptica com os cristais de quartzo euédricos. (MOT-NX)

- o quartzo euédrico (Qz I) contem inclusões concêntricas de albite (Ab I) de pequenas dimensões (figura 26) que marcam, por vezes, bordos do grão de quartzo; textura idêntica à descrita por Charoy & Noronha (1996) para o Granito da Argemela, tendo estes autores denominado esta textura de "snowball";

- raros cristais subédricos de feldspato potássico;

- agregados de moscovites de grandes dimensões, possivelmente resultantes da alteração de biotites; esta alteração é sugerida quer pela presença, nas moscovites, de "fantasmas" de halos pleocróicos associados a zircões metamíticos (figura 27), comummente observáveis na biotite quer pela presença de hematite nas clivagens dos cristais da moscovite, consequência do facto de a substituição da biotite por moscovite implicar um excesso de ferro, com a consequente formação de hematite;

- presença de agregados de grãos de albite II embricados, cujas maclas em forma de lança e /ou baioneta (figura 28) são indicadoras de que a albite é resultado da transformação de um outro feldspato, provavelmente uma plagioclase;

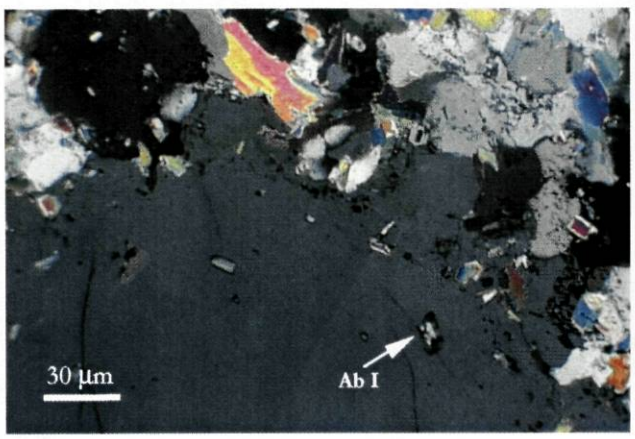


Figura 26 – Quartzo euédrico (Qz I) com uma textura "snowball" na sua bordadura, constituída principalmente pela albite (Ab I). (MOT-NX)

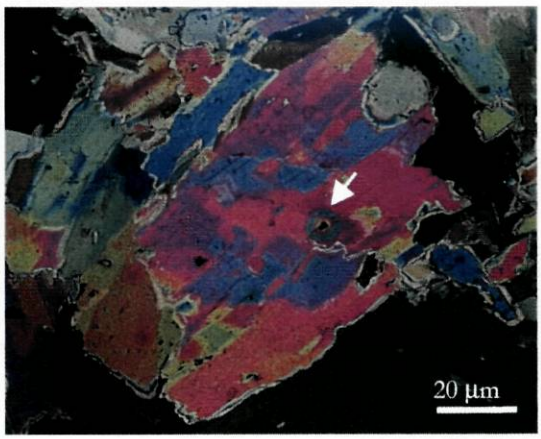


Figura 27 – Agregado de moscovites onde é possível observar um halo pleocróico (assinalado com a seta). (MOT-NX)

- por último observa-se uma silicificação generalizada da rocha, com crescimento de um quartzo II, por vezes em continuidade óptica com o quartzo I; esta geração de quarzo instabiliza a albite II, crescendo segundo os planos de macla (figura 29);

- presença de diversos minerais acessórios, nomeadamente arsenopirite, blenda, apatite, cassiterite, etc que possivelmente serão contemporâneos da fase hidrotermal associada à mineralização de Sn-W.

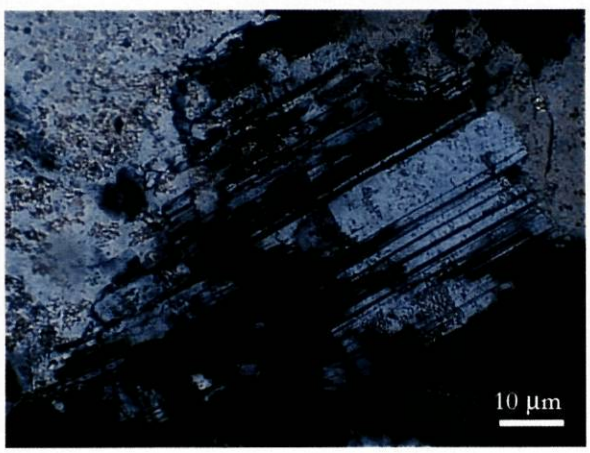


Figura 28 - Cristal de Ab II com macla em forma de baioneta (MOT-NX)

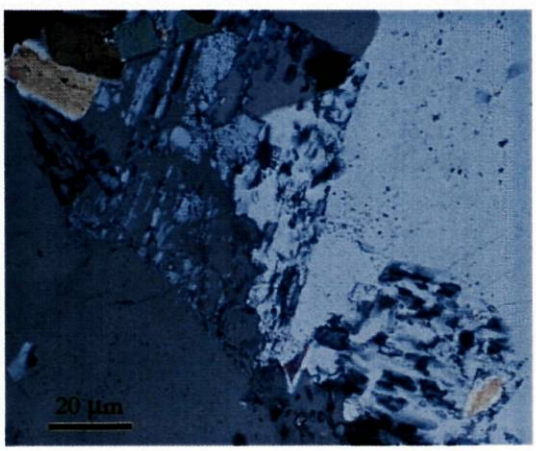


Figura 29 - Cristal de Ab II substituído por Quartzo. (MOT-NX)

O estudo petrográfico detalhado do "graisene da Panasqueira" permitiu estabelecer um quadro simplificado da sucessão de cristalização e alterações posteriores (figura 30).
Com base nas observações acima expostas poderemos concluir que não estamos na presença de uma cúpula graizenizada de um granito biotítico (Granito da Panasqueira), como foi defendido anteriormente, mas sim de um outro granito (Granito da Barroca Grande). Neste granito o quartzo euédrico é indicador de uma cristalização resultante de um magma com uma saturação precoce em sílica. Esta rocha granítica sofreu uma albitização e posteriormente uma alteração hidrotermal constituída por uma silicificação e uma moscovitização.

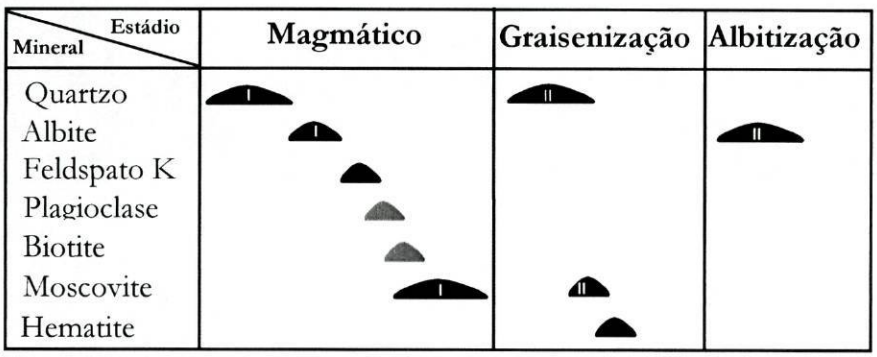


Figura 30 - Sucessão da cristalização do granito da Panasqueira da Barroca Grande e alterações tardi a pós-magmáticas.

As características deste granito, nomeadamente no que diz respeito ao primeiro estádio, são bastante semelhantes às descritas por Charoy & Noronha (1996) para o Granito da Argemela. Estes autores registaram um segundo estádio primário durante a cristalização desse granito caracterizada pelo enriquecimento em Li, F e P que não foi registado no Granito da Barroca Grande.

No que se refere à sua origem Kelly & Rye (1979), Bussink (1984), Polya (1987) e Neiva (1987) consideram-no como um granito do tipo S (Chappel & White, 1974) pertencente aos granitos pós-tectónicos (Ferreira et al. 1987). Polya (1987) refere que, por outro lado, este granito poderia ser enquadrado como pertencendo à série dos granitos ilmeníticos (Ishihara 1981).

A datação absoluta do granito da Panasqueira revelou uma idade de 289-293 ± 10 Ma, através do método de K-Ar (Clark 1970) aplicado em moscovites e uma idade de 289 ± 4 M.a., com uma relação $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0.713 ± 0.003, através do método de Rb-Sr (Priem & Tex 1984), o que não deixa de ser controverso pois as idades da moscovite são mais antigas que as da rocha total.

3.3 Metamorfismo orogénico e metamorfismo de contacto

As séries metassedimentares existentes no Couto Mineiro da Panasqueira apresentam um metamorfismo regional de baixo grau. Polya (1989) estabeleceu a seguinte associação paragenética para o metamorfismo regional expresso nas séries pelíticas dos "Xistos das Beiras": quartzo-albite-moscovite-clorite-paragonite.

No que se refere ao metamorfismo de contacto, este é bastante desenvolvido nalguns dos sectores do couto mineiro, com o desenvolvimento de corneanas da zona da moscovite-biotite-cordierite (Polya, 1989). Thadeu (1951a) diferenciou, na área do couto mineiro, um sector constituído genericamente por xistos argilosos (zona ocidental) e outro sector constituído por xistos argilosos mosqueados (zona oriental) (figura 20). A auréola de metamorfismo de contacto tem uma com uma configuração grosseiramente elíptica, com o maior eixo orientado NW-SE.

Contudo a relação deste metamorfismo com as fases de deformação hercínica são controversas. Por um lado, Marignac (1973), com base na análise estrutural do Jazigo da Panasqueira, considera que o metamorfismo de contacto do granito da Panasqueira é anterior à deformação principal ao contrário da alteração hidrotermal (turmalinização) que acompanha a mineralização de Sn-W-Cu. Por outro lado, Kelly (1977) e Kelly & Rye (1979) e Polya (1987), refutam linearmente esta hipótese, apoiando o modelo geral primeiramente apresentado por Thadeu, em 1951, segundo o qual a auréola de metamorfismo de contacto é concordante com a apófise granítica não aflorante. Segundo estes autores a forma alongada (elíptica) das "moscas" de metamorfismo de contacto, constituídas por biotites, plagioclases e cordierites, paralelas à xistosidade, é devida a um fenómeno de mimetismo da xistosidade já existente durante a instalação granítica. A apoiar esta hipótese existem os seguintes argumentos: presença de quartzo de tipo sacaróide existente unicamente nos filões de quartzo do Seixo Bravo (quartzos relacionados com o metamorfismo regional) encaixados nos xistos argilosos mosquedos (Thadeu 1951a) e a ausência de qualquer vestígio de deformação posterior no granito da Panasqueira (Kelly 1977).

A observação de mina por nós efectuada permitiu-nos constatar que ao nível da escala mesoscópica o metamorfismo de contacto está controlado quer pela natureza da rocha encaixante (rochas mais siliciosas apresentam-se com menos evidências de metamorfismo de contacto) quer pela fracturação do encaixante não sendo possível definir zonas onde se observem rochas homogeneamente metamorfizadas e zonas onde o encaixante não apresenta vestígios de metamorfismo de contacto.

Nos trabalhos subterrâneos, nomeadamente no sector da Barroca Grande, existem frequentes filões de quartzo anteriores aos filões mineralizados, localmente denominados de "Seixo Bravo", cuja origem estará provavelmente ligada com o metamorfismo regional. Noronha et al. (1992) definiram dois tipos principais:

- filões de quartzo subverticais, de espessura centimétrica a decimétrica, dobrados, concordantes com a xistosidade regional;

- filões de quartzo sub-horizontais, de espessura centimétrica a decimétrica, que cortam os primeiros, cujo quartzo apresenta indícios de ter sofrido um metamorfismo de contacto (apresentam uma textura microscópica em mosaico).

No sector onde desenvolvemos o trabalho de maior pormenor, pertencente ao sector da Barroca Grande, observamos, com alguma constância, a presença de filões de quartzo estéreis, subverticais, com uma possança média de cerca de 1m, com uma orientação constante de N120E a N130°E que são cortados pelos filões sub-horizontais mineralizados em W-Sn-Cu (figura 31). Apresentam geralmente um quartzo recristalizado. Na nossa opinião estes filões de quartzo não são da mesma geração dos filões de quartzo subverticais estudados por Noronha et al. (1992), na medida em que são muito mais possantes e não se encontram dobrados.

3.4 Fases de deformação

Sob o ponto de vista estrutural Marignac (1973) efectuou um estudo aprofundado do encaixante metassedimentar do Couto Mineiro da Panasqueira tendo determinado que:

- a xistosidade regional está associada a um microdobramento evoluindo para uma xistosidade de fractura; a xistosidade regional apresenta-se subvertical, com direcção N130 E e uma pendente para nordeste predominante.
- a lineação de intercepção da xistosidade com a estratificação é paralela ao eixo b das dobras, com uma pendente forte, oscilando entre os 50° e a vertical;
- o dobramento existente no sector indica uma sobreposição de um dobramento principal, provavelmente da primeira fase de deformação hercínica, a um dobramento anterior, possivelmente relacionado com a Orogenia Caledónica;
- contemporaneamente à fracturação existe uma fase importante de "kinks" que afectam os planos de xistosidade.

Figura 31 - Filões de quartzo estéreis subverticais com orientação N120E a N130°E cortados pelos filões sub-horizontais mineralizados (Sn-W).

Deste modo Marignac (1973) propõe, para o sector do Couto Mineiro da Panasqueira, um campo de tensões com uma permanência local de σ_2 vertical, com a seguinte evolução: formação de dobras com o eixo *b* subvertical, com o desenvolvimento de uma xistosidade de plano axial em que σ_1, horizontal, se orienta aproximadamente a

N130E; rotação de σ_1 para uma direcção aproximada de N40E com formação de "kinks" subverticais.

Ribeiro & Pereira (1982) refutam a hipótese acima referida pois consideram que o estiramento regional, contemporâneo da primeira fase de deformação hercínica, se encontra segundo o eixo cinemático *a* das dobras, subvertical na clivagem xistenta também subvertical, de direcção NW-SE. Este estiramento é realçado pela recristalização mimética das "moscas" geradas pelo metamorfismo de contacto. Perpendicularmente ao estiramento desenvolveram-se contemporaneamente fendas de tracção. No que diz respeito ao campo de tensões regional aquando da génese das mineralizações de Sn-W foi contemporâneo do campo de tensões que controloua instalação dos granitos pós-tectónicos, em que σ_1, horizontal, se orientado E-W, σ_3 N-S e σ_2 vertical.

3.5 Falhas de desligamento e mineralização de Pb-(Zn) associada

No que diz respeito às falhas existentes no Couto Mineiro da Panasqueira, dada a sua íntima relação com os filões mineralizados, o seu estudo de pormenor poderá contribuir para uma melhor compreensão da génese do jazigo. Por este facto foram objecto de estudo com vista a estabelecer quer a sucessão mineral existente na caixa da falha quer a sua relação com os filões mineralizados.

As falhas de desligamento existentes no Couto Mineiro da Panasqueira tem sido fruto de alguns trabalhos científicos embora ainda exista bastante controvérsia em relação à génese destas e à sua relação com as mineralizações.
Thadeu (1951b, 1973) refere a presença de três sistemas de falhas principais, todas posteriores à mineralização de W-Sn-Cu: sistema NE-SW (Falha da Cebola e Falha 8E), sistema N-S (Falha principal, Falha Poente e Falha do Vale das Freitas) e sistema ENE-WSW. Segundo este autor estas falhas estão relacionadas com os deslocamentos tardi-hercínicos, reactivadas por movimentos epirogénicos durante a Orogenia Alpina. No que se refere à Falha da Cebola, a mais importante da região, limita o jazigo pois a noroeste desta falha não se conhecem afloramentos de filões mineralizados. Thadeu (1949) considera que o bloco a SE da falha abateu, o que, a confirmar este facto, implica que a NW da falha o jazigo tenha sido todo erodido.
Hebblethaite & Antão (1982) no seu estudo da dilatação das diaclases e seu posterior preenchimento por fluidos mineralizados defenderam uma posterioridade das falhas em relação à mineralização de W-Sn-Cu, sugerindo que os "Xistos das Beiras" apresentavam fraquezas estruturais que controlaram a dilatação das diaclases e onde posteriormente se vão gerar os deslocamentos.

O único estudo sistemático sobre as falhas existentes no Couto Mineiro da Panasqueira, efectuado no nível 2, deve-se a Blattler (1985); este autor sistematizou as várias falhas que ocorrem no Jazigo da Panasqueira, agrupando as falhas em quatro grupos distintos:

Tipo 1. *Falha de desligamento com preenchimento argiloso*, com um preenchimento da caixa de falha exclusivamente constituído por material argiloso (Vale das Freitas, Fonte das Lameiras, Y, 1-W, 3-W, Falha Principal).

Tipo 2. *Falha com preenchimento de brecha*, com um preenchimento da caixa de falha constituído por uma brecha cimentada principalmente por carbonatos.

Tipo 3. *Falha de desligamento complexa*, com um preenchimento misto da caixa de falha, argiloso e brechóide (Falha 8E e Falha da Cebola).

Tipo 4. *Falhas menores*, constituído por um grupo de pequenas falhas, com diversos tipos de preenchimento.

Este autor considerou que as falhas de desligamento com preenchimento argiloso são anteriores à génese do jazigo pois apresentam "moscas" no preenchimento argiloso junto ao graisene e a preservação da horizontalidade dos filões mineralizados no interior da caixa da falha. As falhas com preenchimento de brecha, por outro lado, são consideradas como sendo fracturas brechificadas relacionadas com a intrusão granítica (Granito da Panasqueira); a brecha é cimentada por carbonatos contemporâneos dos carbonatos tardios do Jazigo da Panasqueira, tendo sofrido pequenos deslocamentos alpinos. Adoptando o modelo de Chinnery (1963, 1966) este autor considera que as falhas de desligamento com preenchimento argiloso são antitéticas direitas e a Falha 8-E sintética esquerda da Falha principal da Cebola, com uma direcção de compressão máxima W-E.
Polya (1987, 1988) aponta para um possível controlo das falhas de desligamento na génese da mineralização de W-Sn-Cu. Segundo este autor a variação da composição das volframites, nomeadamente no que diz respeito ao seu teor em Nióbio, poderá ser explicada através da incorporação deste elemento na estrutura cristalina através da circulação de fluidos através das falhas. O não enriquecimento deste elemento nas bordas dos cristais de volframite é indicativo de que o incorporamento de Nióbio não foi efectuado por fluidos mais tardios, mas sim por fluidos contemporâneos da génese da volframite no jazigo.

Foxford et al. (2000) defendem que a mineralização apresenta uma distribuição regular, sem zonas com distribuição linear pelo que a génese da mineralização de Sn-W-Cu não explora zonas de fraqueza estrutural, tais como, as falhas de desligamento subverticais.

A metodologia seguida no presente trabalho, tendo como finalidade a melhor compreensão do papel das falhas na génese do Jazigo de W-Sn-Cu das Minas da Panasqueira e no episódio mineralizante de Pb-(Zn) associado às mesmas, consistiu em:

- seleccionar algumas das falhas mais representativas dos principais sistemas que ocorrem no Couto Mineiro da Panasqueira, privilegiando os sectores de actividade da mina aquando do presente estudo;

- registar os vários aspectos inerentes à própria falha (orientação, rejeito, sentido do movimento, etc.);

- efectuar uma amostragem sistemática dos preenchimentos da caixa da falha, da mineralização de Pb-(Zn);

- estudar as relações entre os filões mineralizados de W-Sn-Cu e as falhas.

Os sectores da mina seleccionados para efectuar o presente estudo foram os desmontes L2 - D17 - R3 - AW26, L2 - D25 - R1A - AW27 e L3 - D19 - R1 - AW30. A selecção destes sectores esteve condicionada aos sectores da mina em actividade ou recentemente explorados. Não foi possível estudar com o pormenor desejado as falhas do sistema NNE-SSW pois a Falha 8-E ocorre em sectores da mina explorados já há varias décadas, portanto com um acesso bastante condicionado e com uma alteração supergénica muito intensa e a Falha da Cebola que embora ocorra dentro do Couto Mineiro da Panasqueira nunca foi interceptada pela exploração subterrânea do jazigo e os afloramentos à superfície da falha apresentam-se muito alterados e não foi possível detectar qualquer vestígio de mineralização de Pb-Zn dentro do Couto Mineiro da Panasqueira. Associadas à Falha da Cebola existiram várias explorações de chumbo, nomeadamente as Minas das Meãs, inactivas já há algumas décadas, a nordeste do Couto Mineiro da Panasqueira. Contudo não foi possível amostrar nenhuma dessas mineralizações nem aceder a possíveis escombreiras.

As falhas estudadas (figura 32), observadas nas explorações subterrâneas, são todas subverticais, com abundantes ramificações da falha principal. Associada à caixa de falha propriamente dita, resultantes do movimento da falha, existem um conjunto variado de estruturas minerais, algumas relacionadas com a actividade da falha e outras que representam unicamente reaberturas da falha. Estes preenchimentos da caixa de falha são bastante irregulares, devido à sua natureza lenticular.

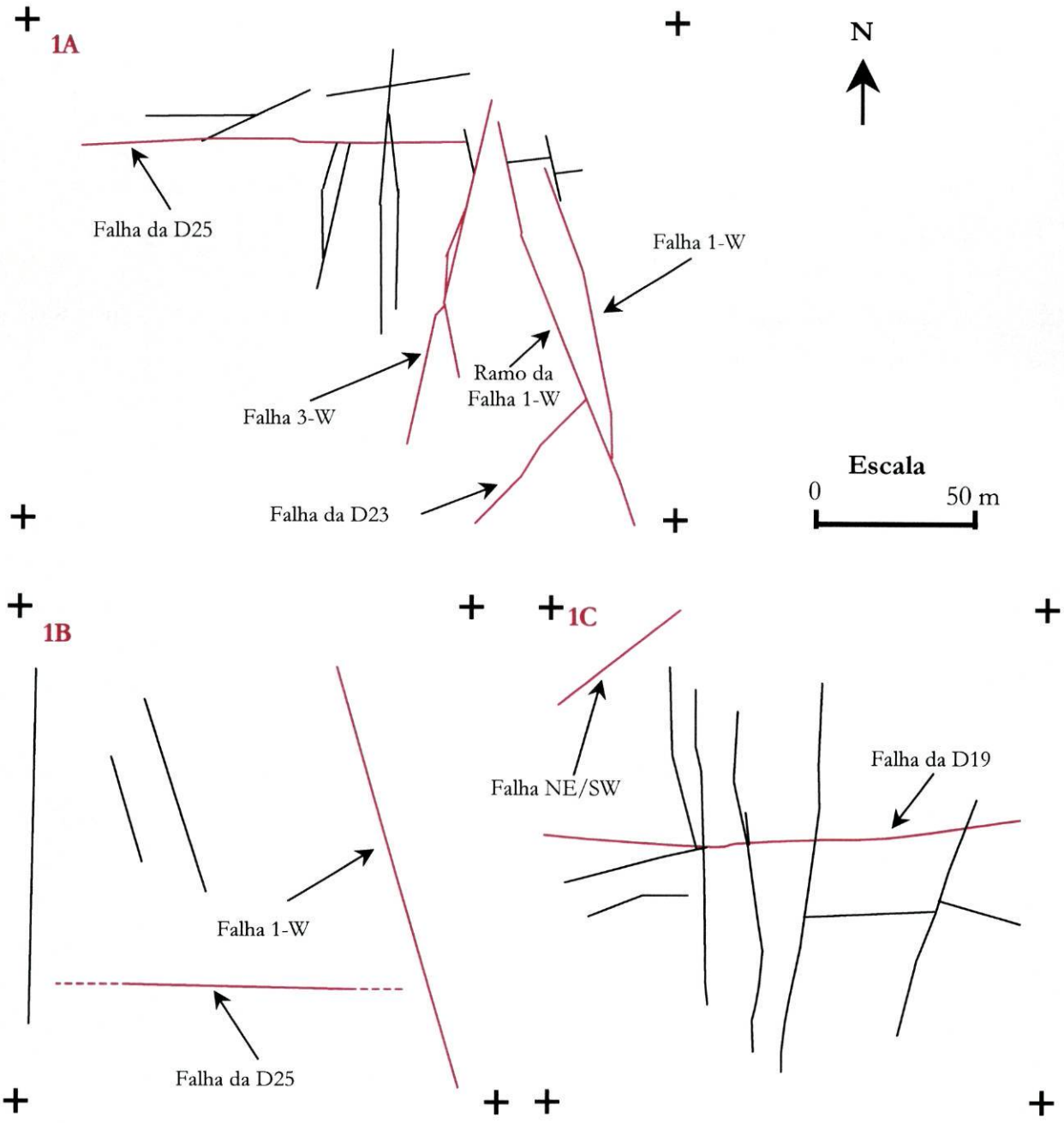


Figura 32- Cartografia das falhas efectuados pelo Dep. de Geologia das Minas da Panasqueira. a. Desmonte L2 - D25 - R1A - AW27. b. Desmonte L2 - D17 - R3 - AW26. c. Desmonte L3 - D19 - R1 - AW30. As falhas a traço vermelho foram estudadas no presente trabalho.

Segundo a classificação adoptada por Blattler (1985) estas falhas pertencem ao:

Tipo 1: Falha 3-W;

Tipo 2: Falha da D25, Falha da D19; Falha da D23 e Falha NE/SW

Tipo 3: Falha 1-W;

No que se refere ao rejeito das falhas ficou unicamente registado um deslocamento horizontal que pensamos representar o último deslocamento[1], como iremos expor mais adiante.
A classificação de Blattler (1985), baseada no preenchimento da caixa de falha revelou-se, com o desenvolvimento dos trabalhos, pouco adequada aos vários sistemas de falhas estudados, na medida em que estas falhas apresentam preenchimentos complexos e por vezes idênticos para os vários tipos. Deste modo iremos descriminar, numa primeira fase, os vários tipos de falhas tendo em conta unicamente a direcção do plano da falha: falhas de direcção NNE-SSW a NNW-SSE que por uma questão de simplificação referiremos como N-S (Falha 1-W e Falha 3-W), falhas de direcção NE-SW (Falha D23) e falhas de direcção W-E (Falha D25 e Falha D19).

As falhas do sistema N-S, também conhecidas na gíria das Mina da Panasqueira como falhas argilosas, apresentam uma direcção relativamente constante mas onde se observa com frequência a ramificação da falha principal, voltando-se a unir em uma única falha algumas dezenas de metros à frente.
As falhas do sistema W-E, também são conhecidas na gíria das Minas da Panasqueira como falhas dos carbonatos tem uma direcção muito variável devido à tendência destas em apresentarem um acentuado encurvamento, facto já referido por Blattler (1985).

Em seguida passaremos a fazer uma descrição macroscópica das principais falhas estudadas e da mineralização em Pb-(Zn) associada à Falha 1-W.

A **Falha 3-W**, com uma orientação N10E, subvertical, tem um preenchimento essencialmente argiloso, de cor verde acinzentada (figura 33).
Nesta falha é ainda possível observar a presença de uma massa de quartzo instalado segundo a direcção da falha. Não foi detectada a presença de mais nenhum mineral para além do quartzo, que pudesse dar indicações sobre a sua origem. Contudo pensamos que este pode corresponder a quartzo mineralizado A presença do quartzo mineralizado paralelo à caixa da falha poderá ser explicado pela circulação de fluidos associados à mineralização em W-Sn-Cu no interior da falha, contemporaneamente à abertura e preenchimento das diaclases que deram origem aos filões mineralizados. A confirmar-se esta hipótese e dada a ausência de estrias de deslocamento na caixa de falha que poderiam indicar quais os possíveis rejeitos induzidos por esta, poderemos

[1] Os hasteais dos trabalhos subterrâneos das Minas da Panasqueira onde são observadas as falhas são verticais pelo que o rejeito observado nesse painel (rejeito vertical) é muito menor do que o rejeito real.

concluir unicamente que esta falha é anterior à dilatação e preenchimento das diaclases e que teve uma actividade posterior, como falha de desligamento, ou seja, com o desligamento segundo a sua direcção, que induziu uma forte fracturação e brechificação do filão mineralizado junto ao contacto com a falha. A cortar o encaixante metassedimentar, o filão de quartzo mineralizado e a caixa de falha encontram-se fracturas preenchidas com quartzo e carbonatos.

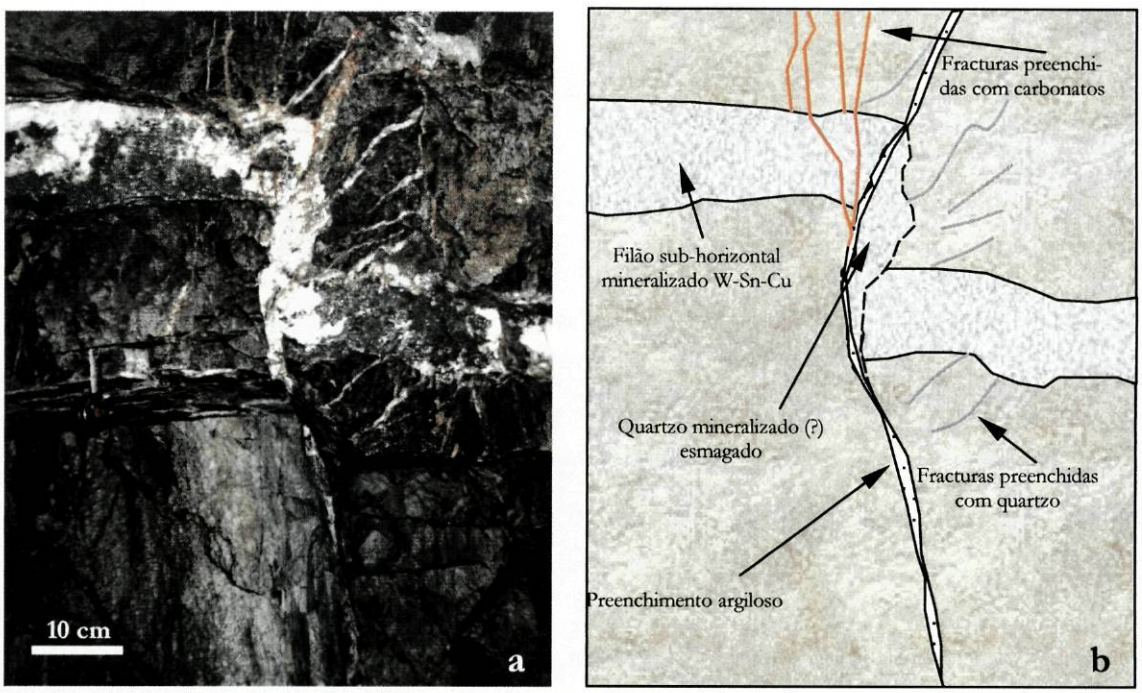


Figura 33- Falha da 3W, desmonte L2 - D25 - R1A - AW27.
a. Caixa de falha com preenchimento essencialmente argiloso, com fracturas preenchidas por carbonatos e quartzo mais tardios. Na caixa da falha observa-se um quartzo, possivelmente contemporâneo do quartzo mineralizado. **b**. Desenho esquemático da figura 33a.

A **Falha 1-W** , ao contrário da Falha 3-W, apresenta um preenchimento da caixa de falha complexo. A sua orientação média é cerca de N10W, subvertical.
Assim é possível observar um preenchimento argiloso e um conjunto de preenchimentos de forma lenticular (figura 34): brecha constituída principalmente por elementos de quartzo e elementos do encaixante metassedimentar, de pequenas dimensões (milimétricos); quartzo em estruturas do "tipo pente" (*comb*), associado a galena maciça; pirite e galena com uma estrutura bandada. A falha 1-W apresenta um ramo lateral (Ramo da Falha 1-W), subparalelo, com um preenchimento somente argiloso.

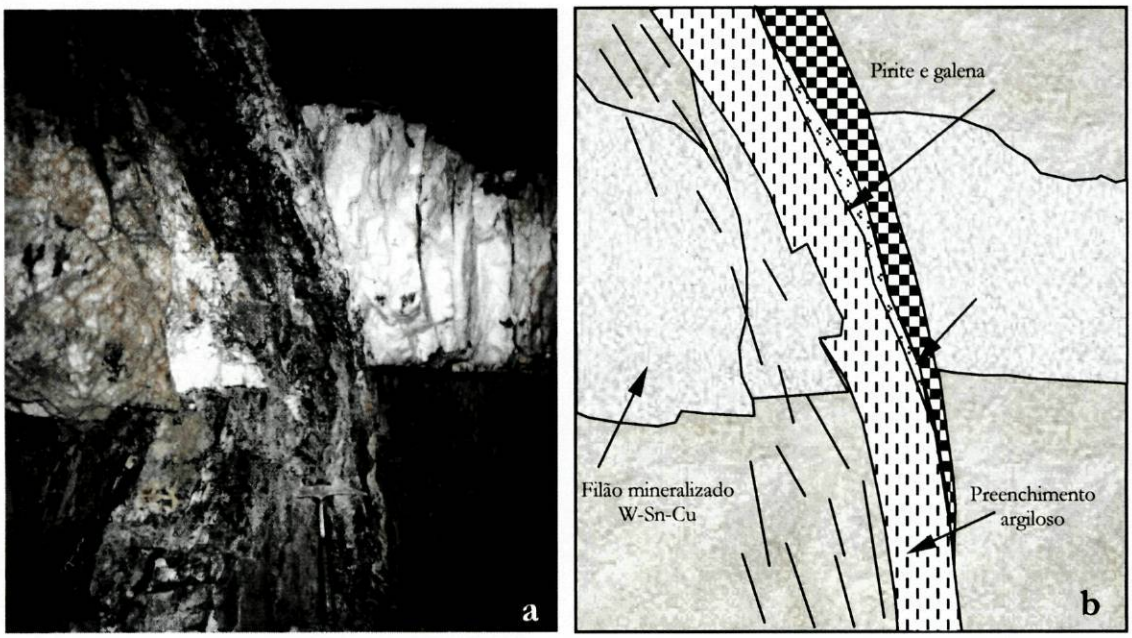


Figura 34- Falha da 1W, desmonte L2 - D25 - R1A - AW27.
a. Caixa de falha com preenchimento essencialmente argiloso. Junto ao contacto com o filão é possível observar, na caixa de falha, galena em massa, uma brecha com elementos de quartzo cimentada por quartzo assim como com uma lentícula de quartzo com pirite e calcopirite. **b.** Desenho esquemático da figura 34a.

No preenchimento argiloso é possível observar estrias de deslocamento sub-horizontais (ex. *pitch* : 0°-8° no plano N10W; 88E). A movimentação desta falha teve assim uma componente horizontal o que comprova que esta falha actuou, pelo menos durante a sua fase final, como falha de desligamento. Nalguns sectores da Falha 1-W, a sua relação com os filões mineralizados apresenta uma maior complexidade (figura 35), indiciando uma actividade da falha contemporânea à génese do filão mineralizado.

Thadeu (1951b) refere a presença de uma mineralização de Pb-Zn nalgumas falhas do jazigo da Panasqueira, entre as quais a Falha Principal que é paralela à Falha 1-W e uma mineralização de Pb associada a falhas de direcção ENE-WSW, nomeadamente a Falha da Cebola. Neste estudo não foi reconhecida a mineralização em blenda que, segundo o mesmo autor, seria posterior à mineralização em chumbo.

Junto ao encosto da falha 1-W com o encaixante metassedimentar é possível observar uma faixa decimétrica de um xisto de cor esverdeada em que se observa um aumento da intensidade do mosqueamento, nos sectores onde existem os xistos mosqueados e o aparecimento de um mosqueamento nos sectores onde os xistos não se apresentam mosqueados.

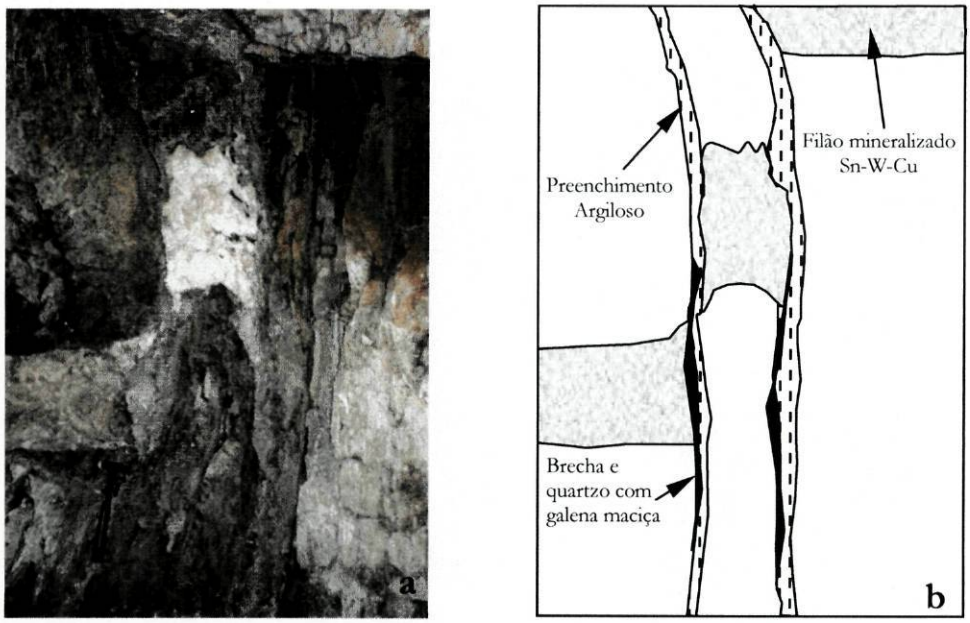


Figura 35- Falha 1W, desmonte L2 - D25 - R1A - AW27
a. Observa-se a falha induziu um rejeito vertical ao filão mineralizado, em parte contemporaneamente com a actividade da falha. **b**. .Desenho esquemático da figura 35a.

A **Falha da D25** tem uma orientação média de E-W, subvertical.

A caixa de falha apresenta um preenchimento complexo: preenchimento argiloso, de pouca expressão, quartzo junto ao contacto com o encaixante e uma brecha cimentada por carbonatos (figura 36).

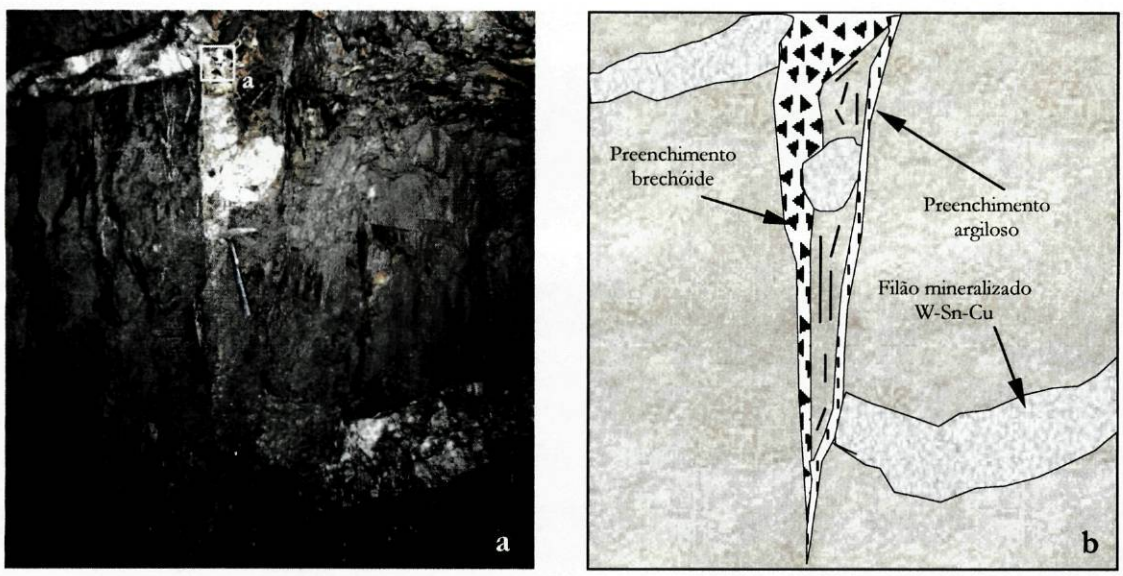


Figura 36 - Falha da D25, desmonte L2 - D25 - R1A - AW27.
a. Falha de desligamento com preenchimento argiloso e quartzo com sulfuretos mais tardios. Numa fase posterior forma-se uma brecha com elementos do filão mineralizado e do encaixante metassedimentar, cimentada por abundantes carbonatos. **b**. Desenho esquemático da figura 36a.

Esta falha, tal como as anteriormente estudadas apresentam uma história complexa. Numa primeira fase a falha parece ter uma história idêntica às anteriormente estudadas, ou seja, uma primeira actividade da falha, representada pelo preenchimento argiloso. Posteriormente regista-se a presença de quartzo e siderite em cocardas (figura 37), a crescer de um modo preferencial segundo a perpendicular da parede da falha. Por fim a existência de existiu de uma brecha constituída por rochas metassedimentares do encaixante, do filão mineralizado e mesmo elementos da caixa de falha, cimentada por abundantes carbonatos, nomeadamente dolomite; esta brecha foi formada possivelmente por uma grande circulação de fluidos que vão provocar uma fracturação hidráulica do encaixante metassedimentar e do filão mineralizado (figura 38). Por vezes, observa-se uma intensa rede de fracturas na proximidade das falhas deste tipo, preenchidas por siderite.

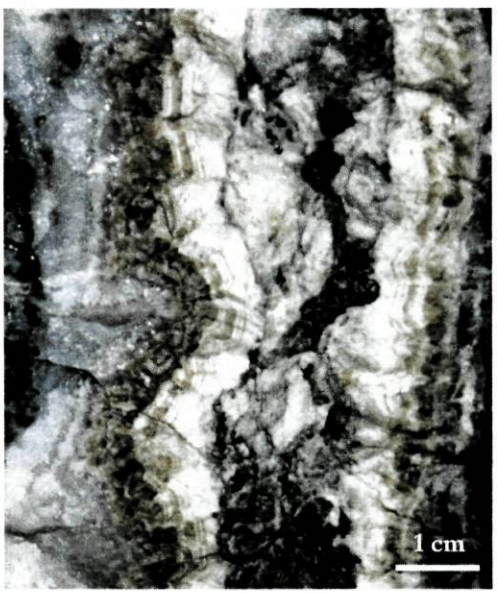


Figura 37- Falha da D25, desmonte L_2 - D_{25} - R_{1A} - AW_{27}. Siderite e quartzo.

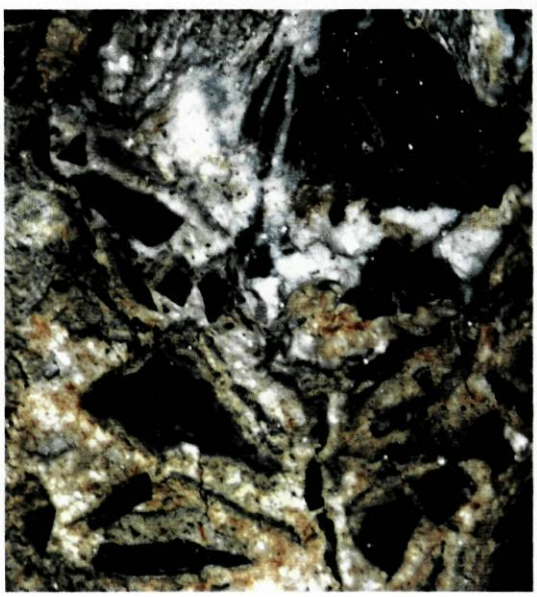


Figura 38- Pormenor (a) da figura 36 em que se pode observar a brecha com os seus elementos angulosos.

A presença de estrias de deslocamento sub-horizontais no preenchimento argiloso é indicadora de que esta falha teve uma actividade como falha desligante. Contudo não temos indicação quanto à anterioridade ou posterioridade desta em relação à fracturação hidráulica; poderemos sim afirmar que a Falha 1-W esteve activa posteriormente a esta pois regista-se um rejeito da falha D25 induzido pela Falha 1-W.

A **Falha da D19** tem uma orientação média de W-E, subvertical.
O preenchimento da caixa de falha é semelhante ao observado para a falha da D25, exceptuando o facto de nesta não se observar, nos sectores estudados da falha, o preenchimento argiloso (figura 39).

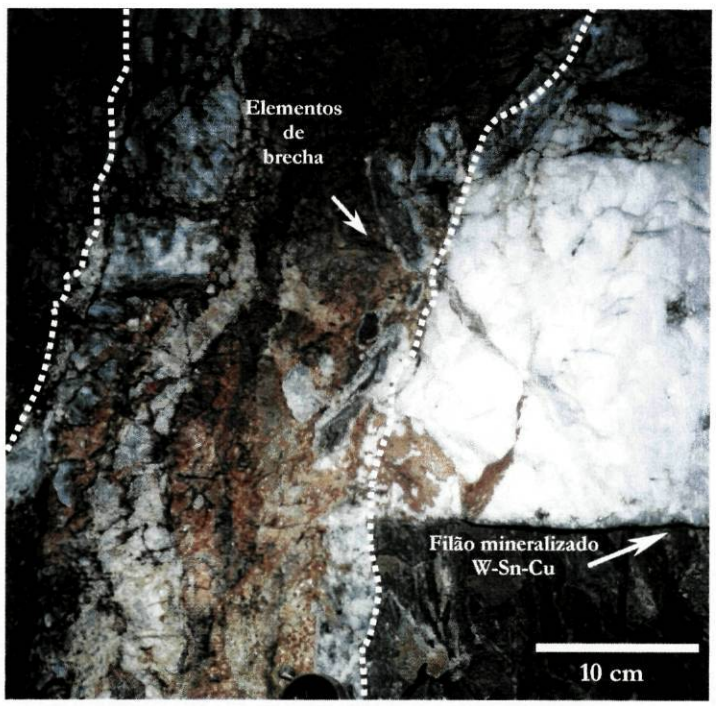


Figura 39- Falha da D19, desmonte L3 - D19 - R1 - AW30. Caixa de falha constituída por uma brecha com elementos de filão mineralizado e do encaixante metassedimentar, cimentada por carbonatos

A **Falha D23** foi observada no desmonte L2 - D25 - R1A - AW27, com uma orientação média de NE-SW, é paralela à Falha da Cebola e Falha 8-E.
Contudo nesta falha não foi registado nenhum preenchimento argiloso significativo nem nenhuma mineralização em Pb ao contrário do que acontece naquelas outras falhas. Tem um preenchimento da caixa de falha com uma brecha de material do encaixante metassedimentar, de pequenas dimensões (elementos com dimensões que não ultrapassam os 5 mm de diâmetro) cimentada por abundantes carbonatos e quartzo com sulfuretos.
A presença de estrias de escorregamento sub-horizontais no preenchimento argiloso indicam que esta funcionou, pelo menos em parte, como falha desligante.

Desta breve descrição das falhas que ocorrem no Couto Mineiro da Panasqueira poderemos inferir de que Contudo a actividade destas falhas foi longo, rejeitando os filões mineralizados assim como as falhas do sistema W-E.

Desta breve descrição das falhas que ocorrem no Couto Mineiro da Panasqueira poderemos, desde já, tecer as seguintes considerações:

- a génese dos filões mineralizados parece ser, pelo menos no que diz respeito às falhas pertencentes ao sistema N-S, posterior a estas;

- as falhas de orientação N-S tiveram um período de actividade bastante longo, pois se por um lado indiciam ser anteriores ao metamorfismo de contacto por outro vão rejeitar as falhas de direcção W-E;

- a presença de estrias de escorregamento somente horizontais deveu-se, provavelmente, ao facto de a actividade da falha como falha desligante ter sido a última e talvez a mais importante, mascarando qualquer possível actividade anterior da falha;

- existência de um período da falha em que circularam uma grande quantidade de fluidos que induziram uma intensa fracturação hidráulica, com a consequente formação de uma brecha com elementos angulosos preenchida por siderite.

Depois da descrição macroscópica das diferentes falhas estudadas seleccionamos a Falha 1-W, Falha D25 e Falha D19 para um estudo de pormenor dos vários preenchimentos existentes na caixa de falha. O estudo permitirá perceber melhor qual foi a actividade da falha e por outro lado estabelecer qual a relação entre estas e a mineralização de W-Sn-Cu. Queremos frisar que embora a Falha 8-E e principalmente a Falha da Cebola constituam falhas importantes para a compreensão da história do jazigo encontram-se em sectores da mina actualmente abandonados ou nem sequer foram interceptadas, pelo que não foram estudadas.

O presente estudo paragenético foi efectuado recorrendo ao microscópio óptico de transmissão (MOT) e de reflexão (MOR), complementado com observações ao microscópio electrónico de varrimento (MEV) e análises semi-quantitativas por EDS.

A Falha 1-W para além do preenchimento argiloso apresenta um conjunto de preenchimentos lenticulares com destaque para a existência de galena, não explorada no Couto Mineiro da Panasqueira. Esta falha apresenta genericamente 4 estádios distintos (figura 40).

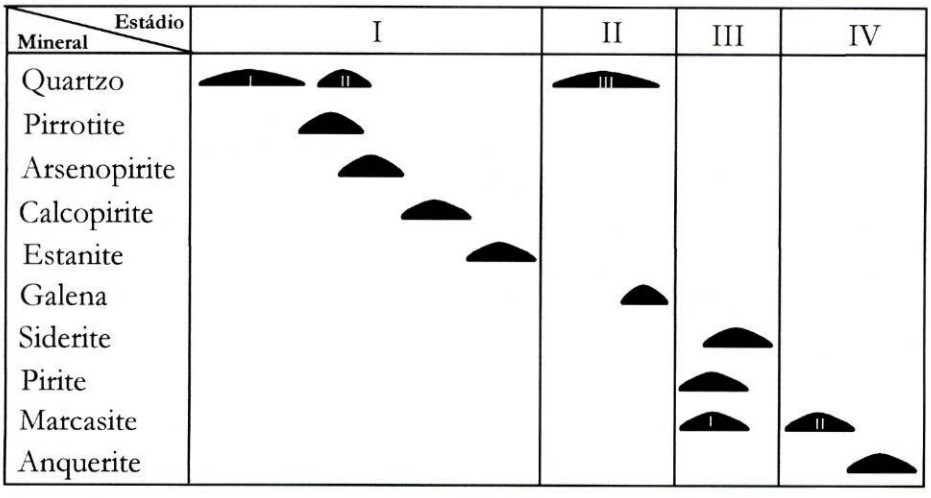


Figura 40 - Sucessão paragenética das estruturas minerais existentes na caixa da Falha 1-W.

O primeiro estádio inicia-se pela existência de um quartzo euédrico (Qz I), por vezes bipirâmidado (figura 41), indicador de uma cristalização lenta, num meio bastante viscoso.

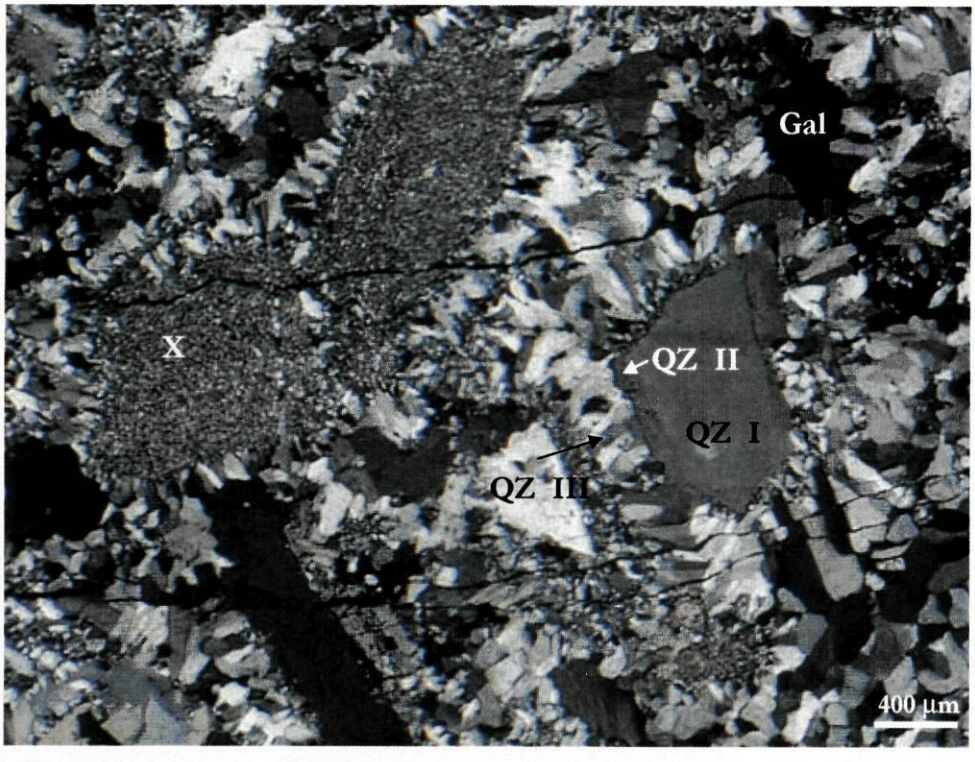


Figura 41 - quartzo euédrico (Qz I) em cujo bordo cresce um quartzo leitoso (Qz II) e um quartzo com estrutura em pente (Qz III) posterior. O Qz III cresce igualmente segundo um fragmento do encaixante (X). (MOT-NX).

Em continuidade óptica com este quartzo observa-se a deposição de um quartzo microcristalino (QzII), associado a uma pirrotite com hábito lamelar, embora esta se encontre completamente substituída por marcassite (figura 42) e a uma arsenopirite euédrica (figura 43), com cristais de pequenas dimensões, em forma de lança.

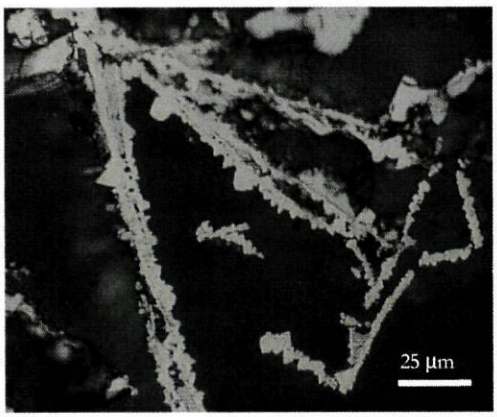


Figura 42 – Pseudomorfose de marcasite pós pirrotite. (MOR-NP)

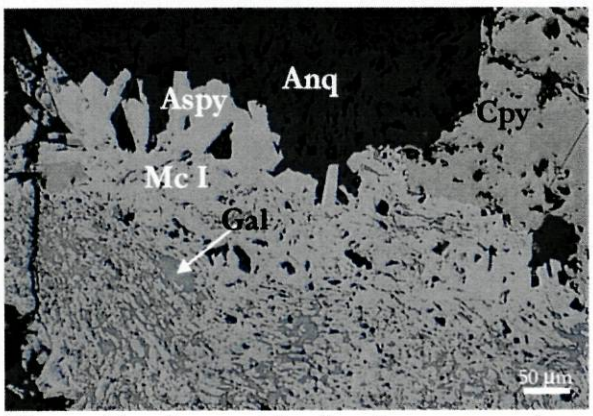


Figura 43 – Arsenopirite (Aspy) a crescer sobre uma pirrotite transformada em marcassite (Mc I). A galena (Gal) ocorre nos interstícios da pirrotite com calcopirite (Cpy) posterior e por último anquerite (Anq) (MOR-NP)

Posteriormente depositou-se uma calcopirite, associada a uma estanite, embora esta última seja bastante rara.

O segundo estádio regista-se a deposição de uma galena em massa, precedida de um quartzo com estrutura em pente (Qz III) a crescer em núcleos do quartzo euédrico ou fragmentos do encaixante (figura 41). O quartzo em estrutura em pente parece ter crescido em fendas cuja taxa de abertura superior à taxa de crescimento do quartzo na medida em que estes não apresentam qualquer indício de mecanismo de crescimento por "crack-seal", parecendo ter crescido em espaço aberto, condicionado pela face de nucleação, ou seja, com um desenvolvimento do eixo c perpendicularmente à face do núcleo. Por outro lado estes quartzos não apresentam indícios de terem resultado de recristalização. Por vezes observa-se inclusões de galena no quartzo o que indica que a deposição da galena foi praticamente contemporânea deste (figura 44).

O terceiro estádio caracteriza-se essencialmente pela associação de marcassite e pirite, com um aspecto "esponjoso", a cimentar fracturas formadas por fracturação hidráulica (figura 45). A marcassite aparece por vezes em pseudomorfose de pirrotite (figura 42). Por último regista-se a presença de uma siderite em massa, embora esta seja bastante rara. A associação de pirite-marcassite-(siderite) sugerem que a mesma seja um produto de alteração da pirrotite. Este fenómeno poderia ser explicado pela intensa fracturação

que se observa neste estádio e consequente circulação de um fluido carbonatado que instabilizou a pirrotite.

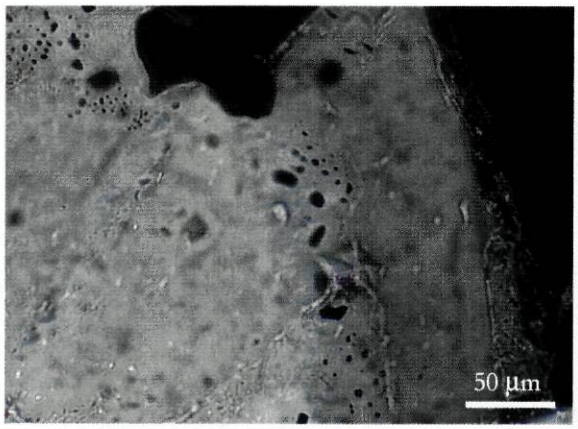


Figura 44 - Inclusões de galena no Qz III. (MOT-NX)

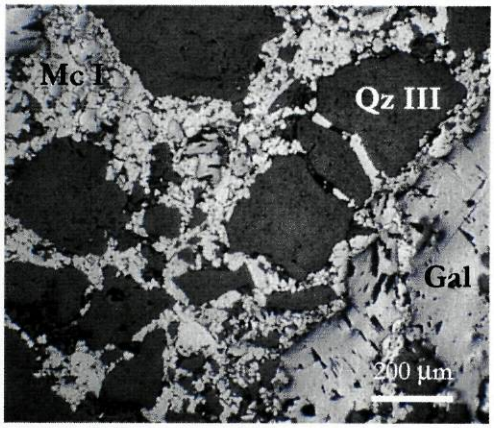


Figura 45 – Marcassite (Mc I) preenchendo fracturas na galena (Gal) e quartzo (Qz III). (MOR-NP).

O quarto estádio caracteriza-se pela presença de estruturas bandadas, em que se observa uma recristalização da marcassite I (figura 46). Contemporaneamente com esta observa-se uma deformação dúctil da galena, indiciada pela curvatura dos planos de clivagem (figura 47) com a deposição posterior de anquerite e calcite.

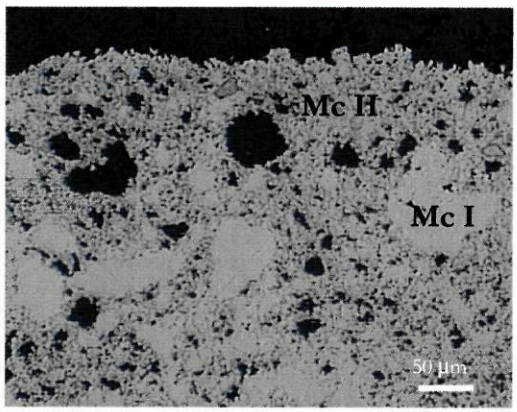


Figura 46 - Recristalização da marcassite. (MOR-NP)

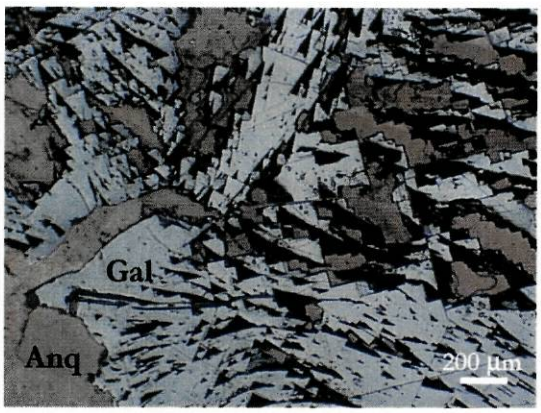


Figura 47 – Galena (Gal) deformada ductilmente com anquerite (Anq) a preencher os planos de clivagem encurvados. (MOR+ MOT-NP)

A **Falha D25**, conhecida na gíria da mina, pela falha dos carbonatos devido à grande abundância destes na caixa de falha, apresenta para além de um preenchimento argiloso, pouco significativo, 2 estádios distintos (figura 48).

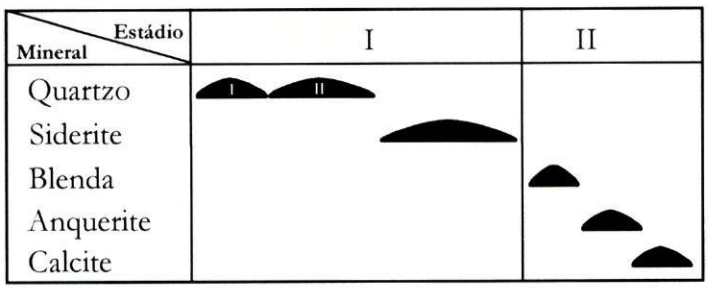


Figura 48 – Sucessão paragenética das estruturas minerais existentes na caixa da Falha D25.

O primeiro estádio caracteriza-se pela cristalização de um quartzo euédrico (Qz I) idêntico ao registado na falha 1-W. Em sequência com este quartzo observa-se o desenvolvimento de um quartzo em estrutura de pente (figura 49), com uma estrutura interna plumosa, primeiramente definida por Adams (1920) e recentemente revista por Dong et al. (1995) (figura 49a). Esta textura é indicadora de uma recristalização de pequenos cristais de quartzo que crescem sobre cristais de quartzo bem desenvolvidos que funcionam como superfície de nucleação. A recristalização desenvolve-se em continuidade cristalográfica com o quartzo nucleador. O eixo c destes quartzos orienta-se preferencialmente perpendicularmente às paredes da falha subvertical.

Em continuidade com o quartzo cresce uma siderite euédrica, perpendicularmente às paredes da falha (figura 50) O segundo estádio é marcado por uma intensa dolomitização da siderite, ou seja, substituição da siderite por anquerite, com um zonamento bem desenvolvido (figura 51a, b), induzido pela substituição de ferro por magnésio (Tabela I) e deposição de anquerite e calcite em cristais de pequenas dimensões, indicadores de uma cristalização rápida, possivelmente em espaço aberto.

Tabela I – Análise EDS Siderite da Falha D25

	Fe	Mg	Ca	Mn
a	**64,86**	**32,26**	**0,43**	**1,61**
b	**70,99**	**26,31**	**0**	**1,97**
c	**53,78**	**43,34**	**0**	**1,09**
d	**74,61**	**23,00**	**0,1**	**1,83**
e	**68,74**	**28,91**	**0,35**	**2,01**

Figura 49 - Quartzo euédrico (Qz I) em cujo bordo cresce um quartzo com estrutura em pente (Qz II) posterior.
a. Pormenor do Qz II com uma textura plumosa. (MOT-NX)

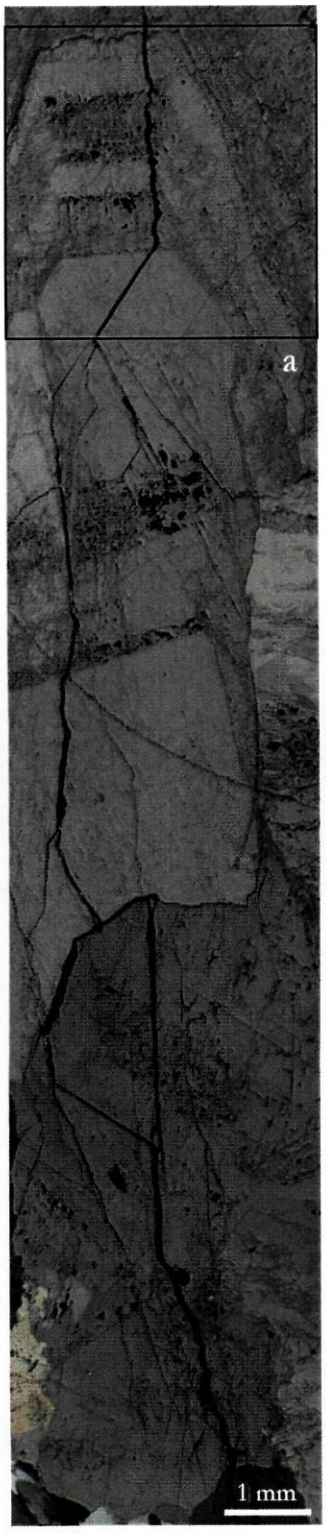
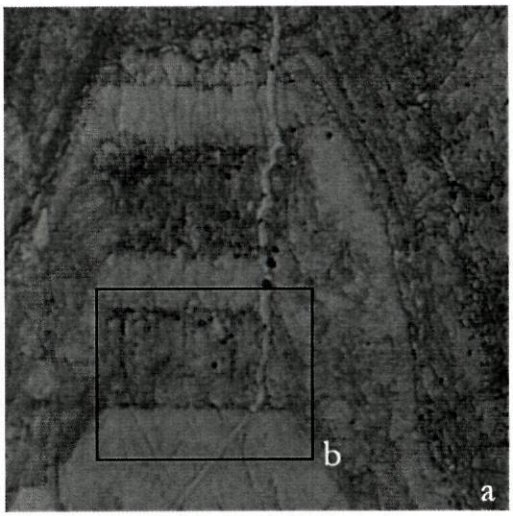


Figura 50 – Siderite zonada que cresce perpendicular à parede da falha. (MOT-NX).



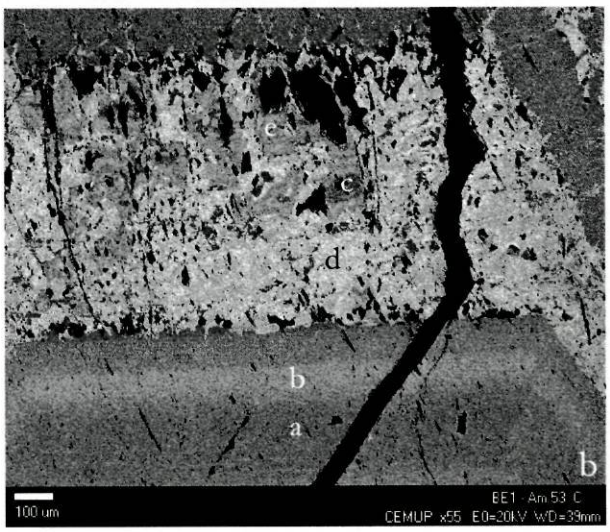


Figura 51 – Pormenor (a) do cristal de siderite **a.** Zonamento óptico. (MOT-NX). **b.** Zonamento químico. (MEV-RT)
(a, b, c, d, e correspondem a análises de EDS apresentadas na tabela I)

As siderites apresentam estruturas estiolíticas, paralelas ao plano da falha (figura 52), indicadoras de uma compresssão de idade desconhecida mas seguramente posterior à sua deposição.A recobrir os cristais de siderite observa-se a deposição de uma blenda (figura 53), em massa, com uma cor castanha clara.

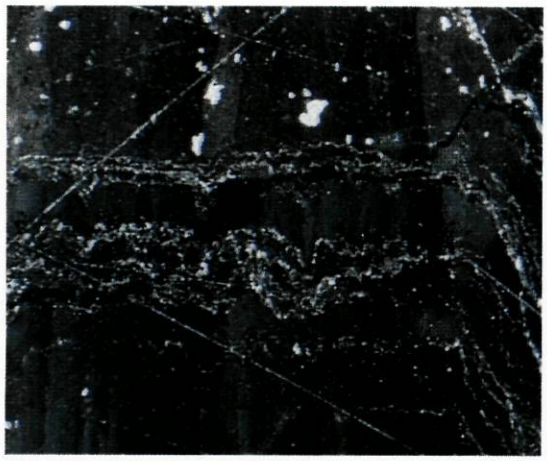


Figura 52 – Siderite cuja estrutura interna se observam "fantasmas" de fibras. A seta indica a presença de estruturas estiolíticas na siderite. (MOT - NX)

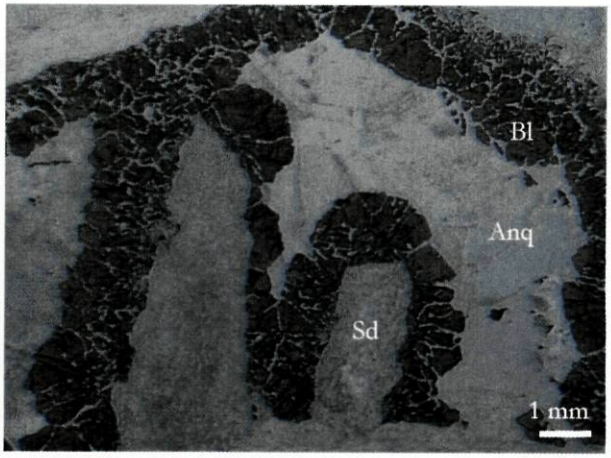


Figura 53 – Blenda (Bl) a recobrir a siderite (Sd), com anquerite (Anq) posterior (MOT - NP)

A **Falha D19** apresenta 2 estádios principais (figura 54), genericamente idênticos ao registado na falha D25, com a excepção de nesta falha aparecer uma paragénese constituída por minerais de Níquel (Ni), Arsénio (As) e Antimónio (Sb), bastante rara.

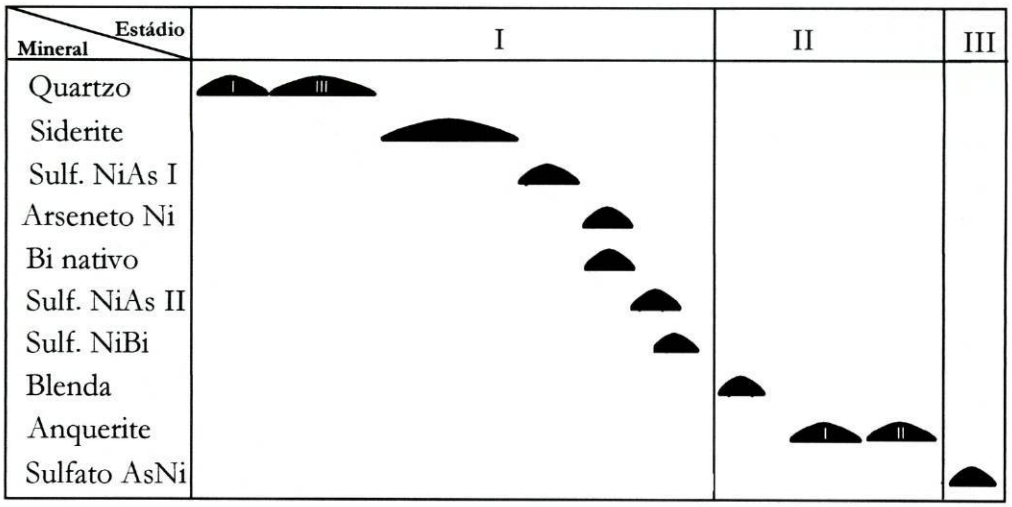


Figura 54 - Sucessão paragenética das estruturas minerais existentes na caixa da Falha D19.

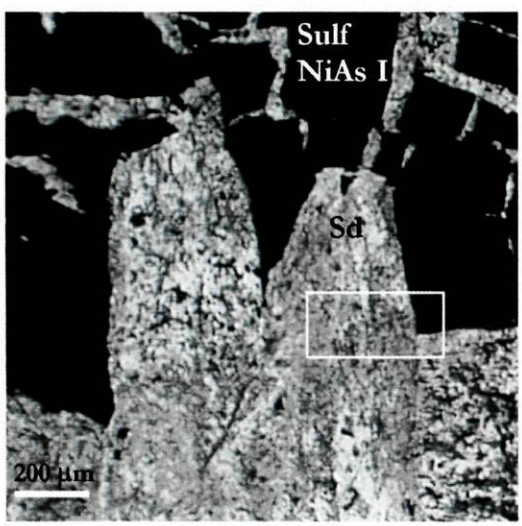
O facto de a falha D19 ser muito semelhante à falha D25 iremos somente destacar o que as diferencia. Não foi possível identificarmos algumas das fases minerais presentes,

pelo que, com base no estudo ao MEV, vamos denominar de sulfuretos de Ni-As, quando enxofre está presente e arseneto de níquel (NiAs) quando este está ausente. O sulfureto de Ni-As apresenta por vezes uma alteração que pensamos ser supergénica pelo que acrescentamos no quadro da sucessão paragenética (figura 54) um estádio de alteração supergénica (III).

Sobre cristais euédricos de siderite, pertencente ao primeiro estádio, ocorre um mineral de cor acinzentada (figura 55), cuja análise semi-quantitativa por MEV-EDS (Tabela II), revela que se trata de um sulfureto de NiAsSb, não identificado. Sobre esse sulfureto observa-se a deposição de arseneto de níquel, com algum antimónio (Tabela II) ocorrendo com uma estrutura botroidal (Figura 56).

Tabela II – Análise EDS minerais de NiAs da Falha D19

	Ni	S	Sb	Fe	As	Co	Bi
Sulfureto NiAs I(?)	50,07	26,99	6,04	0,22	16,00	0,68	0,00
Arseneto Ni (?)	42,42	2,47	3,28	0,22	51,59	0,02	0,00
Sulfureto NiAs II a (?)	51,74	38,71	1,43	1,33	6,77	0,02	0,00
Sulfureto NiAs II b (?)	52,48	39,68	1,9	3,3	2,64	0,00	0,00
Sulfureto NiBi (?)	30,44	20,14	0,47	0,04	2,94	0,00	45,97
Sulfato AsNi a (?)	23,45	13,72	0,23	3,08	58,51	0,3	0,71
Sulfato AsNi b (?)	23,45	13,72	0,23	3,08	58,51	0,30	0,71



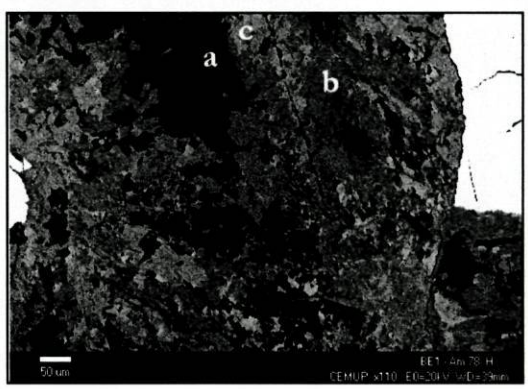


Figura 55 – Siderite (Sd) euédrica com sulfureto de NiAs I posterior. (MOT-NP)
a. Pormenor em que se observa a dolomitização da siderite. As análises foram obtidas por EDS (MEV-IR)

Os minerais deste primeiro estádio aparecem extremamente fracturados, com uma fracturação hidráulica preenchida por anquerite (figura 56). Na siderite é visível uma

intensa dolomitização, idêntica ao que se observa na Falha D25 (Figura 55a e Tabela III).

Tabela III – Análise EDS Siderite da Falha D19

	Fe	Mg	Ca	Mn
a	16,10	24,10	59,90	0,00
b	66,60	30,60	0,40	2,30
c	74,60	22,00	0,50	2,90

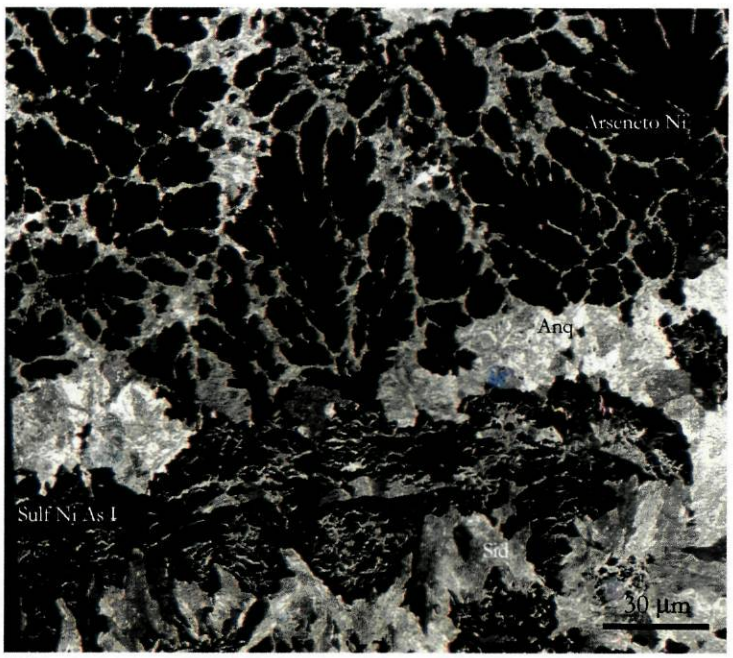


Figura 56 - Sulfureto de NiAs I e arseneto de Ni posteriores à siderite intensamente fracturados e com a anquerite a preencher as fracturas. (MOT - NX)

Associado ao arseneto de níquel observa-se bismuto nativo. Posteriormente em fracturas da liga metálica observa-se quer uma segunda geração do sulfureto de NiAs (figura 57), com um zonamento químico derivado da substituição do arsénio por níquel e ferro (Tabela II) e um sulfureto de NiBi (figura 57a).

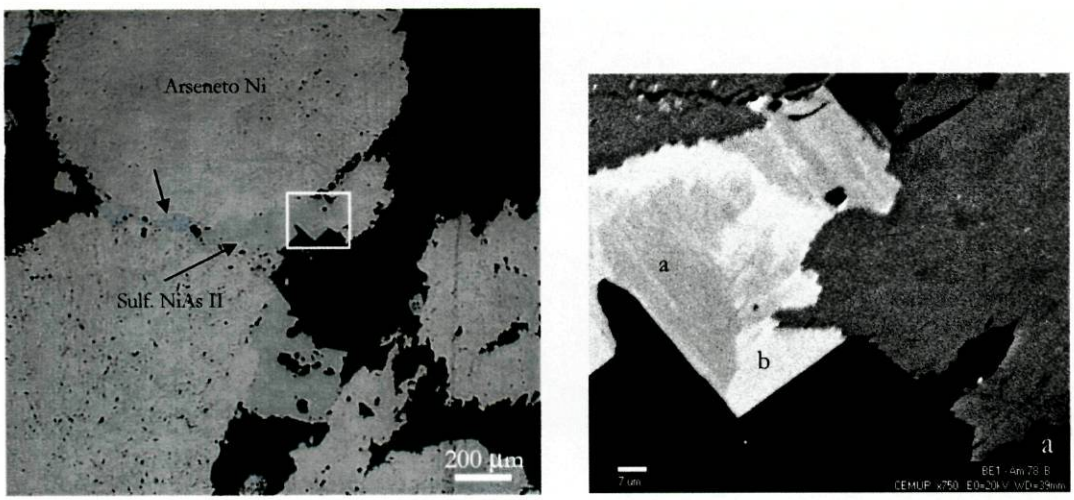


Figura 57 – Arseneto de níquel com sulfuretos de NiAsSb e NiBi posteriores. (MOT-NP)
a. Pormenor do sulfureto de NiASb II em que é visível um zonamento químico. (MEV-IR)

Associado à dolomitização observa-se a presença de uma blenda, pertencente ao segundo estádio, com características idênticas à que ocorre na Falha D25, ou seja com uma cor castanha clara, bastante hialina. Esta geração de blenda é idêntica à geração tardia que ocorre no jazigo de W-Sn-Cu da Panasqueira e contrasta com a primeira geração de blenda, que devido à sua grande quantidade de ferro (marmatite) tem uma cor negra. Neste estádio destacamos ainda a presença de uma geração tardia de anquerite, com cristais bem desenvolvidos, euédricos que contrasta com a geração de anquerite maciça (figura 58).

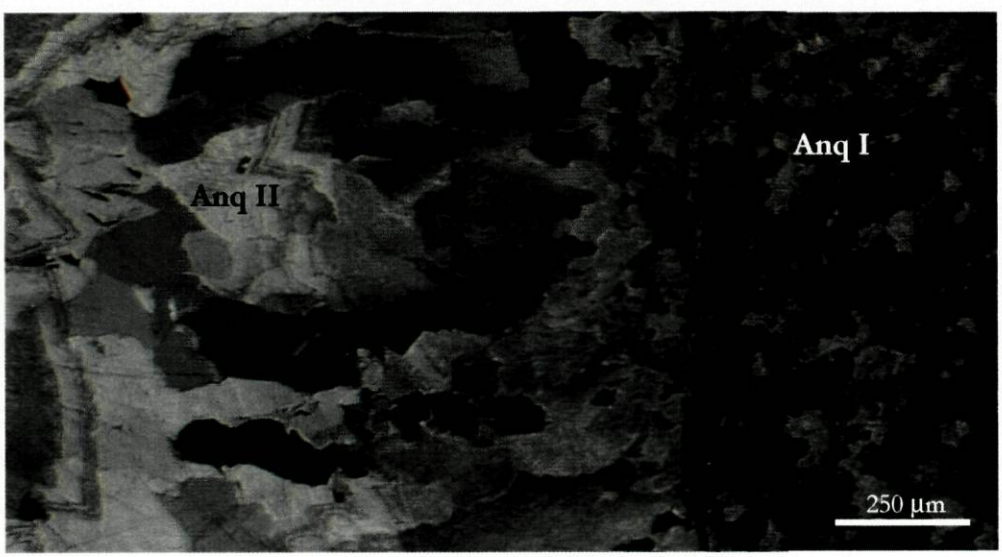


Figura 58 – Anquerite I a crescer segundo uma intensa nucleação e Anquerite II a crescer segundos cristais euédricos. (MOT-NX)

Por último destacamos a existência de um estádio de alteração supergénica onde se observa a instabilização do arseneo de níquel, formando-se um sulfato de NiAs (?), segundo uma textura colofórmica (figura 59). Neste é vísivel um zonamento químico (Tabela II) com variações principalmente nos teores de arsénio e enxofre.

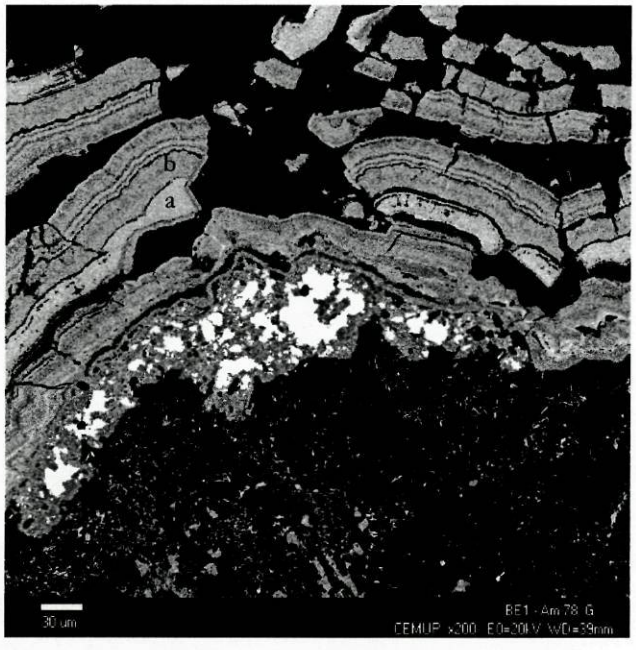


Figura 59 - Alteração supergénica arseneto Ni, com a deposição de um sulfato de NiAs (?) com uma textura colofórmica, em que é visível um zonamento químico. (MEV-IR).

3.6 Diaclasamento

Os sistemas de diaclases observados na região da Beira-Baixa e em particular no Couto Mineiro da Panasqueira (figura 60) são essencialmente sub-horizontais. Esta constância de uma estruturação sub-horizontal está bem marcada, a nível regional, pela instalação do campo filoniano aplito-pegmatítico com mineralizações de metais raros existentes em Gouveia, Fornos de Algodres, Celorico da Beira, Belmonte e Sabugal, estudado por Ramos (2000).

Figura 60 - Afloramento dos "Xistos das Beiras", no sector da Barroca Grande onde é possível observar o intenso diaclasamento sub-horizontal.

Na medida em que existem evidências de que os filões mineralizados (Sn-W-Cu) existentes no Couto Mineiro da Panasqueira se instalaram neste sistema de diaclases (figura 61), a génese destas assim como os mecanismos responsáveis pela sua abertura e preenchimento revestem-se da grande importância.

No que diz respeito aos mecanismos responsáveis pela génese das diaclases existem várias hipóteses:

- Marignac (1973) defende que estas se formaram por rotura frágil perpendicular ao eixo b subvertical, formando-se diaclases de extensão sub-horizontais, associadas a desligamentos do soco subjacente, posteriores à instalação da cúpula granítica;

Figura 61 - Filão mineralizado em Sn-W-Cu a preencher diaclases sub-horizontais.

- Kelly & Rye (1979) defendem que a criação das diaclases estão associadas principalmente à diminuição da pressão litostática devido à erosão, sendo o diaclasamento sin a pós a instalação da cúpula granítica;

- Ribeiro & Pereira (1982) apoiando-se na estrutura do tipo "comb" dos filões mineralizados em W-Sn-Cu e na geometria das suas terminações em "rabo de enguia" propõem que estes resultem de aberturas de fendas de tracção normais ao estiramento da primeira fase de deformação hercínica, subvertical;

- Derré et al. (1986) baseados no estudo do diaclasamento a nível regional defendem que estas se formam em regime frágil e que embora não seja de excluir uma génese por descompressão associada ao *uplift*, existem algumas evidências de movimentos tangenciais ligadas a cisalhamentos, tendo-se formado as diaclases posteriormente aos "Older granites" e antes da instalação dos leucogranitos.

No que diz respeito à relação temporal das diaclases as nossas observações de campo permitiram simplesmente concluir que estas foram posteriores à instalação de rochas de natureza magmática (fácies pegmatíticas(?)) encontradas no sector da Barroca Grande,

possivelmente associadas à cúpula granítica(figura 62) e aos filões de Seixo Bravo subverticais com orientação N120E (figura 63). Por outro lado a relação entre as diaclases preenchidas e estas estruturas verticais revelam que estas sofreram um rejeito. Contudo não existem evidências se estes se originaram aquando da formação das diaclases ou aquando do deu preenchimento.

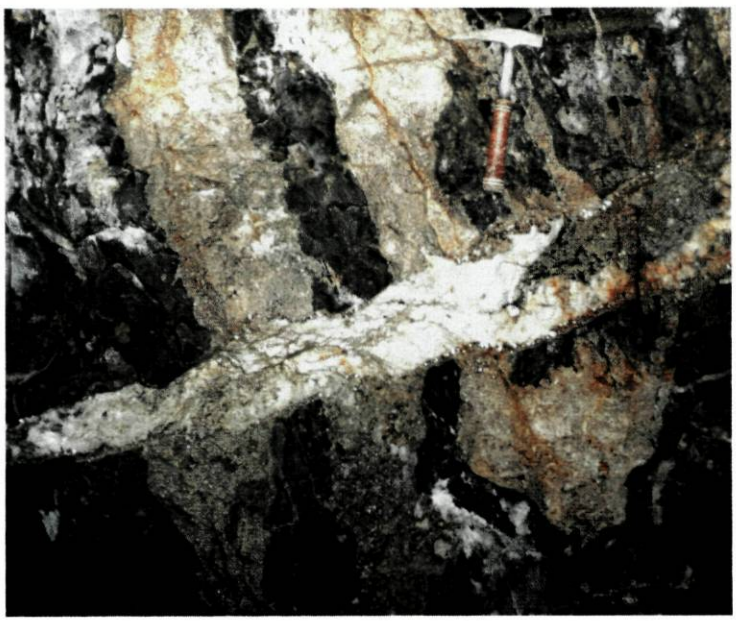


Figura 62 - Filão de quartzo mineralizado em Sn-W-Cu que intercepta e rejeita filões subverticais de pegmatitos (?).

Figura 63 - Filão de quartzo mineralizado em Sn-W-Cu que intercepta e rejeita filões subverticais de "Seixo Bravo".

No que se refere à relação temporal do metamorfismo de contacto com o diaclasamento, podemos dizer que este foi, na sua grande maioria, posterior ao primeiro. A confirmar este facto está a ausência, na quase totalidade das diaclases não preenchidas e nas diaclases preenchidas, que deram origem aos filões de quartzo mineralizado, de metamorfismo de contacto do encaixante nas zonas das diaclases, tal como se observa em algumas das falhas de desligamento subverticais existente no couto mineiro. Excepcionalmente observou-se, na rampa da D23 que liga o nível 2 ao nível 3, um filão mineralizado onde se regista uma faixa de encaixante metassedimentar com um metamorfismo de contacto mais intenso no contacto com este (figura 64).

Figura 64 - Filão de quartzo mineralizado em Sn-W-Cu em que é possível observar, no encosto com o encaixante metassedimentar, uma faixa centimétrica de xistos mosqueados.

4. Mineralizações de W-Sn-Cu e Sn-Cu no sector da Barroca Grande

4.1. Sectores mineralizados

No Couto Mineiro da Panasqueira afloram, com excepção da zona compreendida entre a Aldeia de São Francisco de Assis e a vertente noroeste do vale do rio Zézere, filões de quartzo mineralizados em cassiterite e/ou volframite. Thadeu (1951a) individualizou, com base nos dados morfológicos, mineralógicos e tectónicos, 7 zonas produtivas no couto mineiro (figura 22):

- Sectores da Panasqueira e Barroca Grande;
- Sectores da Corga Seca, Alvaroso, Veia Branca e Giestal;
- Sector da Lomba da Cevada;
- Sector de Rebordões e Seladinho;
- Sector da Fonte das Lameiras;
- Sector das Freiras e Vale da Ermida
- Sector do Cabeço do Pião.

Contudo nem em todas as zonas onde ocorrem filões mineralizados é economicamente viável a sua exploração. Tendo por base a descrição dos vários sectores efectuada por Thadeu (1951a) pensamos ser possível, sob o ponto de vista das mineralizações, definir dois grupos principais:

- Sector da Panasqueira, Barroca Grande, Lomba da Cevada, Rebordões e Seladinho, Fonte das Lameiras e Cabeço do Pião, onde ocorre somente uma mineralização de volframite ou uma mineralização de volframite e cassiterite onde a primeira predomina;

- Sector do Vale da Ermida, Vale das Freiras, Corga Seca, Alvaroso, Veia Branca e Giestal, com uma mineralização constituída somente de cassiterite ou de cassiterite e volframite, em que a segunda é subsidiária.

O sector da Barroca Grande, o único sector em exploração actual, é onde se concentra principalmente a mineralização de volframite, espacialmente associada à única cúpula granítica conhecida no couto mineiro.

4.2. Morfologia e textura de preenchimento

A morfologia e textura de enchimento de um filão estão intimamente relacionados com diversos factores, dos quais se destacam a génese da fractura a preencher, o mecanismo de preenchimento e a sequência temporal de deposição dos minerais, razão pela qual o seu estudo é fundamental para uma melhor compreensão da génese do jazigo.

O campo filoniano do Jazigo de W-Sn-Cu das Minas da Panasqueira, extenso e extremamente rico em minerais com interesse económico (volframite, cassiterite e calcopirite) foi objecto de vários estudos, nomeadamente para a caracterização da morfologia e textura de enchimento (Thadeu 1951a; Orey 1967; Kelly & Rye 1979; Polya 1987; Foxford et al. 1991, Foxford et al. 2000).

A mineralização de W-Sn-Cu das Minas da Panasqueira, nomeadamente no sector da Barroca Grande, objecto do presente estudo, embora variável e complexa, encontra-se em filões de quartzo sub-horizontais (figura 65) e mais raramente aparece em filões subverticais, denominados de filões galo na gíria da mina, com um pendor variável de 10 a 70° para SE (a inclinação média é aproximadamente 45°) e uma orientação aproximadamente NE-SW.

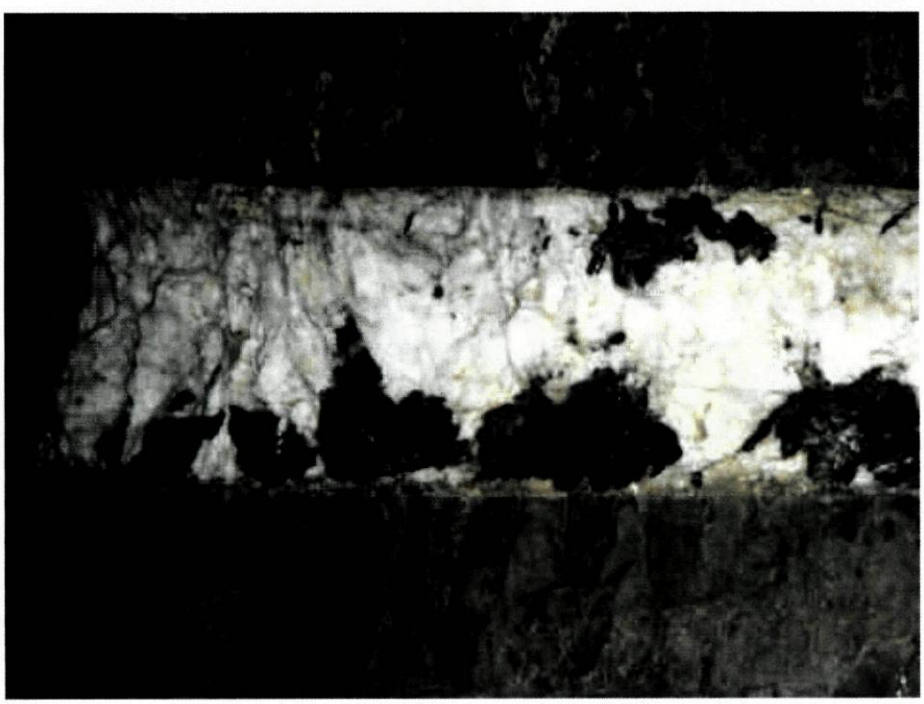


Figura 65- Filão de quartzo sub-horizontal mineralizado em W-Sn-Cu pertencente ao sector da Barroca Grande.

Os filões de quartzo sub-horizontais, associados à mineralização estano-volframítica, nomeadamente os pertencentes ao sector da Barroca Grande, têm uma morfologia por vezes complexa mas que no essencial se resume a lentículas de quartzo com uma espessura variável (em média cerca de 30 a 40 cm) e uma extensão que no máximo atinge os 200m (Thadeu 1951), instalados em diaclases pré-existentes. No que se refere à sua terminação, estes filões estreitam muito rapidamente dando lugar a uma estrutura com uma forma sigmoidal, comummente denominadas, na gíria da mina, de rabo de enguia (figura 66). Deste modo os filões mineralizados, embora ocorram em lentículas paralelas entre si, constituem uma complexa rede de fracturas preenchidas conectadas através de rabos de enguia, filões subverticais, etc.

Figura 66- Terminação em "rabo de enguia" dos filões de quartzo mineralizados sub-horizontais , interconectados entre si.

Os filões ocorrem, no sector da Barroca Grande, segundo dois sistemas distintos: um com a direcção NW-SE e inclinação10° SW, principal e um outro, com uma maior inclinação (cerca de 35° para SE), com uma direcção NE-SW (Thadeu 1951a). A existência de estes dois sistemas de filões está provavelmente ao facto de os filões se terem instalado em dois sistemas distintos de diaclases.

No presente trabalho efectuamos um levantamento, não sistemático, no sector da Barroca Grande, da relação entre as diaclases preenchidas e estruturas preexistentes.

Deste estudo foi evidente que as diaclases abriram essencialmente perpendicularmente às suas paredes, com uma componente tangencial menor (figura 63 e 64).
Hebblethwaite & Antão (1982) com base no imenso conjunto de sondagens (cerca 640 sondagens), com profundidades entre 50 a 493 m de comprimento que foram sendo efectuadas no Couto Mineiro da Panasqueira, abrangendo os vários níveis de exploração, mediram a espessura dos filões de quartzo mineralizados em W-Sn-Cu, relacionando esse parâmetro com a % de dilatação:

$$\textbf{\% de dilatação} = \frac{\textit{Espessura total dos filões (cm)}}{\textit{Comprimento da sondagem (excluindo granito) (m)}}$$

Com base em mapas de isolinhas da percentagem de dilatação os mesmos autores concluíram que:

- na zona superficial do jazigo, compreendida entre a superfície e os 680 m de cota (nível 0), existe uma relação entre as zonas de maior dilatação e as principais direcções de falhas (NE-SW e N-S), o que significa que estas direcções representam zonas de fraqueza da crusta, por isso onde a dilatação é favorecida e onde posteriormente se vão instalar as falhas de desligamento da Panasqueira;

- na zona compreendida entre os 680 m e os 500m de cota (nível 1, 2 e 3) a relação entre a dilatação e as direcções de falhas já não são evidentes.

Em qualquer dos casos os autores não observam nenhuma relação entre a % de dilatação e a cúpula granítica afastando assim para esta qualquer papel estrutural da mesma em relação com a dilatação das diaclases e seu preenchimento posterior pela mineralização volframítico-estanífera.

Na medida em que o parâmetro de % de dilatação obtido por Hebblethwaite & Antão (1982) tem como base uma informação (sondagens) que nalguns sectores é bastante escassa aplicamos o algoritmo inverso da distância referenciados ao octante, o que nos permitiu atenuar este facto. Com base nos dados tratados e integrando os dados

disponíveis para os vários níveis da mina, construímos um modelo tridimensional[1] da dilação das diaclases do couto mineiro (figura 67).

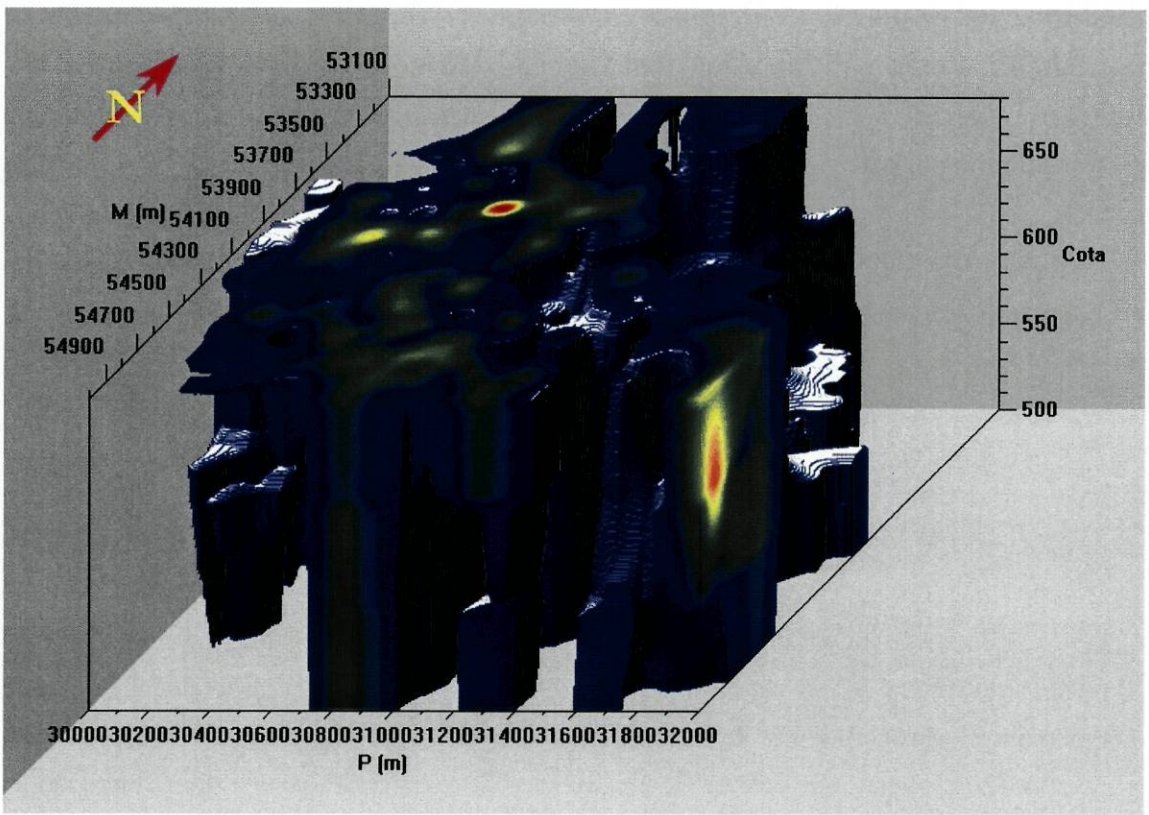


Figura 67 - Bloco-diagrama representativo da % de dilatação das diaclases do Couto Mineiro da Panasqueira. Neste diagrama as cores mais quentes (vermelho no limite) representam o máximo da dilatação e as cores frias (azul no limite) representa o mínimo da dilatação.

A observação de cortes verticais do bloco-diagrama da % da dilatação permite evidenciar que a dilatação das diaclases se desenvolveu segundo a vertical, com maior incidência segundo planos subverticais, com diversas orientações (figura 68). Este facto permite afirmar, com uma boa base de sustentação, de que a dilatação das diaclases não foi condicionada pela cúpula granítica pois nesse caso a dilatação teria uma forma mais isotrópica, somente condicionada pela morfologia da cúpula, com um máximo de dilatação na zona apical da cúpula.

[1] Os dados foram tratados no programa RockWorks 99 e depois projectados no bloco-diagrama através do programa Slicer Dicer 2.6.1.

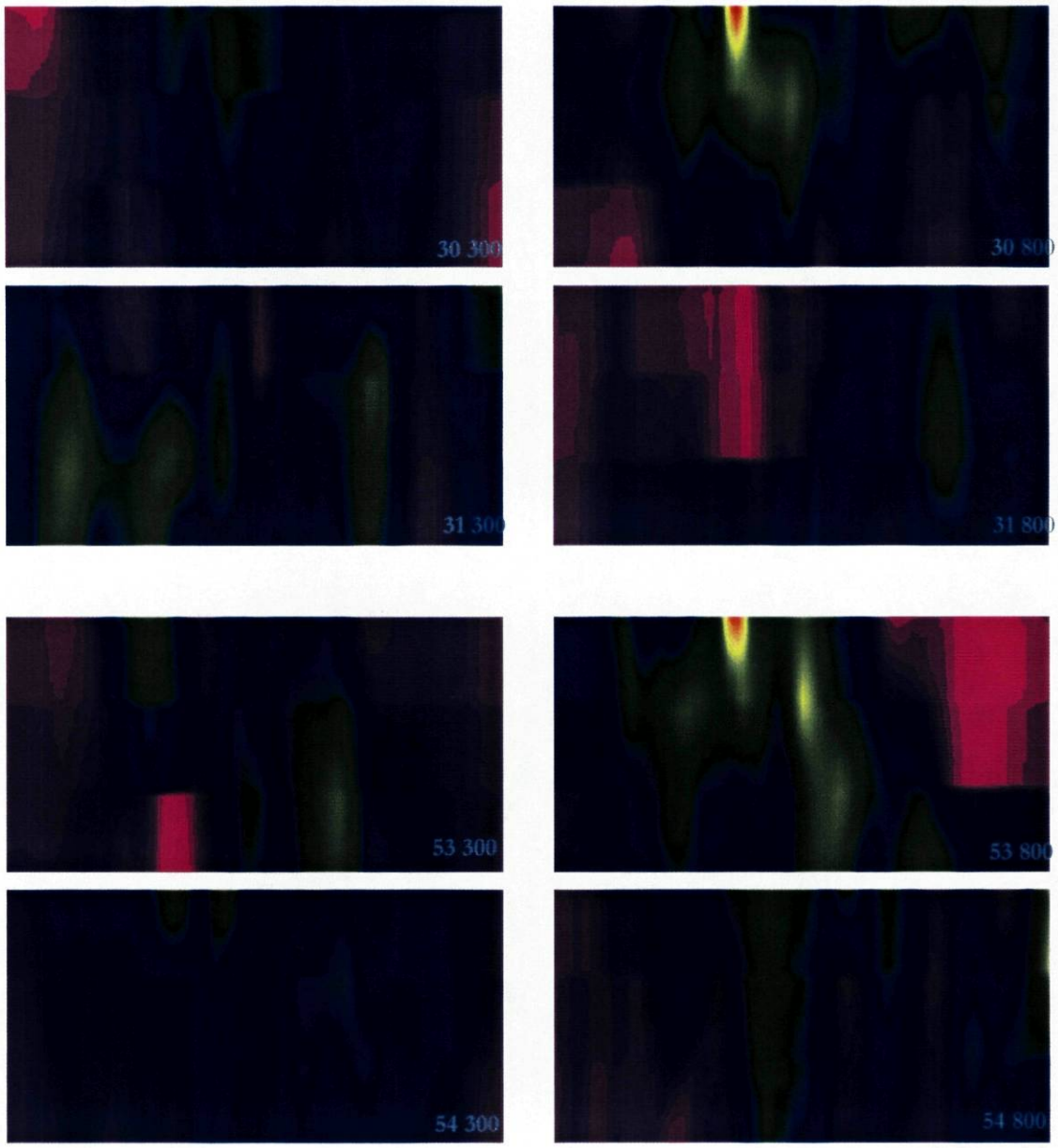


Figura 68 - Cortes verticais do bloco-diagrama da % da dilatação das diaclases do Couto Mineiro da Panasqueira.

A observação de cortes horizontais do bloco-diagrama da % da dilatação (figura 69) permite evidenciar, por outro lado, de que a dilatação parece ter sido condicionada por 3 direcções principais: direcções NE-SW, N-S e NW-SE, coincidindo as duas primeiras com as direcções principais de falhas de desligamento existentes no couto mineiro e a última com a direcção principal dos cisalhamentos contemporâneos da 3 fase de deformação hercínica (Iglesias & Ribeiro 1981). Contudo essas direcções principais não têm todas a mesma importância, variando a mesma em profundidade. Assim as

direcções NE-SW e mais secundariamente N-S encontram-se principalmente nos sectores mais superficiais do jazigo enquanto que a direcção NW-SE encontra-se predominante nos sectores do jazigo mais profundos.

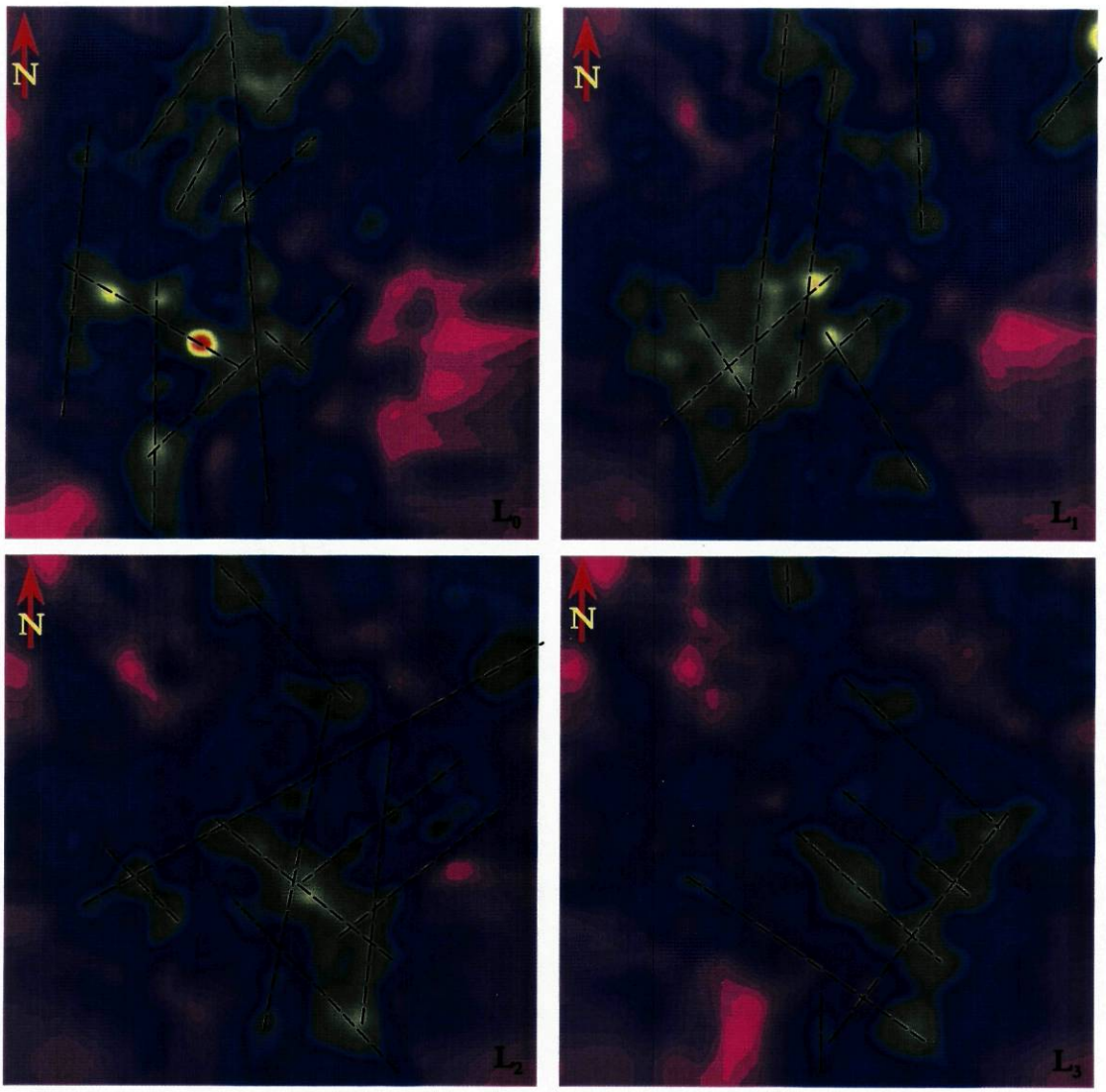


Figura 69 - Cortes horizontais do bloco-diagrama da % da dilatação das diaclases para os diferentes níveis do Couto Mineiro da Panasqueira (L_0, L_1, L_2 e L_3.

A análise da % de dilatação das diaclases permite pois concluir que a dilatação foi controlada por direcções principais que estão associadas a direcções activas durante as fases tardias da Orogenia Hercínica.

No que se refere ao papel dos fluidos na abertura das diaclases, defendido por alguns autores, não é imcompatível com os resultados obtidos. Contudo só depois do estudo

de pormenor dos vários fluidos aprisionados nas diaclases preenchidas (filões de quartzo mineralizados) é que poderemos ponderar qual o seu papel nos mecanismos de abertura. Assim, aquando da discussão dos resultados obtidos iremos abordar as várias hipóteses propostas para a génese, abertura e preenchimento das fracturas (diaclases) sub-horizontais existentes no Couto Mineiro da Panasqueira, quer em profundidade quer à superfície.

Os filões de quartzo nos sectores onde a mineralização de cassiterite é dominante diferem, no que se refere à sua morfologia, dos filões com mineralização volframítica dominante. Embora ambos sejam lentículares, estes apresentam esta característica mais acentuada, com uma espessura média entre 10 a 15 cm e uma maior continuidade, sendo possível seguir um filão, constituído por uma série de lentículas desde Corga Seca até a Veia Branca (cerca de 1 Km) (Thadeu 1951a).

4.3. Mineralogia e paragénese

4.3.1. Introdução

No que se refere à mineralogia e sucessão mineral (paragénese) dos filões mineralizados em W-Sn-Cu existem inúmeros trabalhos efectuados mas todos são unânimes em constatar a grande dificuldade em estabelecer uma sucessão mineralógica coerente para todo o jazigo. Estas irregularidades poderão devidas a vários factos, dos quais destacamos a grande extensão do jazigo, diferentes modos de crescimento para a mesma geração mineral, o facto de os filões mineralizados poderem estar instalados em filões de quartzo preexistentes e a sobreposição espacial de duas mineralizações com paragéneses bastante semelhantes.
Contudo e se filtrarmos as estruturas anteriores e posteriores ao episódio principal de mineralização (Sn-W-Cu) podemos inferir algumas regularidades no preenchimento dos filões, nomeadamente:

- presença de moscovite, volframite, cassiterite e arsenopirite associadas a um quartzo leitoso, posicionados preferencialmente nas zonas dos encostos dos filões (figura 70); os cristais crescem essencialmente em massas com a excepção da cassiterite, que é sempre euédrica.

Figura 70- Salbanda moscovítica e volframite na zona superior de um filão de quartzo leitoso sub-horizontal.

- na parte mais central a presença de sulfuretos (figura 71), nomeadamente calcopirite, arsenopirite, pirite e blenda associados a um quartzo mais hialino, com frequentes géodes[1] que indiciam um crescimento em espaço aberto;

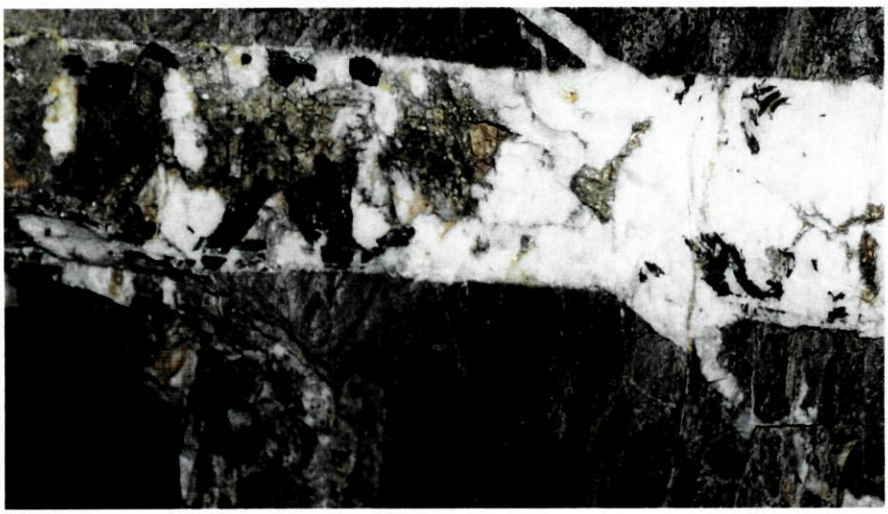


Figura 71- Sulfuretos (pirite e calcopirite) a crescer na zona central do filão de quartzo mineralizado.

- abundante marcassite, principalmente em pseudomorfoses ou recobrindo a arsenopirite ou a siderite, quer em cristais euédricos, por vezes de grandes dimensões, quer em massa a preencher fracturas;

- por último a recobrir todos os outros minerais, observam-se carbonatos (dolomite e calcite).

No inclinado 7 do nível 3 do sector da Barroca Grande foi estudado um filão (figura 72) com uma inversão da estrutura típica de preenchimento dos filões acima descrito pois apresentava grande quantidade de pirite, em massa, a ocupar a zona mais próxima do hasteal e a volframite a ocupar a zona mais mediana do filão, com um hábito por vezes acicular (figura 72a). A sua possança é superior à média (mais de 50 cm de espessura) e enquanto manteve estas características apresentava-se pobremente mineralizado. Salienta-se ainda a ausência da habitual salbanda de moscovite na zona do hasteal. Os sulfuretos da zona próxima do hasteal apresentam uma estrutura com características únicas no jazigo; encontram-se intensamente fracturados, com duas direcções principais de fracturação conjugadas (figura 72b). No seio destas fracturas observam-se moscovite e quartzo que pensamos ser contemporâneos do estádio precoce da mineralização principal. A fracturação tem

[1] "Roto" na gíria da mina.

duas orientações principais, N20E; 69 W e N20E; 48 E em que a primeira corta a segunda. Os filões apresentam uma intensa rede de fracturas; com orientação predominante semelhante à primeira direcção de fracturação dos sulfuretos.

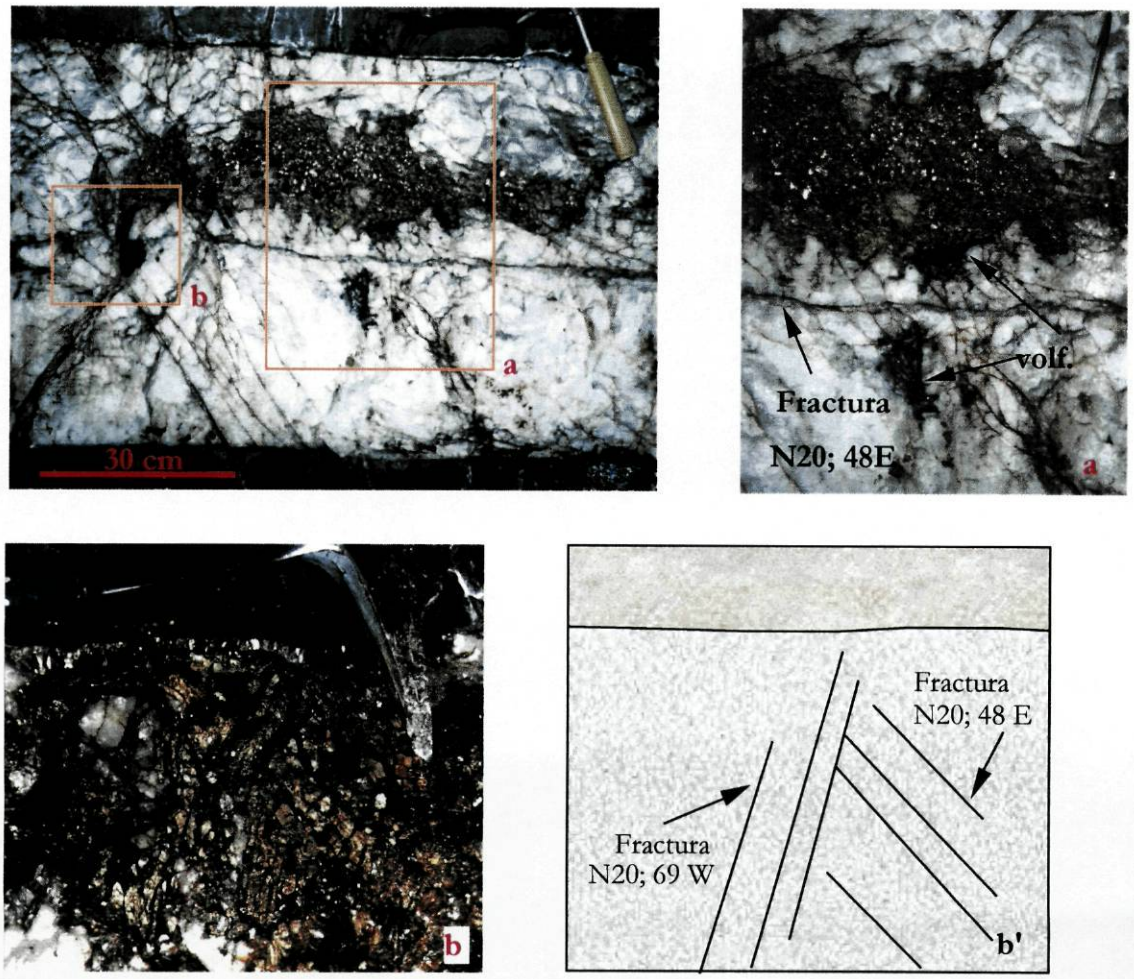


Figura 72- Filão de quartzo sub-horizontal mineralizado do inclinado I7 em que se pode observar uma linha de fractura na parte mediana do filão **a.** Pormenor em que se pode observar a volframite (volf) na zona mais mediana e os sulfuretos na zona próxima do hasteal. **b.** Pormenor de uma zona do hasteal do filão de quartzo do inclinado I7 em que os sulfuretos apresentam uma intensa fracturação **b'**. Desenho esquemático de b.

A intensa fracturação que se observa nos sulfuretos não se observa na volframite e minerais associados que se encontram na zona mediana do filão. Deste modo a génese desta fracturação é anterior à deposição da volframite pois esta, devido às suas características mecânicas (extremamente frágil e com clivagem fácil), deveria apresentar-se igualmente fracturada se fosse sujeita ao mesmo campo de tensões afectou os sulfuretos.

O filão estudado, com mineralização de W-Sn-Cu, resultou da reabertura de uma fractura com um preenchimento prévio. Contudo ressalve-se de que o mesmo

constitui uma excepção no vasto campo filoniano sub-horizontal pertencente ao Couto Mineiro da Panasqueira.

Os trabalhos de Thadeu (1951) e Bloot & Wolf (1953) constituem os primeiros em que os minerais do Jazigo da Panasqueira foram sistematicamente descritos assim como estabelecidos os primeiros quadros paragenéticos da mineralização tungsto-estanífera. Genericamente estes autores consideram a existência de um primeiro estádio com cassiterite, volframite, moscovite, apatite, arsenopirite, quartzo e turmalina seguido de um estádio onde se depositaram essencialmente sulfuretos e mais tardiamente um estádio em que os carbonatos são predominantes.
Orey (1967) estabelece um quadro paragenético de pormenor não só para o sector da Barroca Grande, tal como os autores acima citados, como também para o sector do Vale da Ermida que segundo este autor contém uma mineralização independente da que ocorre no sector da Barroca Grande. A grande importância deste trabalho deve-se, principalmente, à individualização da mineralização existente no sector do Vale da Ermida em relação à existente no sector da Barroca Grande. No sector da Barroca Grande, este autor assinalou uma geração de cassiterite primária e uma geração secundária, resultante da alteração da estanite, ocorrendo sob uma forma acicular, com inclusões de rútilo. No sector de Vale da Ermida o mesmo considera a presença de duas gerações de cassiterite primária: uma cassiterite contemporânea da volframite, com inclusões de rútilo e uma cassiterite sem rútilo, posterior mas sem ser de alteração.
Turpin et al.(1981), com base em estudos de isótopos estáveis de δD e $\delta^{18}O$, também diferenciam, no sector da Barroca Grande, duas gerações de cassiterite.
Kelly & Rye (1979) estabeleceram um quadro paragenético de pormenor para o Jazigo da Panasqueira (figura 73), assinalou 4 estádios principais para a mineralização de Sn-W-Cu:

- **Estádio dos Óxido-Silicatos (EOS)**, que poderá ser dividido em dois sub-estádios: um estádio mais precoce constituído pela salbanda de moscovite associada a turmalina, topázio, arsenopirite e cassiterite e um estádio mais tardio constituído por volframite, quartzo, moscovite e arsenopirite;

- **Estádio Principal dos Sulfuretos (EPS)**, constituído principalmente por arsenopirite, pirite, pirrotite, calcopirite, blenda, apatite e quartzo;

- **Estádio da Alteração da Pirrotite (EAP)**, caracterizado pela alteração da pirrotite em pirite e marcassite e pela presença de grandes quantidades de siderite;

- **Estádio dos Carbonatos Tardios (ECT)**, constituído principalmente por abundantes carbonatos (dolomite e calcite) e sulfuretos (pirite, blenda, calcopirite).

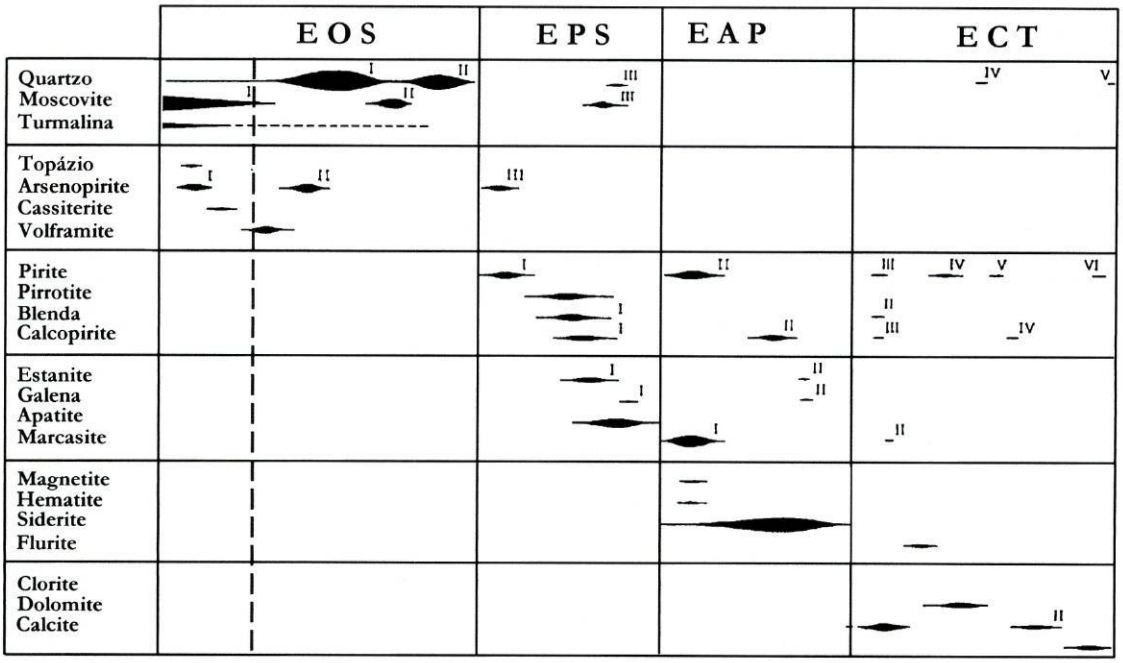


Figura 73 – Quadro paragenético da mineralizações de W-Sn-Cu do Jazigo da Panasqueira definido por Kelly & Rye (1979).

Wimmers (1985) apresentou um quadro paragenético bastante desenvolvido principalmente no que se refere aos sulfuretos, tendo registado a presença de sulfossais de prata (matildite, pavonite, canfieldite), mackinawite e antimónio nativo. Polya (1987) apresentou um quadro paragenético genericamente idêntico ao estabelecido por Kelly & Rye (1979). A sua principal inovação prende-se com o facto de estabelecer, para os vários estádios anteriormente definidos, qual o seu mecanismo de crescimento e estruturas onde ocorrem: crescimento sobre tensão em filões sub-horizontais para o estádio precoce da mineralização e para parte do EOS; crescimento em espaço aberto de filões sub-horizontais para parte do EOS e EPS; crescimento em espaço aberto para filões sub-horizontais e subverticais para o EAP e ECT. Este autor considerou ainda a existência de um significativo hiato deposicional entre o EPS e o EAP.

4.3.2. Sucessão paragenética

O quadro paragenético por nós efectuado (figura 74) permitiu estabelecer algumas diferenças em relação à sucessão paragenética que os outros autores propuseram

para o jazigo da Panasqueira. As mudanças propostas contribuem, quanto a nós, para uma melhor compreensão das abundantes irregularidades registadas na sucessão mineral, adiante expostas, permitem explicar a dispersão e aparente contradição dos valores de isótopos estáveis, obtidos por vários autores, para os mesmos minerais assim como estabelecer uma mais coerente evolução dos fluidos associados à mineralização estano-tungstífera.

A proposta de modificação mais relevante, ao quadro paragenético proposto por Kelly & Rye (1979), prende-se com a existência de uma sobreposição à mineralização de W-Sn-Cu, de uma mineralização de Sn-Cu, constituída por uma segunda geração de cassiterite (cassiterite II) intimamente associada a abundantes turmalinas com hábito acicular e a uma moscovite de pequenas dimensões (figura 75). A cassiterite aparece, tal como a da primeira geração, geralmente automórfica, com uma cor geralmente castanha (clara a escura), embora tenha tendência a aparecer mais hialina do que a cassiterite de primeira geração. Associada a esta mineralização existe uma abundante calcopirite (calcopirite II), posterior à cassiterite.

A mineralização de Sn-Cu ocorre no sector da Barroca Grande sob diversas formas:

- disseminada em zonas fracturadas dos filões de quartzo mineralizados em W-Sn-Cu, principalmente quando estes interceptam os filões de Seixo Bravo (figura 76);

- em filões de quartzo sub-horizontal, como o existente no desmonte L_2-D_{17}-R_3-AW_{26}, com uma pequena espessura (10-15 cm) (figura 77), com uma morfologia muito idêntica aos que ocorrem nos sectores com a mineralização de cassiterite dominante, nomeadamente no sector de Vale da Ermida;

- em reaberturas nos filões mineralizado em W-Sn-Cu (figura 78);

- disseminada no encaixante metassedimentar;

- a recobrir quartzos ou siderite pertencentes ao episódio de mineralização de W-Sn-Cu (figura79).

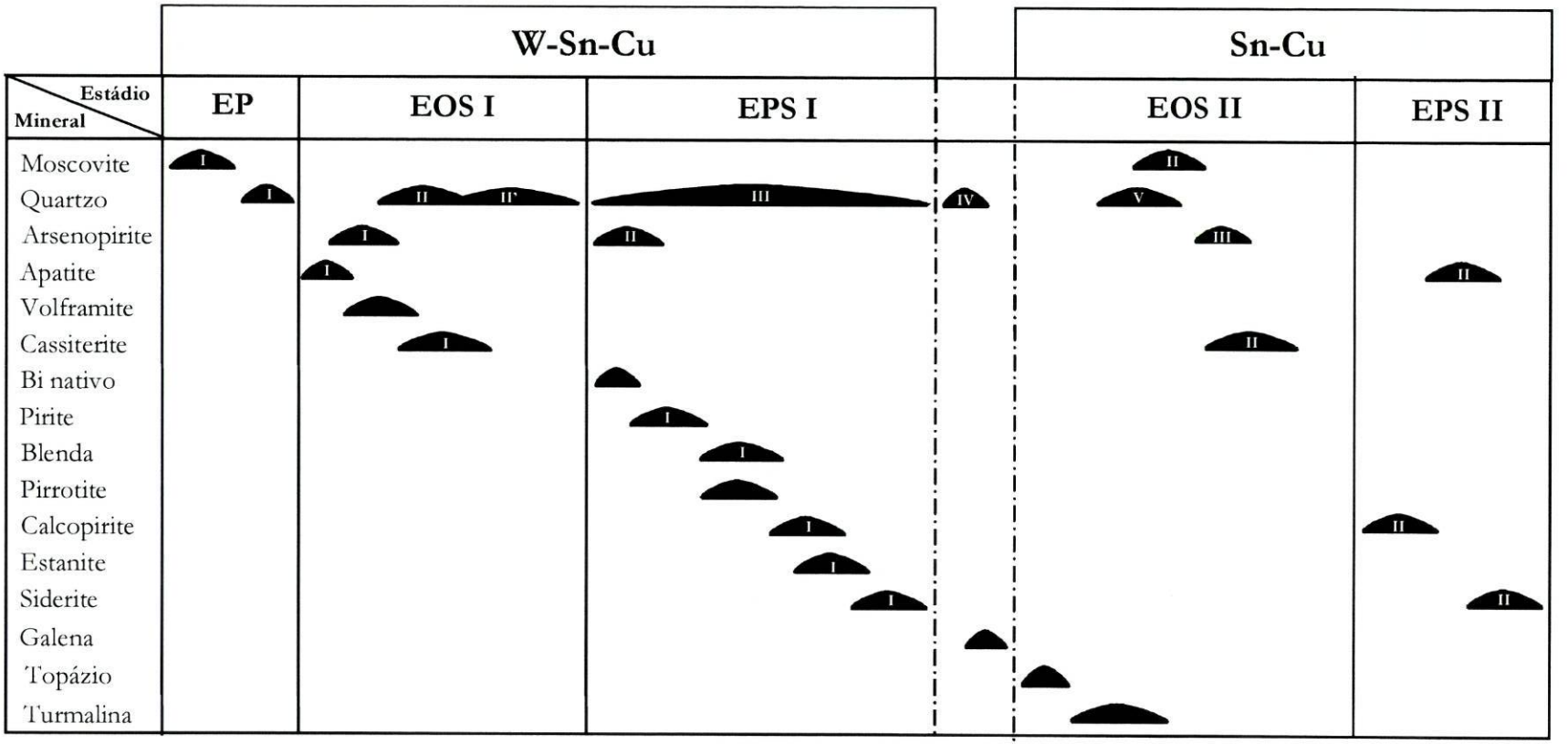


Figura 74 - Quadro paragenético das mineralizações de W-Sn-Cu do Jazigo da Panasqueira.
(as linhas a tracejado indicam um hiato deposional na sucessão mineralógica)

EP – Estádio Precose; EOS I – Estádio de Óxido-Silicatos I; EPS I – Estádio Principal dos Sulfuretos I;
EOS II - Estádio de Óxido-Silicatos II; EPS II – Estádio Principal dos Sulfuretos II;
EAP – Estádio Alteração Pirrotite e ECT – Estádio dos Carbonatos Tardios

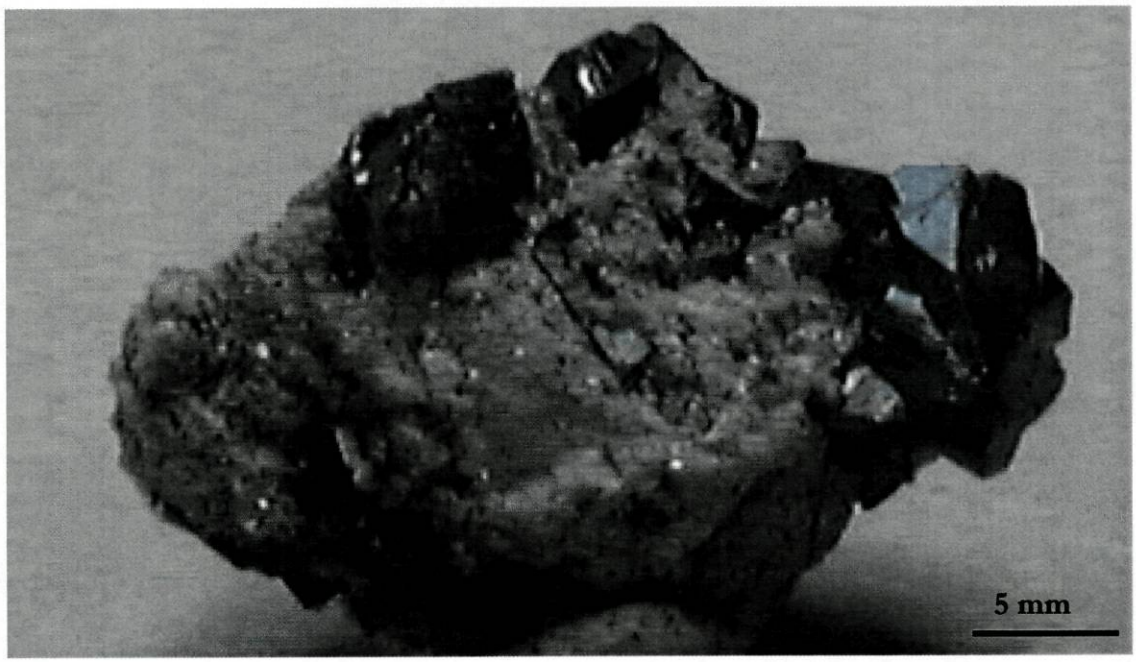


Figura 75 - Associação paragenética turmalina, moscovite e cassiterite associada ao EOS II.

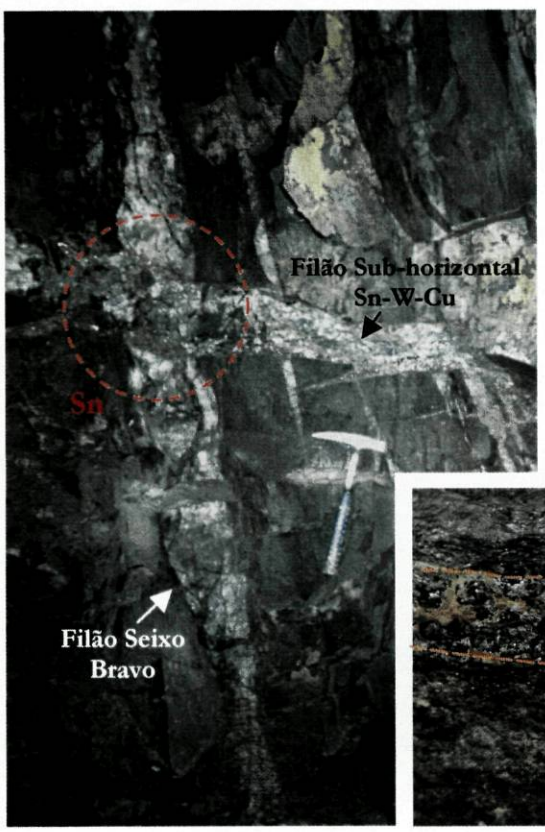


Figura 76 - cassiterite disseminada em zonas fracturadas dos filões de quartzo mineralizados em W-Sn-Cu, na intercepção com um filão de Seixo Bravo.

Figura 77 - Filão de quartzo com cassiterite, sub-horizontal, do desmonte L_2-D_{17}-R_3-AW_{26}.

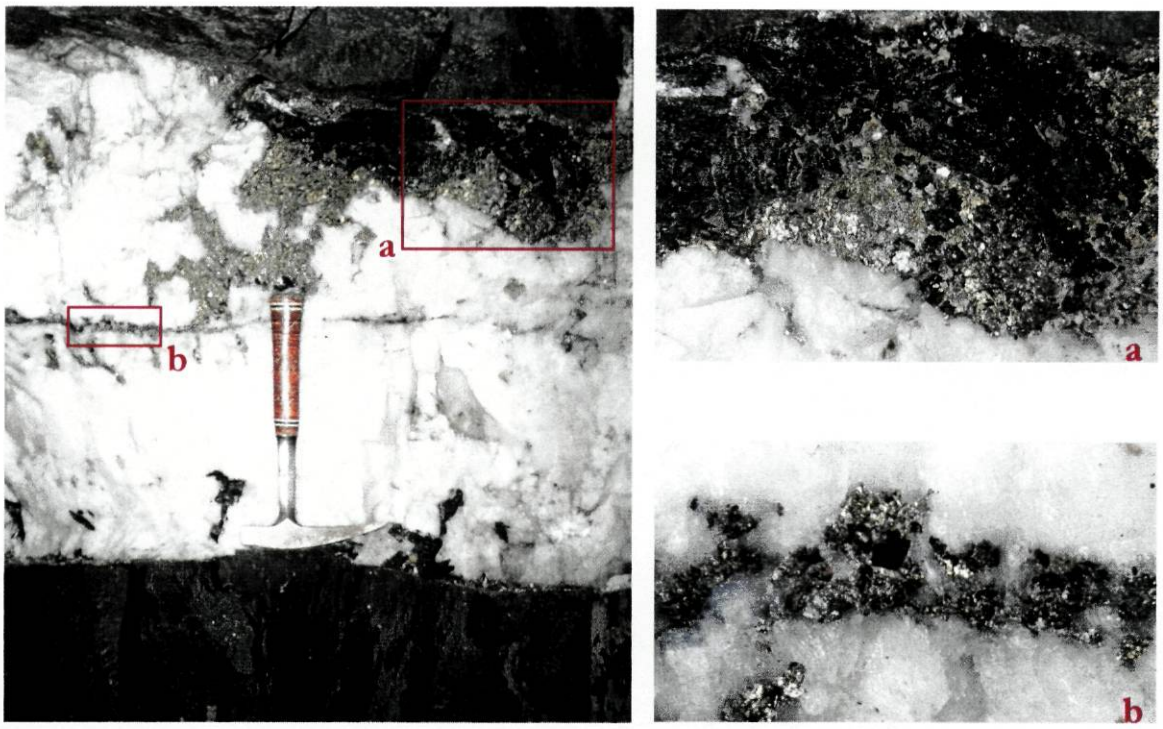


Figura 78 - Mineralização de Sn-Cu instalada na reabertura de um filão mineralizado em W-Sn-Cu. **a**. Pormenor da zona do hasteal do filão de quartzo onde é visível a mineralização de W-Sn-Cu constituída por volframite e calcopirite. **b**. Pormenor da zona central do filão de quartzo onde é visível a mineralização de Sn-Cu constituída por cassiterite e calcopirite.

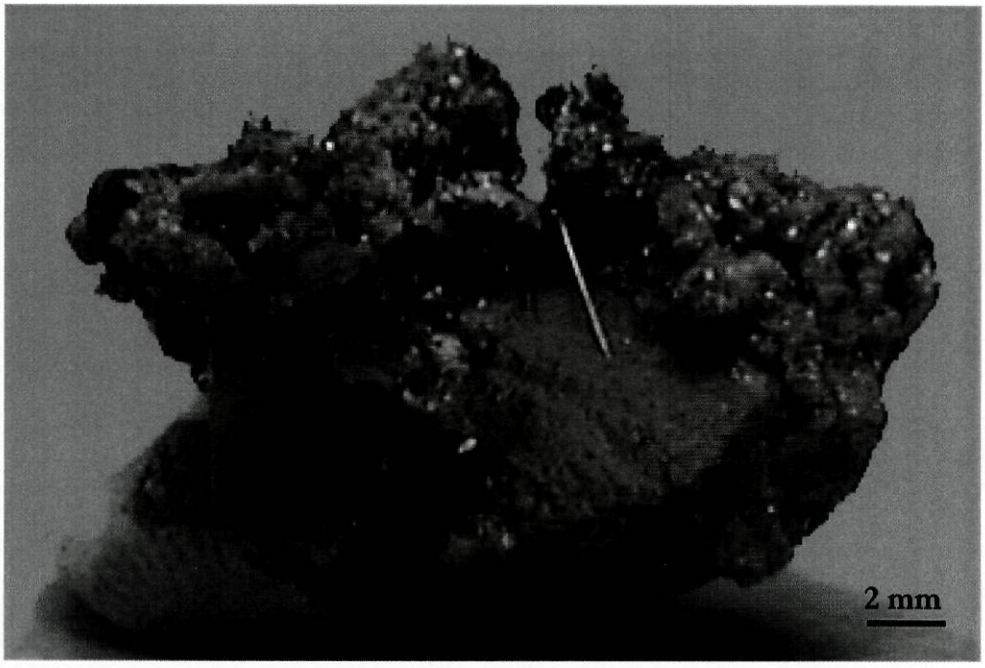


Figura 79 - Cristal de siderite pertencente ao estádio EPS I recoberta pela associação paragenética cassiterite, turmalina e moscovite.

No que se refere ao topázio e arsenopirite, considerada até agora pertencentes ao estádio precoce da mineralização de Sn-W-Cu, tal como a associação de cassiterite,

turmalina e moscovite pensamos pertencer em exclusivo ao EOS II da mineralização de Sn-Cu.

Deste modo pensamos que o estádio mais precoce da mineralização de W-Sn-Cu é constituído somente por uma moscovite I, com um crescimento perpendicular às paredes do hasteal, associada a um quarto leitoso (figura 70). Este assunto será novamente abordado aquando da discussão da dualidade de valores obtidos por Kelly & Rye (1979) nos estudos de isótopos estáveis efectuados em minerais deste estádio.

No que diz respeito à geração de cassiterite que ocorre no estádio EOS I, só foi possível estudar uma única amostra onde existe um contacto entre a volframite e a primeira geração de cassiterite. Esta ocorre intercrescida com a volframite (figura 80) que é possivelmente ligeiramente mais precose.

No que se refere ao quartzo estabelecemos 7 gerações distintas embora as duas últimas, pertencente ao ECT, referidas por Kelly & Rye (1979) não tenham sido estudados no presente trabalho:

- Quartzo I (Qz I) – geralmente maciço e relativamente leitoso (figura 81), sendo por vezes difícil de distinguir do Quartzo II;

- Quartzo II (Qz II) – geralmente maciço e bastante leitoso (figura 80); por vezes este quartzo apresenta-se menos leitoso e com as IF alinhadas segundo duas direcções principais pelo que o designaremos por Qz II';

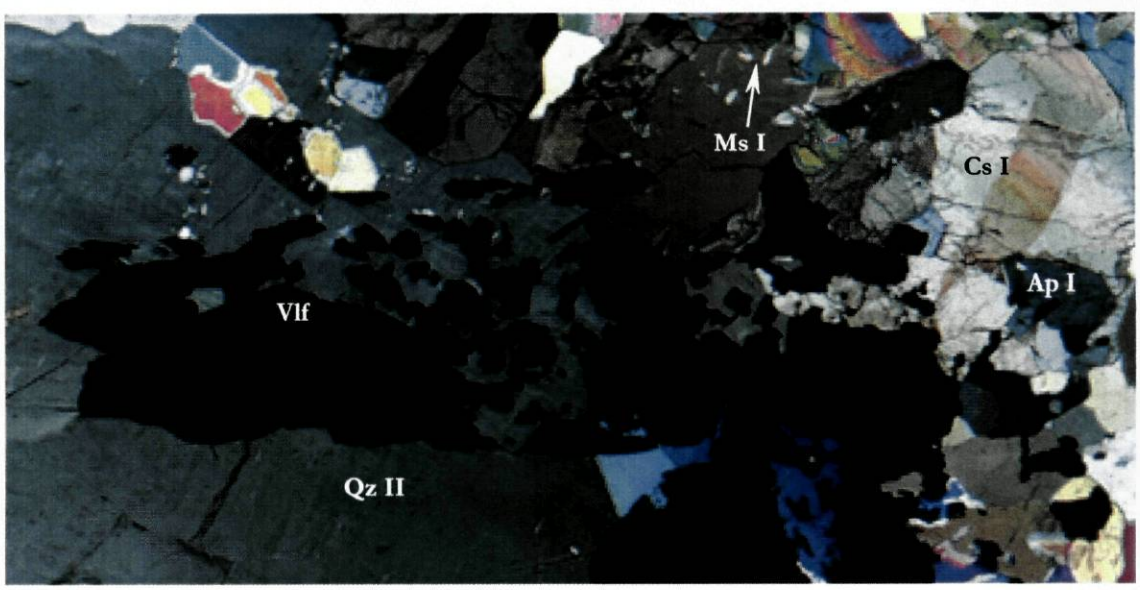


Figura 80 – Cassiterite I e volframite associadas a apatite I e moscovite I. (MOT-NX)

- Quartzo III (Qz III) – ocorrem geralmente euédricos, por vezes de grandes dimensões (figura 82) (superiores a 50 cm), hialinos; nestes quartzos, em continuidade cristalográfica com o quartzo Qz II, é visível a macla do Brasil, excepcionalmente detectada em microscopia óptica de transmissão, em secções basais espessas (cerca de 300 μm) (figura 83); este quartzo contém frequentes minerais inclusos, nomeadamente volframite, cassiterite, arsenopirite, pirite e blenda;

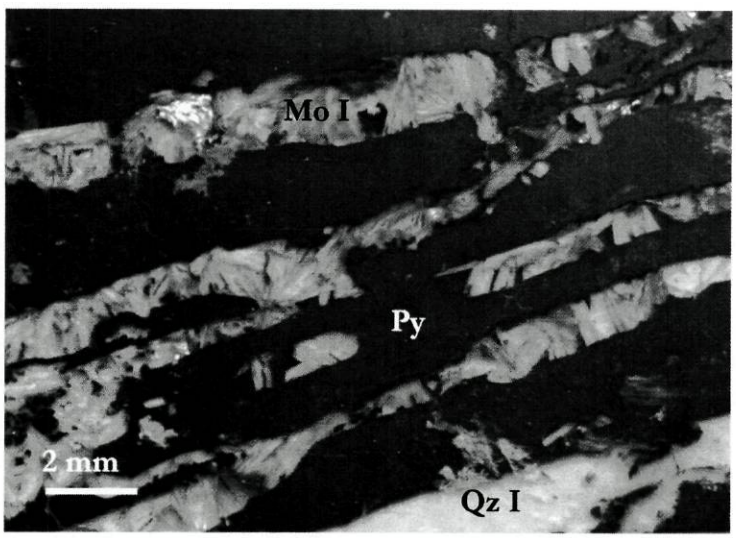


Figura 81 - O quartzo I e a moscovite I crescem em fracturas de uma pirite maciça, na zona do hasteal do filão do inclinado I7. MOT-NP.

Figura 82 – Cristal bipirâmidado de quartzo III com um crescimento posterior de siderite I e moscovite II

- Quartzo IV (Qz IV) – em geral cresce sob o Qz III, numa película de pequena espessura (cerca de 100μm) (figura 84) conferindo um aspecto leitoso a este;

- Quartzo V (Qz V) – geralmente euédrico, hialino, frequentemente com inclusões de turmalina de hábito acicular (figura 85);

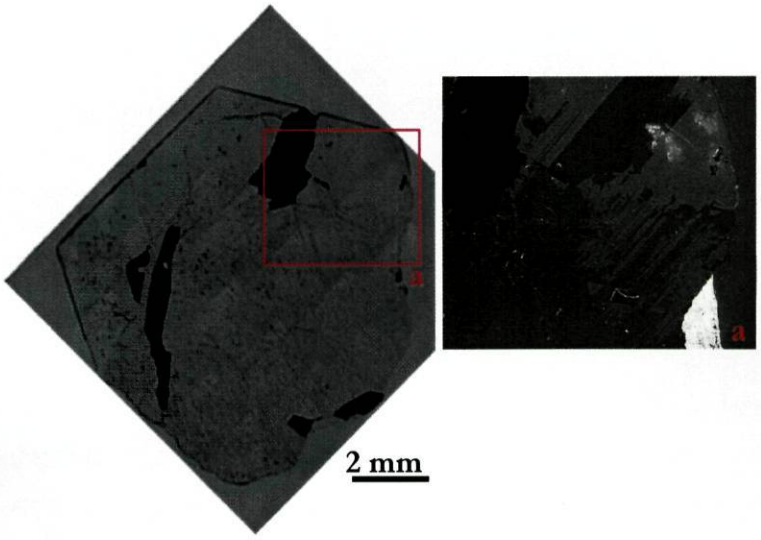


Figura 83 – Secção basal de cristal de quartzo III em que é possível observar a macla do Brasil.

Figura 84 - Quartzo euédrico hialino (Qz III) recoberto por um quartzo leitoso (Qz IV), recoberto por siderite II e apatite II.

Figura 85 - Quartzo euédrico hialino (Qz V) associado a turmalinas aciculares assentes num cristal romboédrico de siderite I .

A siderite é um dos minerais mais comuns do Jazigo da Panasqueira e foi considerado como pertencendo exclusivamente ao EAP. Contudo um exame mais atento da ocorrência deste mineral permitiu verficar que este ocorre em duas gerações diferentes:

- Siderite I (Sd I) – ocorre geralmente em cristais euédricos, de forma romboédrica que podem atingir dimensões superiores a 20 cm, anterior à mineralização tardia de Sn-Cu (figura 79);

- Siderite II (Sd II) – ocorre igualmente em cristais com forma romboédrica, diferenciando-se dos cristais da primeira geração pelas menores dimensões dos mesmos (geralmente milimétricos) (figura 84);

Por vezes os filões mineralizados apresentam fracturas preenchidas por siderite (figura 86), provavelmente contemporânea da siderite existente nas falhas de desligamento. Quanto à sua relação com a siderite II não existem dados suficientes para afirmar se esta siderite é contemporânea desta ou posterior, pertencente ao estádio da Alteração da Pirrotite, relacionada com a entrada no sistema de grande quantidade de fluidos que destabilizaram a pirrotite, provocando uma libertação de ferro e uma consequente formação de siderite, pirite e marcassite (Kelly & Rye 1979).

As duas gerações de siderites pertencentes aos filões mineralizados apresentam uma dolomitização, que se manifesta por uma capa esbranquiçada que os cristais de siderite apresentam, em contraste com o seu núcleo translúcido de cor castanha escura, na medida em que o mesmo foi originado por deposição epitaxial de uma anquerite e posteriormente por uma dolomite (Kelly & Rye 1979), tal como registamos nas falhas de desligamento.

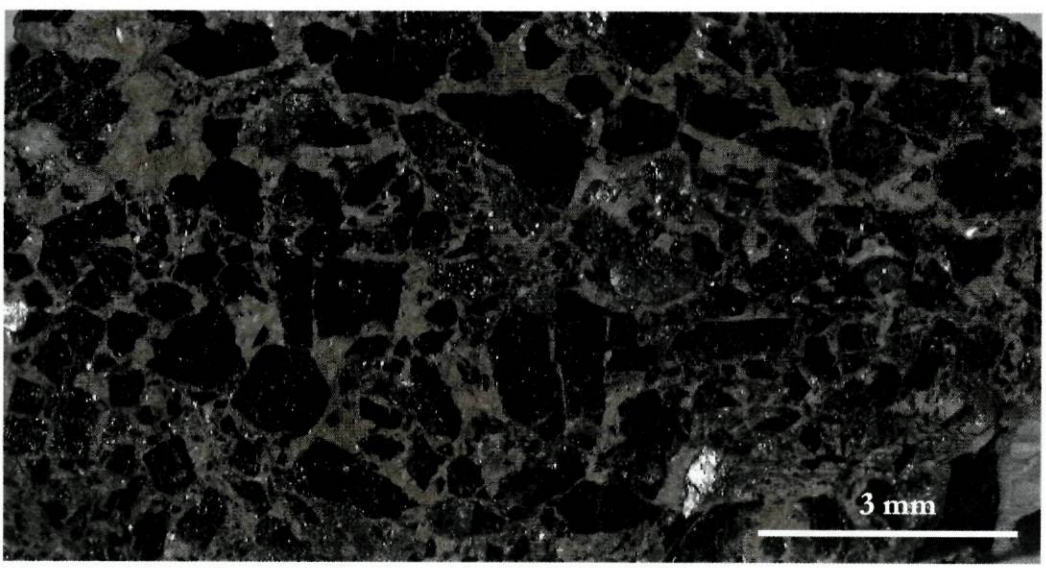


Figura 86 - Fracturação hidráulica de uma massa de volframite pertencente a um filão de quartzo sub-horizontal preenchida por uma siderite III.

Alguns quartzos euédricos hialinos, possivelmente contemporâneos do EPS I, apresentam evidências de dissolução, com figuras de corrosão (figura 87). Contudo, na medida em que os mesmos não apresentam nenhum mineral posterior a este, a não ser carbonatos (dolomite e calcite) não foi possível determinar em qual dos estádios ocorreu este fenómeno. Sabe-se somente que foi posterior ao EPS I e anterior ao Estádio dos Carbonatos Tardios.

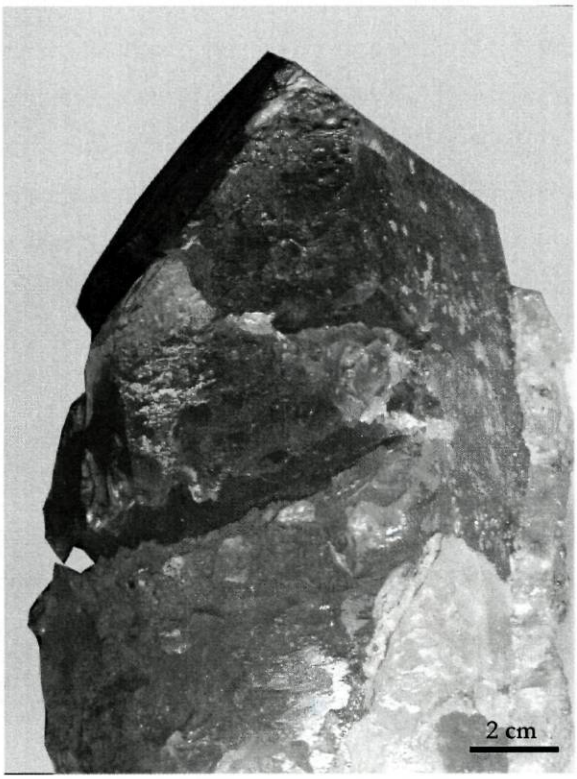


Figura 87 – Cristal de quartzo euédrico com evidências de dissolução de quartzo.

Além dos factos acima apresentados, corroboramos o quadro paragenético apresentado por Kelly & Rye (1979), exceptuando ligeiras diferenças, tais como a presença de uma geração mais precoce de apatite, com pouca expressão a nível do jazigo e detectada somente a nível microscópico e um maior número de gerações de sulfuretos, nomeadamente calcopirite e arsenopirite. Salientemos contudo que o quadro paragenético proposto, tal como o de Kelly & Rye (1979), não apresenta, a nível de pormenor, toda a sequência paragenética tal como foi estabelecido por Wimmers (1985) para os sulfuretos. Para finalizar queríamos, mais uma vez, salientar que a mineralogia e sucessão mineralógica do Jazigo da Panasqueira são extremamente complexas, devido aos vários factores que temos vindo a expor, nomeadamente a sua grande extensão, a sobreposição de mineralizações diferentes e a sua longevidade. Deste modo pensamos ser impossível apresentar, num quadro paragenético, por mais complexo que este seja, toda a história do jazigo. Contudo

este facto representa, quanto a nós, não um factor de desânimo mas pelo contrário um permanente desafio que urge ultrapassar, no sentido de cada vez mais aprofundar o conhecimento deste imenso jazigo mineral.

A razão pela qual não diferenciamos, no quadro paragenético, a mineralização de Sn-Cu da mineralização de W-Sn-Cu deve-se ao facto de ambas se instalarem, na sua maioria, na mesma estrutura (diaclases sub-horizontais), sendo por vezes difícil individualiza-las. A mineralização de W-Sn-Cu encontra-se representada pelos estádios EOS I e EPS I e a mineralização de Sn-Cu encontra-se representada pelos estádios EOS II e EPS II. Os estádios EAP e ECT representam estádios mais tardios, independentes das mineralizações, igualmente instalados nas diaclases sub-horizontais e nas falhas de desligamento subverticais.

4.3.3 Cristaloquímica das cassiterites

Com base nos estudos mineralógicos e recorrendo à Microssonda Electrónica e Microscopia Electrónica de Varrimento efectuamos a caracterização cristaloquímica das duas gerações de cassiterite estudadas, com vista a estabelecer uma possível diferenciação geoquímica entre elas.
No presente estudo consideram-se as duas gerações de cassiterites, com formas diferentes de ocorrência:

- cassiterite pertencente à primeira geração, contemporânea da volframite, no sector da Barroca Grande (Pan 139);

- cassiterite pertencente à geração tardia a recobrir um quartzo III euédrico hialino pertencente ao EPS I e anterior à siderite II (quartzo III) (Pan 130);

- cassiterite pertencente à geração tardia, disseminada numa zona fracturada de um filão de quartzo mineralizados em W-Sn-Cu, no sector da Barroca Grande (Pan 151);

- cassiterite pertencente à geração mais tardia, proveniente de um filonete de quartzo existente no desmonte L_2-D_{17}-R_3-AW_{26}, sector da Barroca Grande (Pan 20);

- cassiterites provenientes das escombreiras do sector de Vale da Ermida. (VE 1 e VE 2).

A petrografia das várias cassiterites estudadas revela que estas são morfologicamente semelhantes entre si, com cristais geralmente idiomórficos com zonas de crescimento paralelas e concêntricas (figura 88), pouco pleocróicas e por vezes com maclas. A cassiterite Pan 139, Pan 151 e VE1 tem inclusões de rútilo e a Pan 20 inclusões de rútilo e turmalina.

As cassiterites acima descritas foram analisadas para os elementos maiores e alguns menores na Microssonda Electrónica Cameca Camebax do Instituto Geológico e Mineiro, S. Mamede Infesta. As condições de análise foram as seguintes: 20 kV e um feixe de corrente de 20 nA, 20 segundos de análise para cada elemento e foram usadas correcções de ZAF.
A análise química das cassiterites estudadas (Tabela IV) revela a existência de cassiterites praticamente puras, ou seja, com uma percentagem de elementos menores inferiores a 1%.

Tabela IV – Análise WDS de cassiterites (2 oxigénios)

Amostra	n análises	Ti^{+}	Mn^{3+}	Fe^{3+}	Nb^{5+}	Sn^{2+}	Ta^{5+}	W^{6+}	Total
Pan 139	18	0,014	0,000	0,001	0,000	0,982	0,002	0,000	1,000
Pan 130	21	0,014	0,000	0,001	0,001	0,982	0,002	0,000	1,000
Pan 151	44	0,010	0,000	0,001	0,001	0,986	0,002	0,000	1,000
Pan 20	14	0,013	0,000	0,001	0,000	0,981	0,002	0,001	0,999
VE 1	17	0,008	0,000	0,001	0,000	0,985	0,003	0,001	0,999
VE 2	18	0,005	0,000	0,001	0,000	0,993	0,001	0,000	1,000
PA 7	15	0,004	0,000	0,002	0,001	0,989	0,003	0,000	0,999
PA 2	24	0,011	0,000	0,001	0,000	0,986	0,002	0,000	1,000

No que diz respeito aos elementos menores observa-se uma grande dispersão dos seus teores para as várias cassiterites estudadas, ou seja, não é possível descriminar as várias cassiterites com base nos seus elementos menores. Este facto é indicador que embora pertençam a gerações diferentes e a jazigos distintos, a sua génese parece ter sido idêntica. A relação Ti/(Fe+Nb+Ta) superior a 1, em todas as cassiterites estudadas, é indicadora de uma origem hidrotermal para as mesmas (Ruck 1987).

A relação Nb/Ta (figura 89a), para as várias cassiterites estudadas, revela a presença de duas populações bem distintas, uma em que os teores de nióbio e o tântalo são semelhantes (população I) e uma outra em que o nióbio é mais abundante do que o tantâlo (população II), facto referido por Moller et al. (1998) como sendo devido à maior abundância de nióbio na crusta e ao facto de a estrutura da cassiterite aceitar melhor o nióbio que o tântalo. A relação Mn/Fe (figura 89b) não revela, de um modo geral, nenhuma correlação linear, evidenciando-se, contudo, uma maior abundância de ferro em relação ao manganês para algumas das amostras estudadas.

Figura 88 – Cassiterite II com zonas de crescimento paralelas e concêntricas. MOT-NP.

O zonamento óptico exibido pelas diferentes cassiterites não parece ter nenhuma relação com a variação dos teores dos elementos traço. Este facto vem coroborar os estudos de Neiva (1996), em cassiterites portuguesas provenientes de filões de quartzo mineralizados em W-Sn.

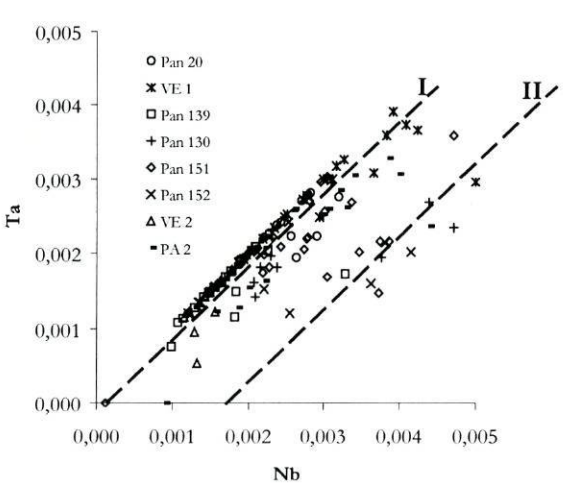


Figura 89a - Relação Nb/Ta das cassiterites estudadas.

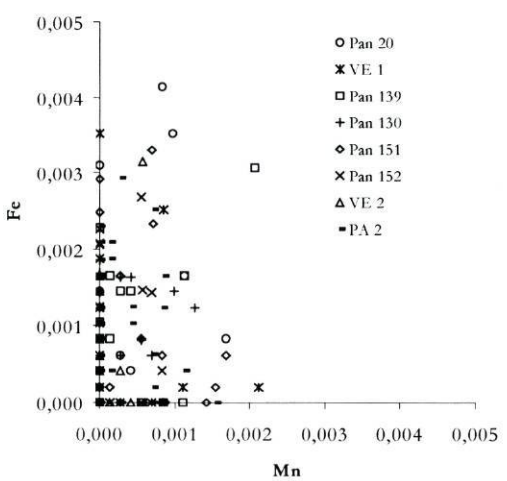


Figura 89b - Relação Mn/Fe das cassiterites estudadas.

No que diz respeito às substituições observadas nas cassiterites analisadas o diagrama das composições globais (figura 90) e mais explicitamente a relação (Nb+Ta) *versus* (Fe+Mn) (figura 91) revelam que as substituições principais (Ruck, 1987) são de 2 tipos:

$2(Sn, Ti, W)^{4+} \Leftrightarrow (Fe, Mn)^{2+} + (Nb, Ta)^{5+}$ (a)

$3(Sn, Ti, W)^{4+} \Leftrightarrow (Fe, Mn)^{3+} + 2(Nb, Ta)^{5+}$ (b)

No diagrama (Nb+Ta) *versus* (Fe+Mn) a presença de pontos com excesso de nióbio e tântalo, que divergem da substituição b, poderão ser explicados pela incorporação destes elementos através da substituição:

$5(Sn, Ti, W)^{4+} \Leftrightarrow 4(Nb, Ta)^{5+} + \square$ (lacuna no cristal) (c) , se a relação Fe (total) / (Ta + Nb) for inferior a 0,5.

A presença de pontos com excesso de ferro e manganês, divergentes da substituição a, mais raros, poderão ser explicados pela seguinte substituição:

$(Sn, Ti, W)^{4+} \Leftrightarrow (Fe, Mn)^{3+} + OH^-$ (d)

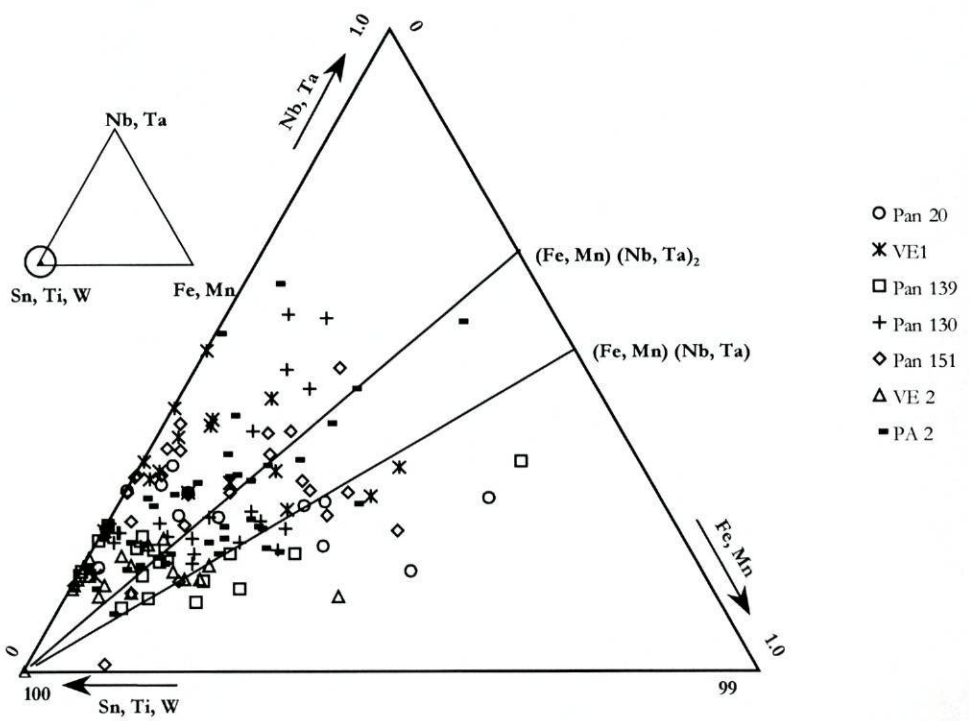


Figura 90 - Diagrama triangular (Sn, Ti, W) – (Fe, Mn) – (Nb, Ta) das composições globais das cassiterites estudadas.

A substituição (a) é indicadora de um meio mais redutor do que nas substituições (b), (c) e (d), na medida em que implica que o ferro e o manganês se encontrem preferencialmente nos seus estados reduzidos.

Mais uma vez não se observa nenhuma substituição preferencial para os diferentes tipos de cassiterites estudadas.

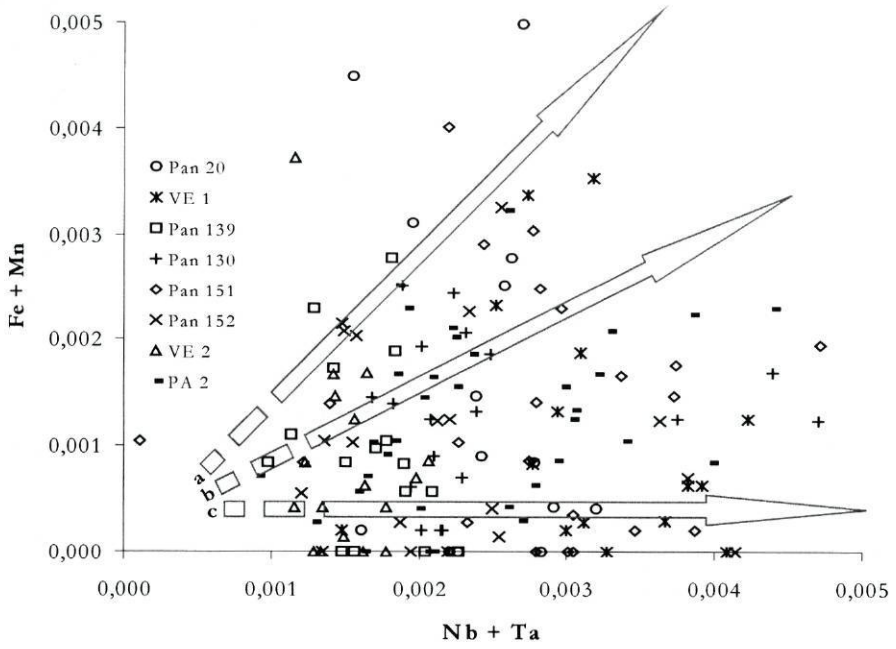


Figura 91 - Relação (Nb+Ta) *versus* (Fe+Mn) das composições globais das cassiterites estudadas.

5. Fluidos associados à mineralização de W-Sn-Cu, Sn-Cu e Pb-(Zn)

5.1. Introdução

Deve-se a Henry Clifton Sorby, em 1858, o primeiro estudo de IF, aplicado ao estudo de concentrações minerais. Na era moderna Deicha (1955), Poty (1969), Weisbrod et al. (1976), Roedder (1984), Shepherd et al. (1985), entre outros, desenvolveram os princípios e métodos inerentes ao seu estudo. No que se refere a Portugal referenciamos os trabalhos pioneiros de Noronha (1974), Kelly & Rye (1979) e Barriga (1983), nos quais se aplicaram, pela primeira vez, esta ferramenta no estudo dos jazigos minerais portugueses, respectivamente na Borralha, na Panasqueira e em Aljustrel.

5.1.1 Técnicas de estudo utilizadas

No presente trabalho foram utilizadas técnicas não destrutivas (Microtermometria e Espectroscopia Raman) e técnicas destrutivas (Análise Global Iónica após Esmagamento e Lixiviação). Na medida em que estas técnicas de estudo são habitualmente utilizadas nos estudos de IF, não cabe, no presente trabalho, desenvolver as metodologias e princípios subjacentes a estas[1].

Os estudos de Microtermometria foram efectuados no Laboratório de Inclusões Fluidas do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, utilizando para os estudos de criometria a platina Chaixmeca (Poty et al. 1976) e para os estudos de aquecimento a platina PS 600 da Linkam, devidamente calibradas quer com IF naturais quer sintéticas.
As análises de Espectroscopia Raman foram efectuados quer no Laboratório de Inclusões Fluidas do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, com a colaboração de Armanda Dória quer no "Laboratoire de Géologie et Gestion des Ressources Minérales et Énergétiques da Université Henri Poincaré" em Nancy/França, com a colaboração de Marie Christine Boiron. No primeiro laboratório a análise de Espectroscopia Raman foi efectuada com um laser de 633 nm (vermelho) e apenas se realizaram análises qualitativas. No segundo

[1] O leitor interessado em aprofundar os seus conhecimentos nesta matéria poderá consultar os trabalhos de Noronha (1990) e Dória (2000) que constituem excelentes sínteses, em língua portuguesa, sobre os fundamentos e metodologias destas técnicas de estudo.

laboratório a análise de Espectroscopia Raman foi efectuada com um laser de 514 nm (verde), tendo-se efectuado análises qualitativas e quantitativas.
A técnica de análise de lixiviados após esmagamento (*Crush-Leach*), desenvolvida por Bottrell et al. (1988) e modificada por Banks & Yardley (1992) permite identificar e quantificar a presença de catiões e aniões dissolvidos na fase aquosa da IF. Os lixiviados, efectuados no "Department of Earth Sciences, University of Leeds" por D. Banks, foram obtidos pelo esmagamento do mineral e posteriormente analisado por AA-FES (*Atomic Absorption-Flame Emission Spectroscopy*), ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectroscopy*) e IC (*Ion Cromatography*). No que diz respeito à análise dos lixiviados foram utilizados quer uma solução acidificada de La Cl_3 no caso das análises por AA-FES e ICP-AES quer água destilada 2X (DDW) no caso das análises por AA-FES e IC. Os catiões foram analisados por ICP-AES (Ca, Mg, Ba, Al, Li, Sr, Fe, Mn, Zn, Cu, etc) e AA-FES (NA e K). Os aniões foram analisados por IC (F, Cl, Br, SO_4).

5.1.2 Nomenclatura e classificação das IF

Sem querermos aprofundar os fundamentos teóricos e práticos do estudo das IF iremos, para comodidade do leitor menos familiarizado com este domínio do conhecimento, apresentar quais os principais parâmetros que se podem obter, principalmente no que se refere aos estudos de microtermometria:

- $TfCO_2$ - temperatura de fusão do CO_2;
- Tfi - temperatura de primeira fusão do gelo;
- TfG - temperatura de fusão do gelo;
- TfCl - temperatura de fusão de clatratos;
- $ThCO_2$ - temperatura de homogeneização do CO_2, que poderá ocorrer em fase líquida (L), vapor (V) ou crítica (C);
- TH - temperatura de homogeneização global, que poderá ocorrer em fase líquida (L), vapor (V) ou crítica (C);
- Td – temperatura de decrepitação da IF.

No que se refere à classificação das IF iremos utilizar duas classificações baseadas em critérios diferentes: classificação tendo em conta a sua origem e classificação tendo em conta a sua composição.
No primeiro caso as IF são classificadas em:

- primárias (P) - quando os fluidos são aprisionados contemporaneamente com a formação do mineral, representando assim o fluido que presidiu à génese deste;
- pseudo-secundárias (PS) – quando os fluidos são aprisionados em micro-fracturas durante o crescimento do cristal, representando assim igualmente um fluido que presidiu à génese deste;
- secundárias (S) - quando os fluidos são aprisionados posteriormente à génese do mineral, estando geralmente associadas a períodos de fracturação do mineral.

Contudo para estabelecer esta classificação, segundo os critérios definidos por Roedder (1984), é forçoso de que os cristais que contenham as IF sejam euédricos, o que por vezes é impossível de se obter. Deste modo Kerkhof & Hein (2001) defendem que para os minerais maciços se classifique as IF em:

- isoladas;
- em grupo;
- alinhadas.

A classificação tendo em conta a composição da IF, é efectuada com base na análise por microtermometria e Espectroscopia Raman, tendo por base a nomenclatura adoptada por Boiron et al. (1992). Primeiramente as inclusões são classificadas do tipo L ou do tipo V conforme a homogeneização global ocorra em fase líquida ou em fase vapor. Seguidamente aplica-se um índice que poderá ser c quando o CO_2 é a espécie dominante na fase volátil, m quando o CH_4 é a espécie dominante na fase volátil, w quando a IF contem uma fase aquosa com ou sem sais dissolvidos e s quando a IF contém fases sólidas. No caso das inclusões aquo-carbónicas, em que existe mais do que uma espécie na fase volátil opta-se por indicar c-w quando se observa uma terceira fase com CO_2 líquido ou w-c quando a presença do CO_2 é somente detectada pela fusão dos clatratos ou por Espectroscopia Raman, o mesmo se passando com a presença de CH_4 em vez de CO_2. No presente trabalho iremos distinguir as IF aquosas em que a primeira fusão do gelo, aproximadamente igual à temperatura do eutético, indica a presença de NaCl e possivelmente KCl dissolvidos (Lw_1) das IF aquosas em que a primeira fusão indica a presença de sais com catiões bivalentes, tais como o $CaCl_2$ (Lw_2).
No que se refere à estimativa da salinidade adoptamos para as IF do tipo Lw_1 a equação de Bodnar (1993); no que se refere às IF do tipo Lw_2 não foi determinada qual a proporção relativa de NaCl e $CaCl_2$ dissolvidos pelo que optamos por expressar, por aproximação, a salinidade unicamente por eq % NaCl obtidos através

da tabela de Oakes et al. (1990); para as IF aquo-carbónicas efectuou-se uma primeira estimativa da salinidade tendo por base a fusão dos clatratos (Collins 1979) e posteriormente calculada com base na composição da fase volátil determinada pela espectroscopia Raman e pelas equações de estado de Bowers & Helgeson (1983) e Bakker (1995) e Bakker et al. (1996).
Na ausência de uma classificação uniforme no que se refere à quantidade de sais dissolvidos na fase aquosa da IF iremos adoptar os termos de baixa salinidade quando os eq % NaCl variarem entre 0-4, média salinidade quando os eq % NaCl variarem entre 4-12 e alta salinidade quando os eq % NaCl são superiores a 12.

5.1.3 Breve introdução ao material de estudo

O estudo das IF foi efectuado tendo em conta os estudos da sucessão mineral anteriormente apresentado, tentando, na medida do possível estudar a evolução dos fluidos associados à mineralização ao longo do tempo.
O estudo microtermométrico tem, por outro lado, de ser precedido, necessariamente, de um estudo petrográfico cuidado das IF, tendo em atenção a sua forma, possíveis indícios de modificações das IF posteriores ao seu aprisionamento, relação entre as IF e o mineral hospedeiro e a relação entre diversos tipos de IF descriminadas pelos estudos de microtermometria e complementados pela análise de Espectroscopia Raman, entre outras.

A mineralização de W-Sn- da qual se explora a volframite (W), a cassiterite (Sn) e a calcopirite (Cu) tem uma mineralogia complexa. Contudo, não foi possível estudarmos directamente os fluidos aprisionados na volframite e na calcopirite, na medida em que sendo estes minerais opacos só através da Microscopia com Infravermelhos seria possível estudar as suas IF. No sentido de colmatar esta falta foi nossa preocupação estudar o maior número de minerais transparentes que de algum modo estiveram associados à génese destas mineralizações. Deste modo estudamos IF contidas no quartzo, na cassiterite, na apatite, na siderite e no topázio, todos pertencentes ao sector da Barroca Grande. Embora ainda se tenha conseguido colher, em escombreira, alguns cristais de cassiterite pertencentes ao sector do Vale da Ermida, o estudo das IF não foi possível por estas seram bastante escassas e de difícil estudo.
De entre os minerais escolhidos para estudar as IF destacamos o quartzo não só devido às suas características intrínsecas (transparência, ausência de clivagem,

quimicamente inerte), como também devido à sua abundância e ao facto de ocorrer ao longo de todo o processo mineralizante.

Os fluidos associados às fases tardias do jazigo da Panasqueira (EAP e ECT), embora estudados por outros autores (Kelly & Rye, 1979 e Bussink, 1984), não foram objecto do presente estudo.

Na impossibilidade de estudar as IF aprisionadas na galena e na blenda, minerais principais da mineralização de Pb-(Zn) associada às falhas de desligamento do Jazigo da Panasqueira, foram por nós estudadas, pela primeira vez, as IF aprisionadas num quartzo com estrutura em pente que pensamos ser contemporâneo da mineralização de galena e que portanto contem os fluidos associados a esta mineralização.

Por último estudamos as IF contidas em cassiterites pertencentes ao Jazigo da Pedra Alta.

5.2 Síntese dos trabalhos anteriores

No presente capítulo iremos apresentar uma síntese dos dados obtidos por outros autores, no que diz respeito ao estudo dos fluidos. A análise iónica e isotópica dos fluidos serão objecto de estudo independente pelo que não os consideramos na presente síntese.

De entre os inúmeros trabalhos efectuados sobre o Jazigo da Panasqueira os trabalhos de Kelly & Rye (1979), Bussink (1984), Polya (1987), Campbell et al. (1988), Lüders (1996) e Polya et al. (2000) constituem os principais trabalhos onde os fluidos associados à mineralização de W-Sn-Cu são caracterizados, tendo por base a análise de microtermometria e a espectroscopia Raman. Noronha et al. (1992) estudaram essencialmente os fluidos associados ao metamorfismo, anterior à mineralização.

O primeiro trabalho de síntese sobre os fluidos associados ao jazigo da Panasqueira deve-se a Kelly & Rye (1979), com base essencialmente em estudos de microtermometria de IF contidas em vários minerais pertencentes aos filões mineralizados em W-Sn-Cu, tais como, quartzo, apatite, fluorite, siderite, calcite, cassiterite e topázio, assim como IF contidas nos quartzos metamórficos. Independentemente do mineral ou da sequência paragenética onde este está inserido, estes autores consideram a presença de 3 tipos distintos de IF:

- aquo-carbórnicas, com 30 a 40% de preenchimento da fase de vapor e homogeneização global em líquido (tipo I); encontram-se em todos os minerais estudados;

- aquo-carbórnicas, com uma maior percentagem de vapor, superior a 75 % e homogeneização global em vapor (tipo II); encontram-se exclusivamente no quartzo;

- aquosas, sem fase de vapor (tipo III).

As IF do tipo I encontram-se isoladas ou alinhadas, principalmente quando estas estão associadas ao quartzo pertencente ao EOS. As IF do tipo II encontram-se alinhadas em PIF's.

A análise de microtermometria revelou a presença de fluidos relativamente homogéneos para todos os minerais estudados, com excepção dos minerais pertencentes ao ECT. Os fluidos, de natureza aquo-carbónica, apresentam uma salinidade moderada, contendo essencialmente NaCl e quantidades menores de KCl.

A salinidade varia entre 5 e 10 % wt NaCl desde o EOS até o EAP e inferior a 5 % wt NaCl para o ECT. A presença de CO_2 na fase volátil embora variável apresenta uma tendência para diminuir ao longo do tempo. Assim embora se registem valores superiores a 9 mole % quando a pressão do fluido é elevada, durante a ebulição, os valores médios, são bastante inferiores, da ordem de 2 mole % e menos de 1 mole % nos estádios mais tardios. No que diz respeito à temperatura de homogeneização global estes autores registaram uma grande constância dos seus valores, desde o EOS até o EAP, variando de 230 a 360 °C e um decréscimo acentuado (120 a 70 °C) no ECT. No que diz respeito à pressão estes autores registam algumas flutuações com valores médios de 100 a 200 bars.
A coexistência de IF do tipo I e II é indicativo, segundo estes autores de que os fluidos estavam em ebulição nos estádios iniciais da mineralização.

Bussink (1984) define genericamente os mesmos tipos de fluidos definidos por Kelly & Rye (1979), com a excepção de definir as IF do tipo III, como tendo uma pequena bolha de gás (menos de 5% do volume total da IF) e inclusões de halite. Este autor regista ainda a presença de IF do tipo I na fluorite e topázio, para além do quartzo. Genericamente este autor apresenta uma caracterização dos fluidos semelhante à obtida por Kelly & Rye (1979) no que diz respeito à salinidade (com excepção dos fluidos do tipo III), temperatura de homogeneização global e pressão mínima de aprisionamento. No que se refere à composição da fase volátil, dado que este autor recorreu à análise por gascromatografia, permitiu registar a presença significativa de CH_4 e N_2, além do CO_2, como os constituintes maiores da fase volátil das IF contidas nos vários minerais estudados. Realçamos o registo de gases na volframite e nomeadamente um enriquecimento em metano em relação ao quartzo associado.
A coexistência de IF do tipo I e II, igualmente registada por este autor, poderá ser explicada, segundo o mesmo, ou por imiscibilidade de dois fluidos, ou mais provavelmente por ebulição causada pela abertura do sistema de diaclases sub-horizontais, nos estádios iniciais da mineralização.

Com vista a estudar especificamente os fluidos aprisionados na volframite Campbell et al. (1988) e Lüders (1996) recorreram à Microscopia por Infravermelhos (MI) tendo obtido resultados contraditórios. Os primeiros registaram a presença de IF do mesmo tipo e com as mesmas características das registadas por Kelly & Rye (1979), tendo estes autores concluído que a volframite e quartzo associado tiveram origem no mesmo fluido. Lüders (1996), por outro lado, registou unicamente a presença de IF aquosas moderadamente a bastante salinas. Deste modo este autor conclui que a

deposição da volframite ocorre como resultado da ebulição provocada pelo processo de abertura das diaclases.

Polya (1987) e Polya et al. (2000) efectuaram principalmente estudos de índole isotópica pelo que iremos enquadrar os seus resultados aquando da apresentação e discussão dos isótopos estáveis.

Noronha et al. (1992) estudaram principalmente os fluidos associados ao metamorfismo regional e de contacto, tendo registado a presença de fluidos aquo-carbónicos mas em que o CH_4 e o N_2 dominam em relação ao CO_2. Por outro lado estes autores não registaram a presença de fluidos do tipo II nem fluidos aquosos salinos.

Na sequência da revisão do quadro paragenético e do estabelecimento de uma mineralização de Sn-Cu sobre imposta à mineralização de W-Sn-Cu, efectuados no presente trabalho, pensamos ser importante caracterizar os fluidos associados a cada uma das mineralizações. Deste modo não iremos agrupar os fluidos pela sua natureza mas caracterizar os mesmos ao longo da sequência paragenética, independentemente de terem ou não as mesmas características. Só deste modo poderemos ter uma visão sobre a evolução dos mesmos ao longo do tempo. A síntese dos trabalhos anteriores, agora apresentada, permite-nos ainda realçar algumas questões que pensamos que terão de ser melhor compreendidas:

- Existem ou não fluidos salinos associados à volframite e à cassiterite?

- A que mineralização estão associadas as IF gasosas (tipo II)? Poderá a associação destas com as IF do tipo I representar um processo de ebulição no sistema?

- Será que as IF poderão fornecer evidências de reabertura dos filões e de quais foram os mecanismos responsáveis por essas aberturas?

- Que fluidos estão associados à mineralização de Pb-Zn?

No desenvolvimento do estudo dos fluidos por nós efectuado tivemos em conta estas questões e na medida do possível tentamos obter respostas para as mesmas. Mas, inerentes à própria construção do saber, não serão respostas definitivas e originaram, por vezes, outras questões.

5.3 Tipologia das IF e análise de criometria

5.3.1 Estádio precoce (EP)

Neste estádio (figura 92) foram estudados os fluidos aprisionados na primeira geração de quartzo (Qz I). Este quartzo, maciço, apresenta um aspecto leitoso facilmente confundido com a segunda geração de quartzo.

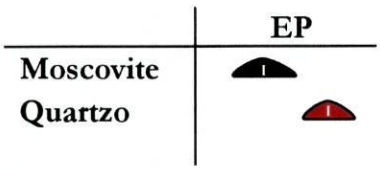


Figura 92 – Estádio Precoce. (A vermelho indicam-se os minerais cujas IF foram estudadas)

Neste quartzo, as IF apresentam-se geralmente em grupos (figura 93).
As IF são predominantemente aquosas, do tipo Lw_1, registando-se a quase ausência de IF aquo-carbónicas.

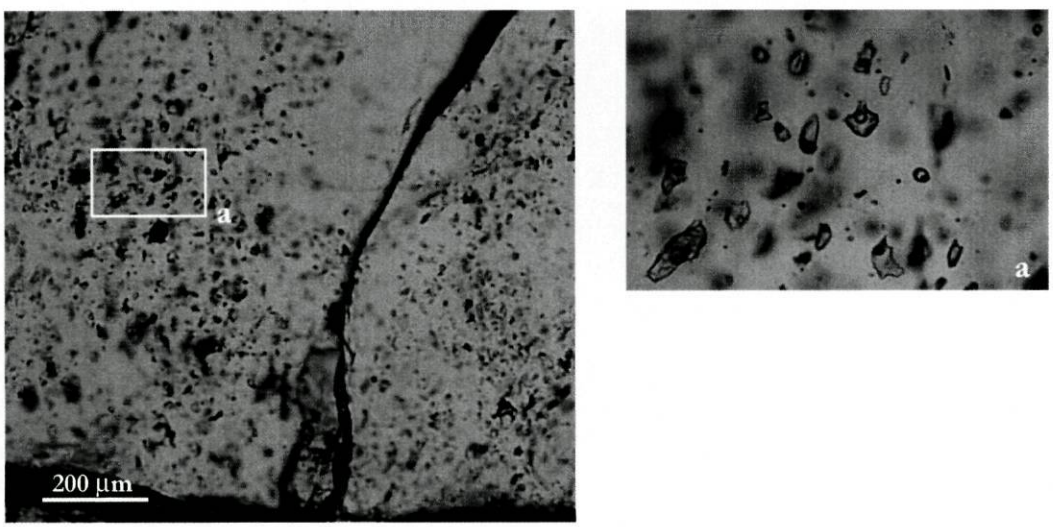
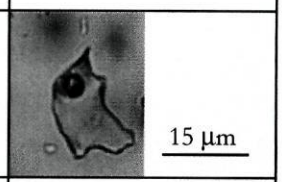
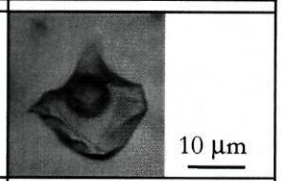
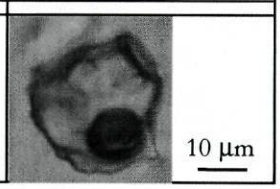


Figura 93 – Quarzo I, leitoso, com abundantes IF. (MOT - NX). **a**. Pormenor onde é possível observar grupos de IF aquosas (Lw_1).

As IF do tipo Lw_1 (quadro III) têm formas por vezes bastante irregulares.
Os estudos de microtermometria (tabela V) efectuados neste tipo de IF revelaram fluidos de média salinidade (7.9 eq. % NaCl), obtida com base na fusão do gelo (figura 94).

Quadro III - Características principais das IF do EP

Mineral	Tipo	Modo de ocorrência	Tamanho	FLW	Frequência (1)	Imagem
Qz I	Lw_1	P	7–50 μm	0.90/0.95	Abundante	
Qz I	Lw-c	P	10–40 μm	0.80/0.90	Muito rara	
Qz I	Lc-w	P	10–40 μm	0.70/0.80	Muito rara	

(1) - Parâmetro relativo da frequência de cada tipo de IF num determinado mineral. Varia entre abundante, frequente, rara ou muito rara.

As IF aquo-carbónicas (quadro III), praticamente ausentes desta geração de quartzo, são igualmente bifásicas. A IF do tipo Lc-w não apresenta a fase de CO_2 líquida sendo só detectada pela sua fusão depois de se proceder à congelação total da IF (arrefecimento até cerca de –130 °C). Devido à escassa representação das IF aquo-carbónicas (Lw-c e Lc-w) neste tipo de quartzo, não foi efectuada nenhuma análise estatística (histogramas) dos dados obtidos por microtermometria.

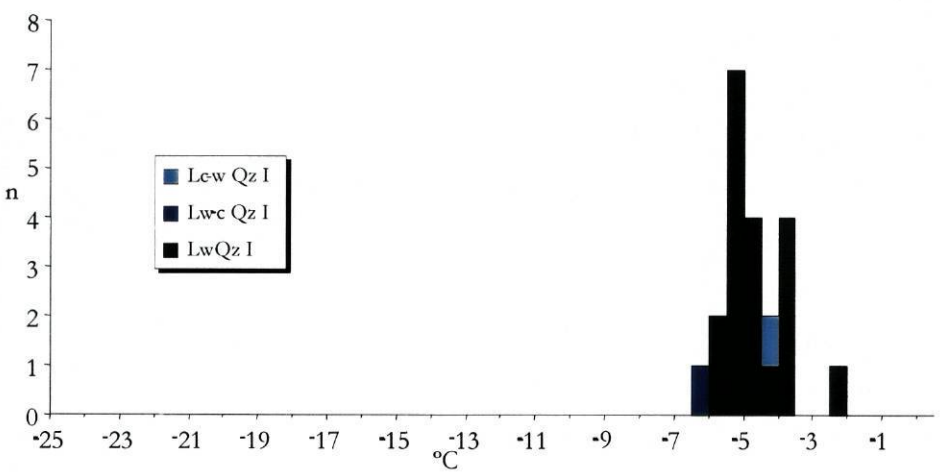


Figura 94 – Histograma da temperatura de fusão do gelo nos vários tipos de IF contidas no Qz I pertencente ao EP.

Tabela V – Síntese dos dados de microtermometria de IF associadas ao EP do Jazigo da Panasqueira

Estádio	Mineral	Tipo	Tf CO2	Tf Gelo	Tf Clat.	Th Co2	Th global
EP	Qz I	Lw_1		-6.4/-2.5 **-5.2**			265/304 **284**
EP	Qz I	Lw-c		-6.3	8.2		-
EP	Qz I	Lc-w	-62.2	-4.5	10.2	-10.,1 (V)	-

Nota: Os valores médios encontram-se a negrito

5.3.2 Estádio Óxido-Silicatos I (EOS I)

Neste estádio (figura 95) foram estudadas as IF contidas na primeira geração de cassiterite e as IF aprisionadas no Qz II e em particular no Qz II'.

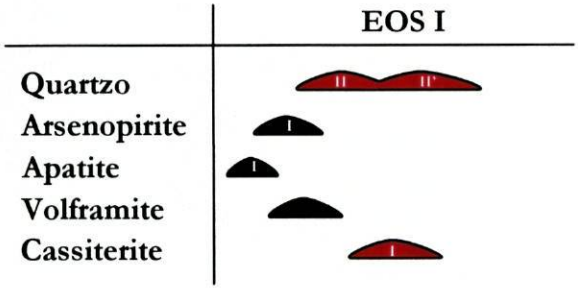


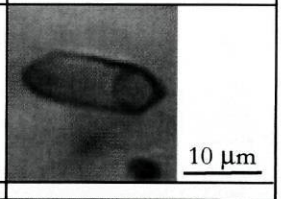
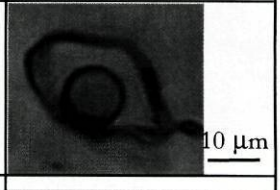
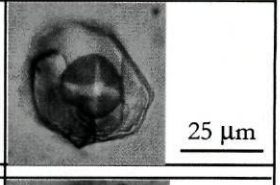
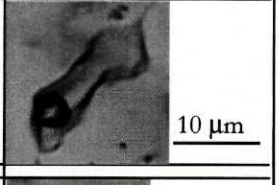
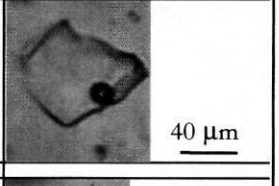
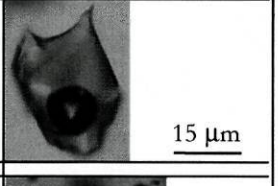
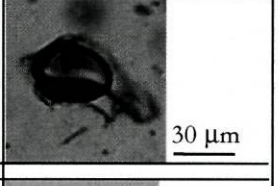
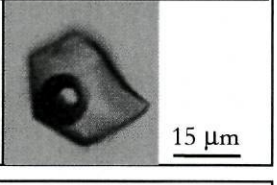
Figura 95 - Estádio Óxido-Silicatos I. (A vermelho indicam-se os minerais cujas IF foram estudadas)

A primeira geração de cassiterite (Cs I) apresenta inúmeras IF mas devido às características ópticas deste mineral, nomeadamente a sua opacidade, revela-se extremamente difícil o seu estudo. Os estudos de microtermometria, revelam unicamente a presença de fluidos de natureza aquo-carbónica, com uma grande predominância de IF do tipo Lw-c (quadro IV).

O quartzo II é bastante leitoso, maciço, constituindo por vezes a base dos quartzos hialinos euédricos (Qz III). Não apresenta nenhum indício de deformação microcristalina. As IF presentes (quadro IV) encontram-se isoladas ou agrupadas,

tendo a microtermometria revelado a presença de IF de natureza variada, aquo-carbónicas e aquosas.

Quadro IV - Características principais das IF do EOS I

Mineral	Tipo	Modo de ocorrência	Tamanho	FLW	Frequência (1)	Imagem
Cs I	Lw-c	P	7–40 µm	0.85/0.90	Abundante	 10 µm
Cs I	Lc-w	P	10–50 µm	0.80/0.90	Rara	 10 µm
Qz II'	Lw-c-s	P	10–60 µm	0.70/0.90	Frequente	 25 µm
Qz II	Lw_1	P ou PS	7–20 µm	0.85/0.95	Rara	 10 µm
Qz II	Lw_2	P	5–150 µm	0.95/...	Frequente	 40 µm
Qz II	Lw-c	P	10–60 µm	0.70/0.90	Abundante	 15 µm
Qz II	Lc-w	P	10–120 µm	0.60/0.80	Frequente	 30 µm
Qz II'	Lw-c	P	10–50 µm	0.85/0.90	Abundante	 15 µm

(1) - Parâmetro relativo da frequência de cada tipo de IF num determinado mineral. Varia entre Abundante, frequente, rara ou muito rara.

São visíveis, com bastante frequência, a coexistência de IF aquo-carbónicas com IF aquosas, quer do tipo Lw_1 quer do tipo Lw_2 (figura 96). Segundo os critérios definidos por Roedder (1984), todos os tipos são primários e portanto aprisionadas contemporaneamente.

No Qz II', em particular, ocorrem unicamente IF orientadas do tipo Lw-c, segundo dois PIF bem definidos (figura 97). Estes planos coincidem com os planos da macla do Brasil, pelo que estas IF ou foram aprisionadas contemporaneamente com a formação da macla ou aprisionadas em microfracturas originadas pela tensão induzida pela formação da macla (Audetat & Gunther 1999). Este tipo de macla é gerado por uma alta taxa de crescimento do cristal de quartzo resultante de um meio saturado em sílica.

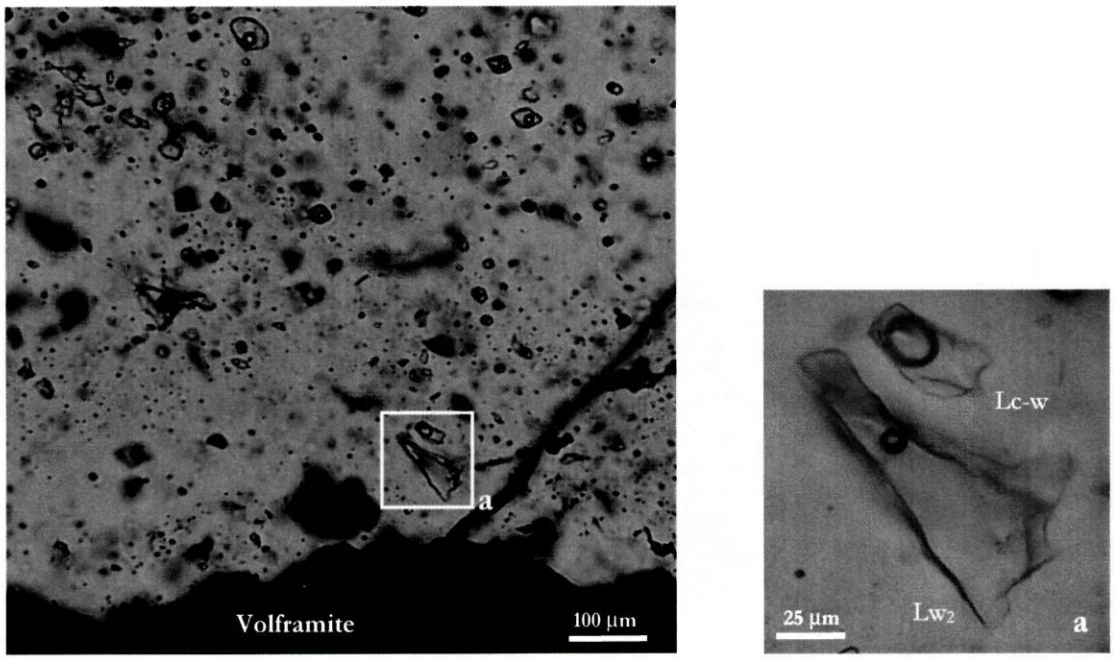


Figura 96 - Quartzo II em que são visíveis inúmeras IF, intimamente associadas com a volframite. **a.** Pormenor onde é visível a coexistência de uma IF do tipo Lc-w e de uma IF do tipo Lw_2. (MOR-NX).

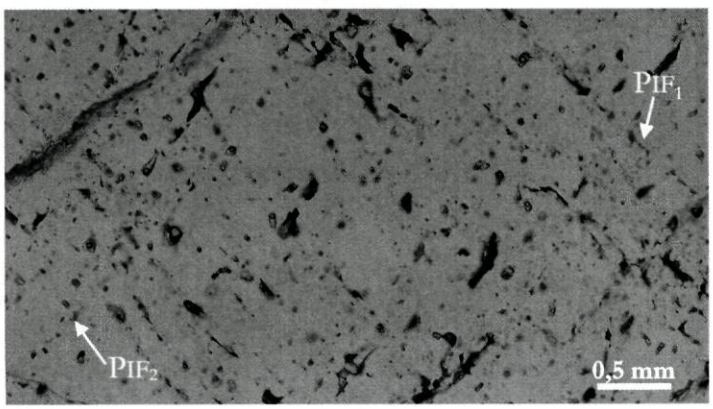


Figura 97 - Quartzo II' em que são visíveis dois PIF principais constituídos por inclusões do tipo Lw-c. (MOR-NX).

Por vezes estas inclusões contêm inclusões sólidas de um mineral que por observação microscópica apresenta características semelhantes ao grupo das moscovites (*sl*).

A análise dos dados de microtermometria obtidos em IF da primeira geração de cassiterite (tabela VI) permite evidenciar que:

- a fusão do gelo das IF aquo-carbónicas é relativamente constante (figura 98), variando entre –6.5 e –3.4 °C;
- o histograma da fusão dos clatratos (figura 99) revela uma distribuição bimodal relativamente às IF do tipo Lw-c, com uma moda a cerca dos 8.0 °C e uma outra a cerca dos 12.5 °C e uma distribuição normal para as IF do tipo Lc-w, com uma moda a cerca de 11.5 °C;
- no que se refere às IF do tipo Lc-w, dada a sua escassez nesta geração de cassiterite, não é possível tecer considerações acerca dos dados de microtermometria embora se registe uma tendência para apresentar as mesmas características das IF do mesmo tipo aprisionadas no Qz II;

A análise dos dados de microtermometria obtidos em IF do Qz II (tabela VI) permite evidenciar que:

- a fusão do gelo apresenta duas populações distintas, uma variando entre -8.0 e –1.5 °C para as IF aquosas do tipo Lw_1 e aquo-carbónicas e outra para as IF aquosas do tipo Lw_2 variando entre –25.0 e –13.5 °C (figura 98);

- as IF do tipo Lw_2, com a primeira fusão do gelo na ordem dos –50.0 a –55.0 °C, indicam a presença de catiões bivalentes dissolvidos na sua fase aquosa, para além do NaCl;

- as temperaturas de fusão dos clatratos revelam a presença de outros voláteis para além do CO_2, tais como CH_4 e N_2, confirmados pela análise por Espectroscopia Raman da fase gasosa. O histograma da fusão dos clatratos (figura 99) revela uma dispersão nos valores obtidos, com uma distribuição normal, registando-se uma moda a cerca dos 10.0 °C;

- no que se refere às IF do tipo Lc-w, a fusão do CO_2 revelam igualmente a presença de outros voláteis para além do CO_2, com uma moda a cerca de

-59.0 °C (figura 100). A homogeneização do CO2, em vapor, apresenta uma grande dispersão de temperaturas, variando desde –22.0 °C até 14.0 °C (figura 101), o que indica uma grande variação na densidade das IF deste tipo;

Tabela VI – Síntese dos dados de microtermometria de IF associadas ao EOS I do Jazigo da Panasqueira

Estádio	Mineral	Tipo	Tf CO2	Tf Gelo	Tf Clat.	Th Co2	Th global
EOS I	Cs I	Lw-c		-6.5/-3.4 **-5.3**	6.1/12.4 **8.1**		249/297 **289**
EOS I	Cs I	Lc-w	-59,8/-58,7 **-59,2**	-6.0/-5.4 **-5.8**	10.8/11.5 **11.2**	2.6/15.9 **9.9 (V)**	265/299 **291**
EOS I	Qz II'	Lw-c		-4.5/-3.6 **-4.0**	7.3/11.5 **9.2**		268/298 **277**
EOS I	Qz II	Lw_1		-6.5/-1.6 **-3.7**			271/296 **278**
EOS I	Qz II	Lw_2		-27.3/-13.6 **-20.7**			78/296 **145**
EOS I	Qz II	Lw-c		-9.1/-3.4 **-5.1**	5.7/11.3 **8.7**		280/287 **284**
EOS I	Qz II	Lc-w	-61,1/-58,7 **-59.8**	-8.4/-5.4 **-6.5**	9.4/13.4 **10.5**	-22.3/13.8 **3.9 (V)**	266/319 **295**

Nota: Os valores médios encontram-se a negrito

As salinidades obtidas para os diversos tipos de IF são diversas, variando entre 1.7 e 9.2 eq. % NaCl para as IF do tipo Lw_1 e < 8 eq. % NaCl para as IF aquo-carbónicas. No que diz respeito às IF do tipo Lw_2 a salinidade expressa-se entre 16.5 e 22.9 eq. % $CaCl_2$.

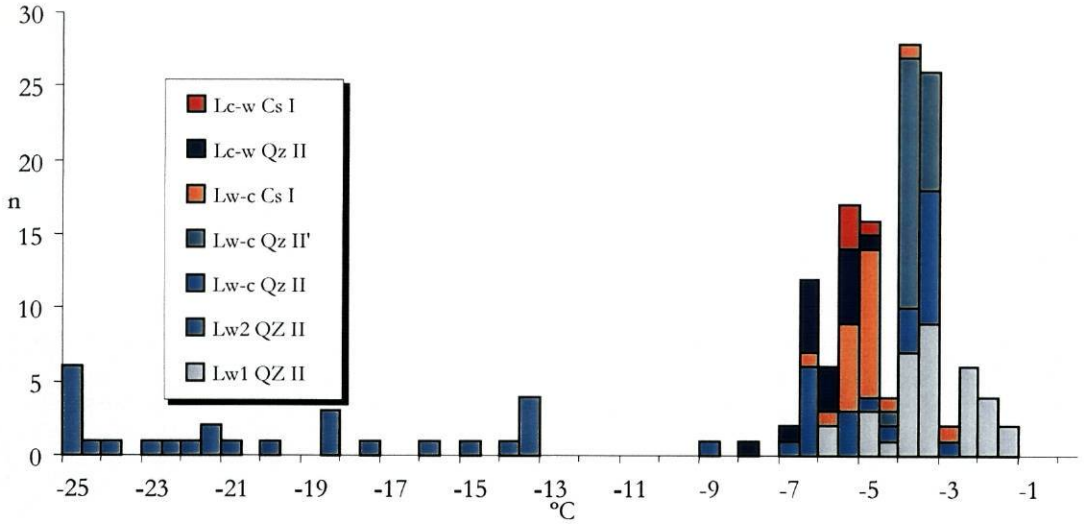


Figura 98 - Histograma da temperatura de fusão do gelo nos vários tipos de IF contidas no Qz II, Qz II' e Cs I pertencentes ao EOS I.

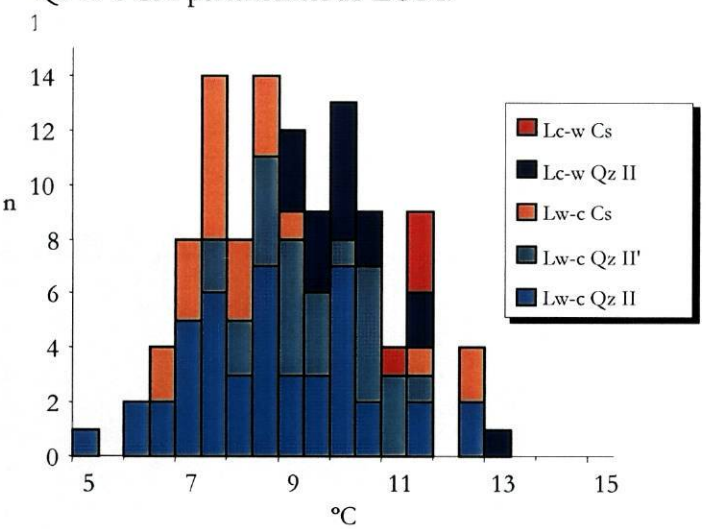


Figura 99 - Histograma da temperatura de fusão dos clatratos nos vários tipos de IF contidas no Qz II, Qz II' e Cs I pertencentes ao EOS I.

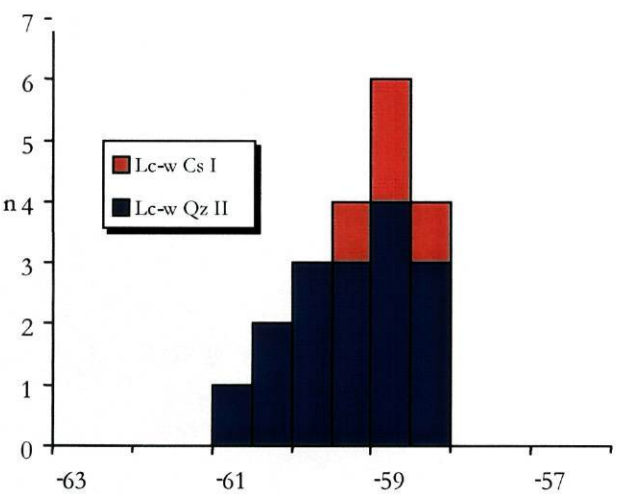


Figura 100 - Histograma da temperatura de fusão do dióxido de carbono nos vários tipos de IF contidas no Qz II e Cs I pertencentes ao EOS I.

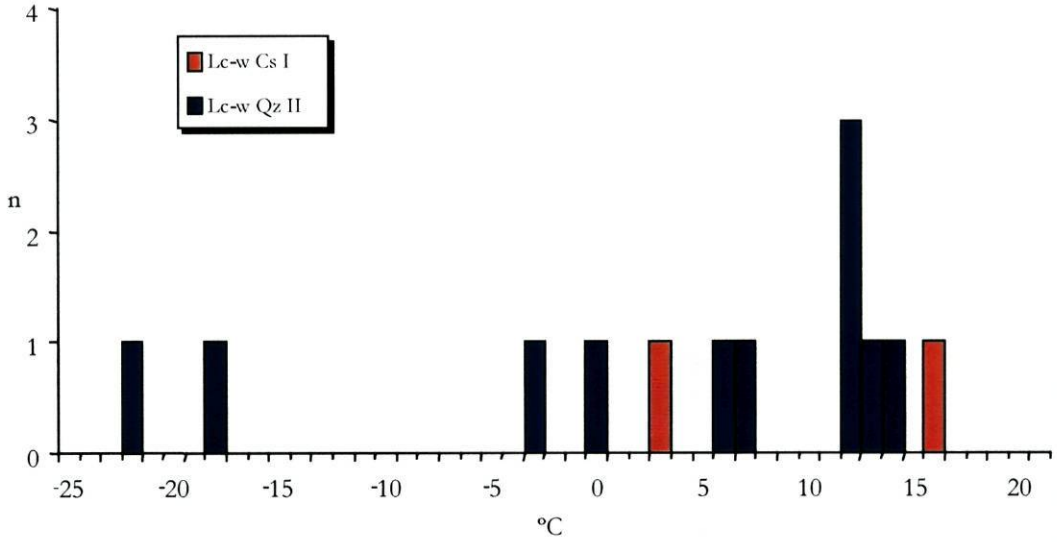


Figura 101 - Histograma da temperatura de homogeneização do dióxido de carbono nos vários tipos de IF contidas no Qz II e Cs I pertencentes ao EOS I.

No que se refere às IF contidas no Qz II' os dados de microtermometria (tabela VI) revelam que estas apresentam características idênticas às IF do mesmo tipo estudadas na geração de Qz II, embora registe uma menor dispersão dos valores.

Em súmula destacamos a semelhança entre as IF aprisionados na primeira geração de cassiterite e as IF aprisionadas no Qz II', com a ausência de fluidos aquosos, nomeadamente dos fluidos aquosos de alta salinidade e a predominância, senão mesmo a exclusividade no caso do Qz II', de IF do tipo Lw-c. As IF aquosas aprisionadas no Qz II apresentam características diferentes das obtidas no Qz II' e na cassiterite I, sendo o facto de maior realce a presença de IF aquosas de elevada salinidade a coexistir com IF aquo-carbónicas.

5.3.3 Estádio Principal dos Sulfuretos I (EPS I)

Neste estádio (figura 102) foi possível estudar as IF aprisionadas na terceira geração de quartzo.

O Qz III, hialino, geralmente euédrico, não apresenta nenhuma deformação microcristalina. As IF presentes (quadro V) encontram-se geralmente isoladas ou em grupos, com formas regulares, sendo comum a presença de IF com forma de cristal negativo (figura 103).

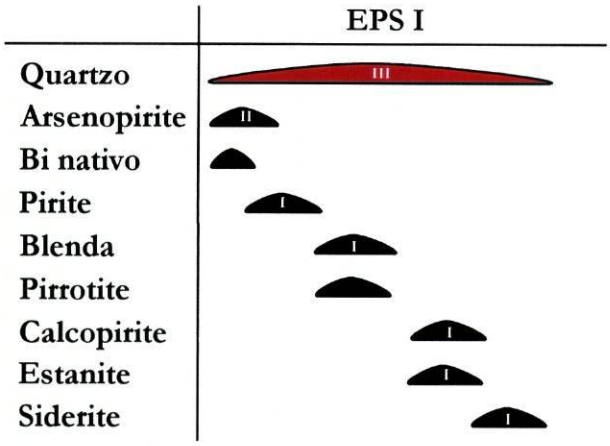


Figura 102 - Estádio Principal dos Sulfuretos I. (A vermelho indicam-se os minerais cujas IF foram estudadas).

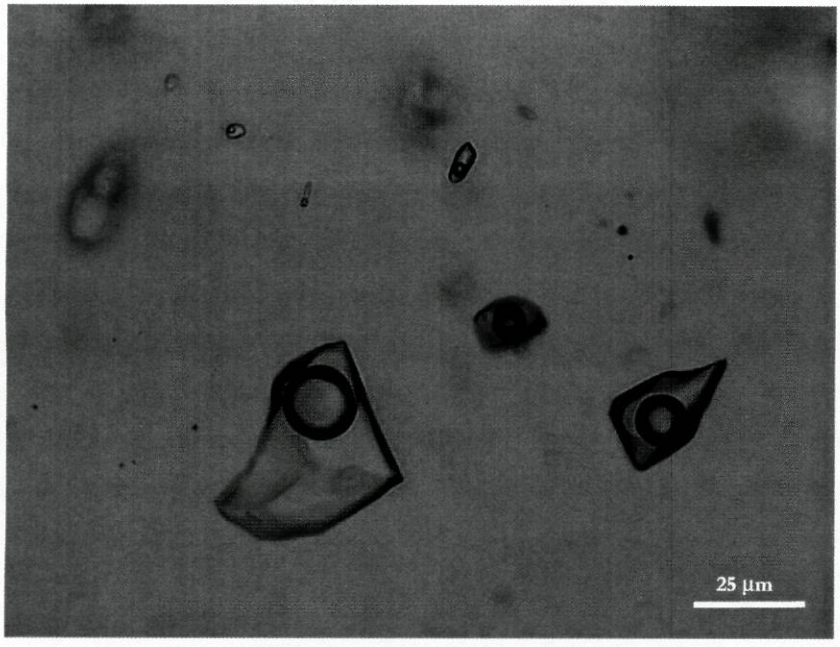
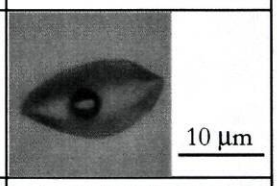
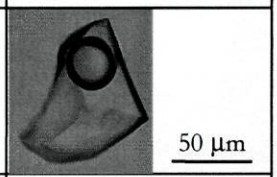
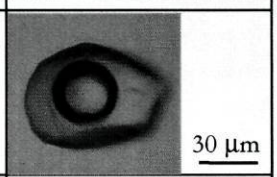
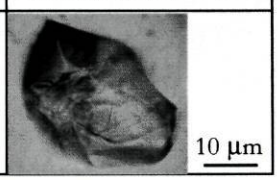


Figura 103 – Quartzo III com IF regulares dispostas em grupo.

A microtermometria revelou a presença de IF do tipo aquo-carbónico. Por vezes as IF do tipo Lc-w, as mais abundantes neste tipo de quartzo, contêm inclusões sólidas de um mineral que por observação microscópica apresenta características semelhantes ao grupo das moscovites (*sl*).

Quadro v - Características principais das IF do estádio EPS I

Mineral	Tipo	Modo de ocorrência	Tamanho	FLW	Frequência (1)	Imagem
Qz III	Lw_1	P	7–30 µm	0.90/0.95	Rara	 10 µm
Qz III	Lw-c	P	10–120 µm	0.80/0.90	Abundante	 50 µm
Qz III	Lc-w	P	30–200 µm	0.70/0.80	Abundante	 30 µm
Qz III	Lc-w-s	P	30–100 µm	0.70/0.80	Frequente	 10 µm

(1) - Parâmetro relativo da frequência de cada tipo de IF num determinado mineral. Varia entre Abundante, frequente, rara ou muito rara.

A análise dos dados de microtermometria obtidos em IF do QZ III (tabela VII) permite evidenciar que:

- a fusão do gelo das IF aquo-carbónicas, dominantes, é semelhante às IF aquosos do tipo Lw_1 (figura 104), variando entre –7.6 e -3.4 °C para as IF aquo-carbónicas e –6.6 e -1.3 °C para as IF aquosas do tipo Lw_1;

- as temperaturas de fusão dos clatratos revelam a presença de outros voláteis para além do CO_2, tais como CH_4 e N_2, confirmados pela análise da fase gasosa através da Espectroscopia Raman. O histograma da fusão dos clatratos (figura 105) revela uma moda a cerca dos 10.0 °C;

- no que se refere às IF do tipo Lc-w, a fusão do CO_2 (figura 106) revela igualmente a presença de outros voláteis para além do CO_2, com uma moda a cerca de –60.0 °C. A homogeneização do CO2 (figura 107), em vapor,

a cerca de –60.0 °C. A homogeneização do CO2 (figura 107), em vapor, apresenta uma grande dispersão de temperaturas, variando desde –19.3 °C até 20.8 °C, o que indica uma grande variação na densidade das IF deste tipo.

As salinidades obtidas para os diversos tipos de IF são diversas, variando entre 0.9 e 9.1 eq. % NaCl para as IF do tipo Lw_1 e < 4 eq. % NaCl para as IF aquo-carbónicas.

Tabela VII – Síntese dos dados de microtermometria de IF associadas ao EPS I do Jazigo da Panasqueira

Estádio	*Mineral*	Tipo	Tf CO2	Tf Gelo	Tf Clat.	Th Co2	Th global
EPS I	Qz III	Lw_1		-6.6/-1.3			270/297
				-4.0			**277**
EPS I	Qz III	Lw-c		-6.1/-3.4	7.1/11.7		251/297
				-4.6	**9.7**		**274**
EPS I	Qz III	Lc-w	-60,9/-58,4	-7.6/-3.9	9.1/12.7	-19.3/20.8	262/306
			-59.7	**-5.2**	**10.3**	**10.6 (V)**	**287**

Nota: números a negrito – valores médios

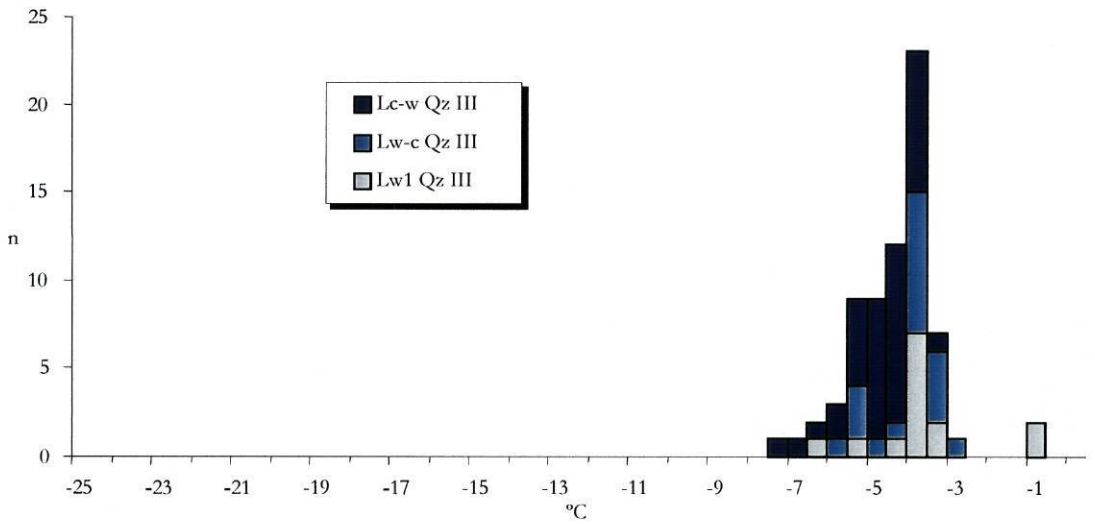


Figura 104 - Histograma da temperatura de fusão do gelo nos vários tipos de IF contidas no Qz III pertencentes ao EPS I.

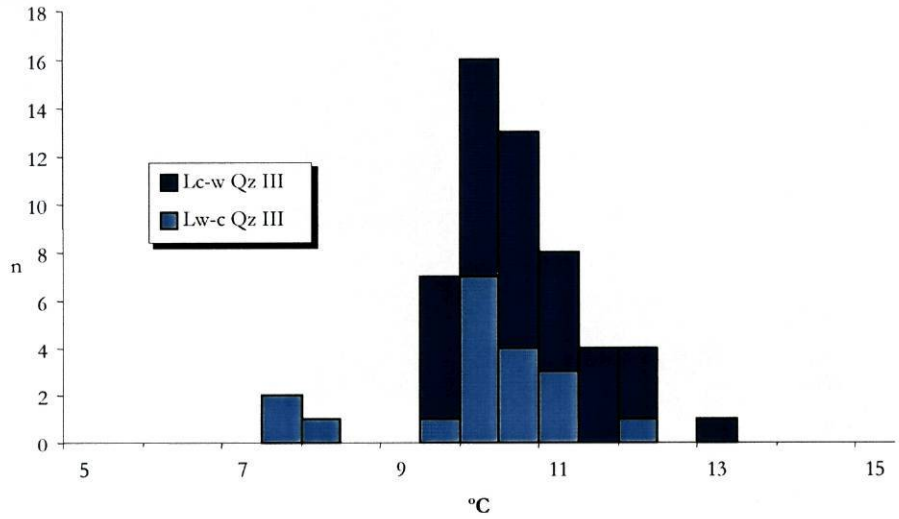


Figura 105 - Histograma da temperatura de fusão dos clatratos nos vários tipos de IF contidas no Qz III pertencentes ao EPS I.

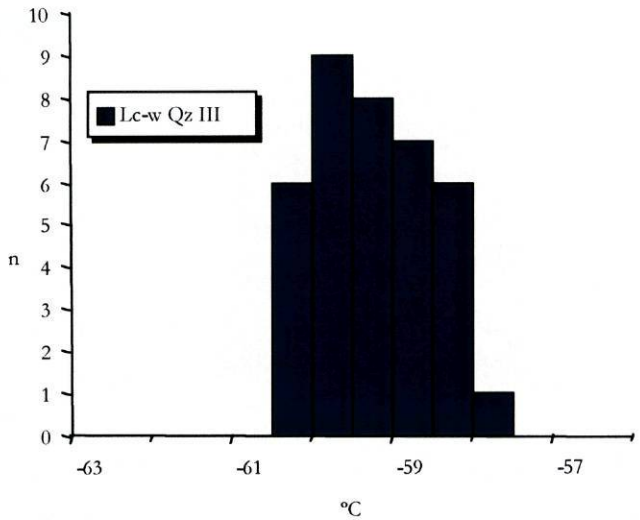


Figura 106 - Histograma da temperatura de fusão do dióxido de carbono nos vários tipos de IF contidas no Qz III pertencentes ao EPS I.

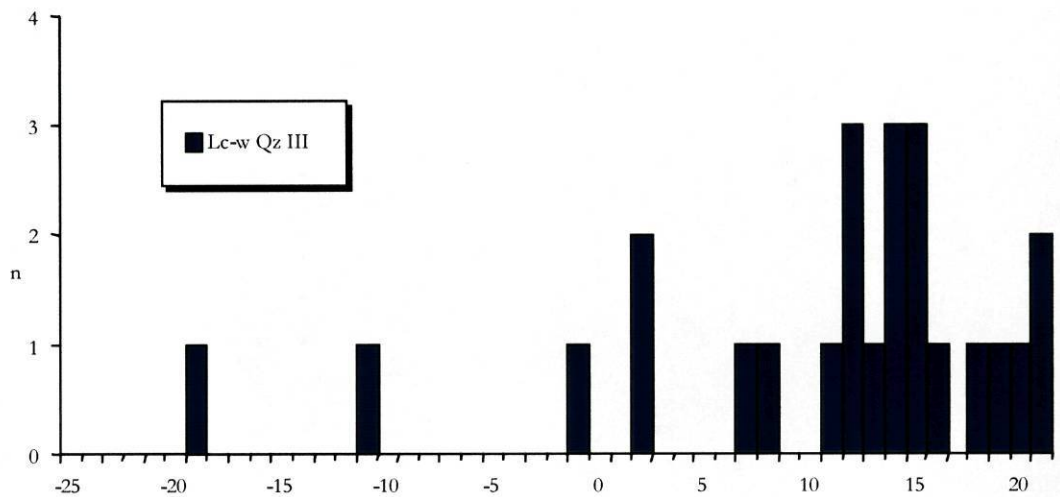


Figura 107 - Histograma da temperatura de homogeneização do dióxido de carbono nos vários tipos de IF contidas no Qz III e Cs I pertencentes ao EPS I.

5.3.4 Estádio Óxido-Silicatos II (EOS II)

Neste estádio, que representa o primeiro estádio da mineralização de Sn-Cu (figura 108), foi possível estudar as IF aprisionadas no topázio, na quinta geração de quartzo e na segunda geração de cassiterite (quadro VI).

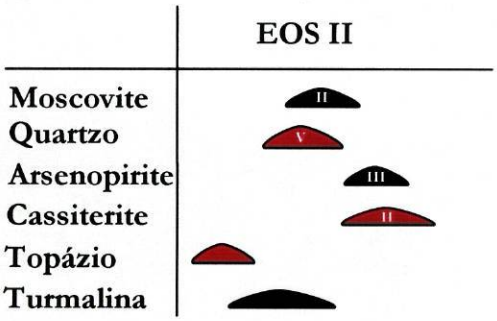


Figura 108 – Estádio Óxido-Silicatos II. (A vermelho indicam-se os minerais cujas IF foram estudadas).

As IF aprisionadas no topázio (quadro VI) encontram-se isoladas ou em grupos, com formas regulares. Os estudos de microtermometria revelaram a presença de IF aquosas do tipo Lw_1. Contudo a análise por Espectroscopia Raman indica a presença de voláteis na fase gasosa (CO_2, CH_4 e N_2) embora em pequena quantidade, razão pela qual não foram detectados na microtermometria. Deste modo, com base na análise por Espectroscopia Raman estas IF serão classificadas de Lw-c.

As IF contidas no Qz V apresentam características únicas no contexto do jazigo da Panasqueira. Nesta geração de quartzo são visíveis IF aquo-carbónicas com uma fase gasosa muito desenvolvida (figura 109), sendo nalguns casos só visível esta.

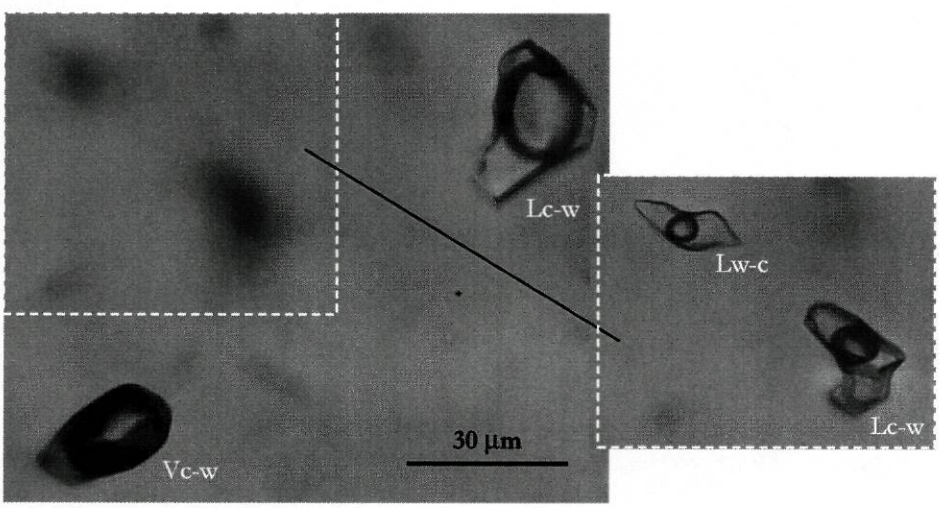
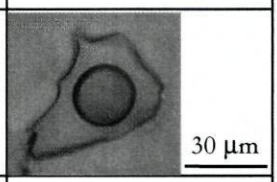
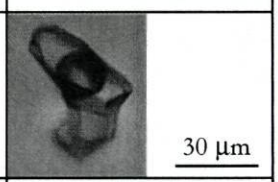
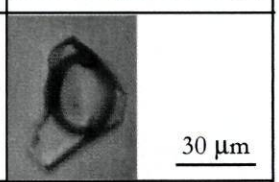
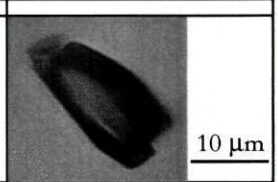
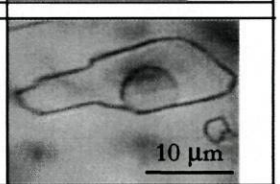
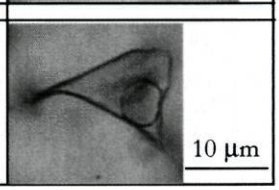


Figura 109 -IF aquo-carbónicas aprisionadas no Qz V em que se observam IF do tipo Lw-c, Lc-w e Vc-w.

Quadro VI - Características principais das IF do EOS II

Mineral	Tipo	Modo de ocorrência	Tamanho	FLW (1)	Frequência (2)	Imagem
Tp	Lw-c	P	10–70 μm	0.80/0.90	Abundante	
Qz V	Lw-c	P ou PS	10–100 μm	0.80/0.90	Rara	
Qz V	Lc-w	P ou PS	30–100 μm	0.70/0.80	Abundante	
Qz V	Vc-w	P ou PS	10–100 μm	0.0/0.1	Abundante	
Cs II	Lw-c	P ou PS	7–50 μm	0.85/0.90	Abundante	
Cs II	Lc-w	P ou PS	10–70 μm	0.70/0.80	Abundante	

(1) - Parâmetro relativo da frequência de cada tipo de IF num determinado mineral. Varia entre abundante, frequente, rara ou muito rara.

No quartzo pertencente ao filão sub-horizontal existente no desmonte L_2-D_{17}-R_3-AW_{26}[1]„ com uma ocorrência de cassiterite (Cs II) registou-se a presença de inúmeras IF, alinhadas segundo diversos sistemas de PIF's (figura 110):

- PIF 1 que contem unicamente IF aquo-carbónicas do tipo Lw-c e aquosas do tipo Lw_1;

[1] Filão referido aquando da apresentação dos modos de ocorrência da mineralização de Sn-Cu, na secção 4.3 Mineralogia e paragénese.

- PIF 1 que contem unicamente IF aquo-carbónicas do tipo Lw-c e aquosas do tipo Lw_1;
- PIF 2 que corta o PIF 1, com IF aquo-carbónicas do tipo Lc-w e Lw-c, embora este último tipo seja muito raro;

- PIF 3 (figura 110a) que corta o PIF 2, com IF aquo-carbónicas (Vc-w) e Lw_2.

Os dois primeiros PIF's representam fluidos semelhantes aos registados na mineralização de W-Sn-Cu. Em relação às IF do tipo Lw_2, registada no PIF 3, dado que não ocorrem no Qz V, onde as IF são primárias, pensamos que possam pertencer a um estádio diferente das IF do tipo Vc-w. As IF do tipo Lw_2, dada a sua afinidade com os fluidos registados na mineralização de Pb-Zn e no Qz IV, serão consideradas em conjunto com estes.

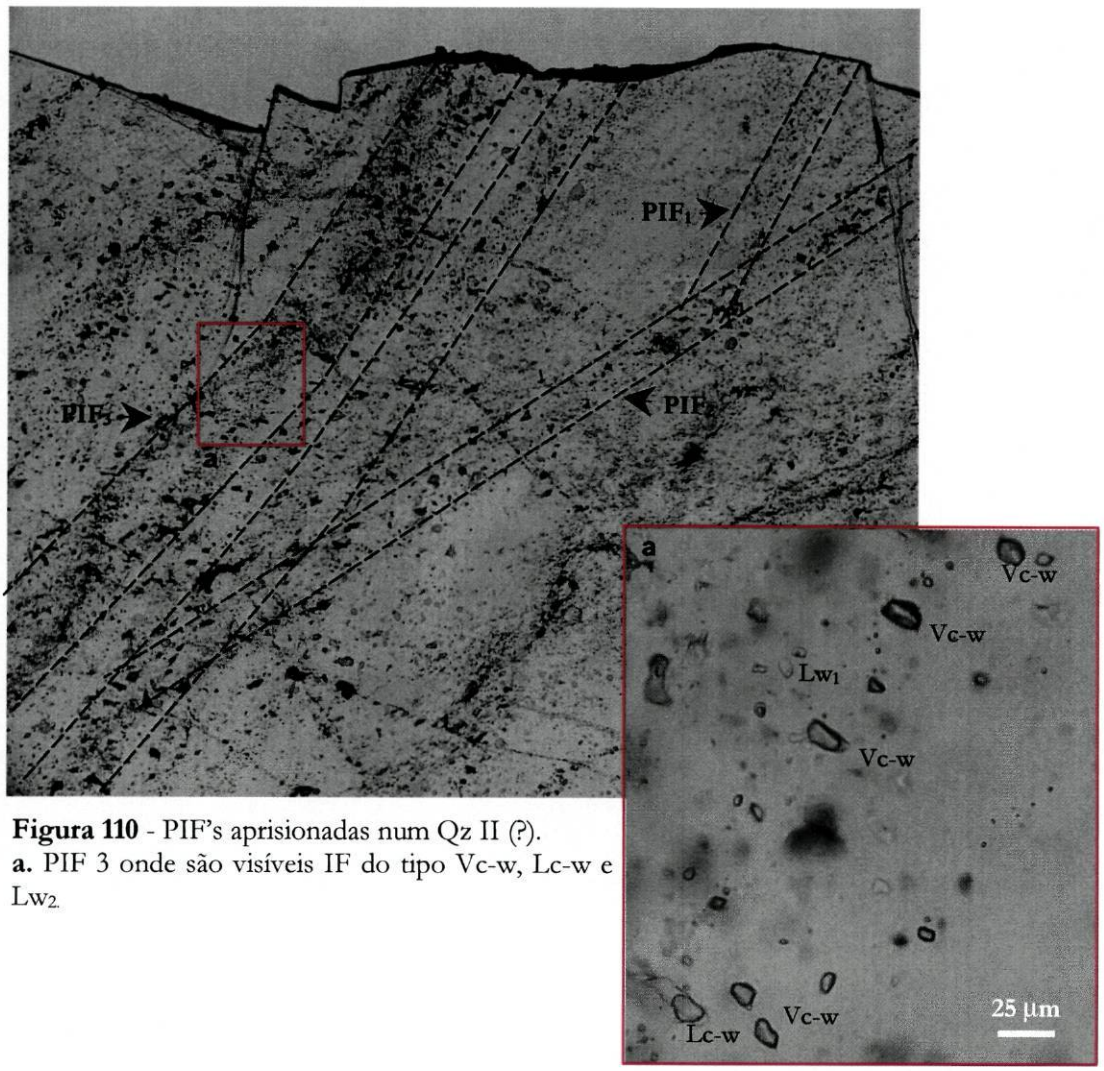


Figura 110 - PIF's aprisionadas num Qz II (?).
a. PIF 3 onde são visíveis IF do tipo Vc-w, Lc-w e Lw_2.

As IF presentes na cassiterite II (Cs II) (quadro VI) encontram-se geralmente isoladas ou em grupos, com formas regulares. A microtermometria revelou que

A análise dos dados de microtermometria obtidos em IF no topázio (tabela VIII) permite evidenciar que a fusão do gelo varia entre –4.6 e –4.2 °C (figura 111).

Tabela VIII – Síntese dos dados de microtermometria de IF associadas ao EOS II do Jazigo da Panasqueira

Estádio	Mineral	Tipo	Tf CO2	Tf Gelo	Tf Clat.	Th Co2	Th global
OSS II	Tp	Lw-c		-4.6/-4.2 **-4.4**			226/299 **264**
OSS II	Qz VI	Lw-c		-6.5/-3.5 **-5.0**	-11.5/-8.5 **-9.0**		273/291 **276**
OSS II	Qz VI & PIF 3	Lc-w	-61.0/-59.9 **-60.6**	-6.6/-5.3 **-5.7**	10,8/11,7 **11.3**	0.2/3.0 **1.9 (V)**	267/310 **282**
OSS II	Qz VI & PIF 3	Vc-w	-62.8/-58.9 **-59.9**	-6.8/-4.0 **-5.6**	9,8/12,0 **10.8**	-24.0/3.6 **-11(V)**	-
OSS II	Cs II	Lw-c		-6,8/-4,0 **-5,4**	10.0/14.8 **-12.2**		259/291 **278**
OSS II	Cs II	Lc-w	-63.8/-58.5 **-60.2**	-9.2/-3.9 **-6.0**	10.3/14.4 **-11.9**	-13.4/17.1 **3.4 (V)**	275/294 **285**

Nota: números a negrito – valores médios

No que se refere à segunda geração de cassiterite os dados de microtermometria (tabela VIII) revelam que:

- a fusão do gelo das IF aquo-carbónicas (Lw-c e Lc-w) varia de -6,8 a -4,0 °C no caso das IF do tipo Lw-c e -9,2 a 3,9 °C no caso das IF do tipo Lc-w (figura 111);

- as temperaturas de fusão dos clatratos revelam a presença de outros voláteis para além do CO_2, tais como CH_4 e N_2, confirmados pela análise da fase gasosa através da Espectroscopia Raman. O histograma da fusão dos clatratos revela uma moda a cerca dos 11.5 °C (figura 112);

- no que se refere às IF do tipo Lc-w, a fusão do CO_2 revelam igualmente a presença de outros voláteis para além do CO_2, com uma moda a cerca de –59.5 °C (figura 113). A homogeneização do CO2, em vapor, apresenta uma grande dispersão de temperaturas, variando desde –13.4 °C até 17.1 °C (figura 114), o que indica uma grande variação na densidade das IF deste tipo.

As salinidades obtidas para os diversos tipos de IF aquo-carbónicas é inferior a 1 eq. % NaCl.

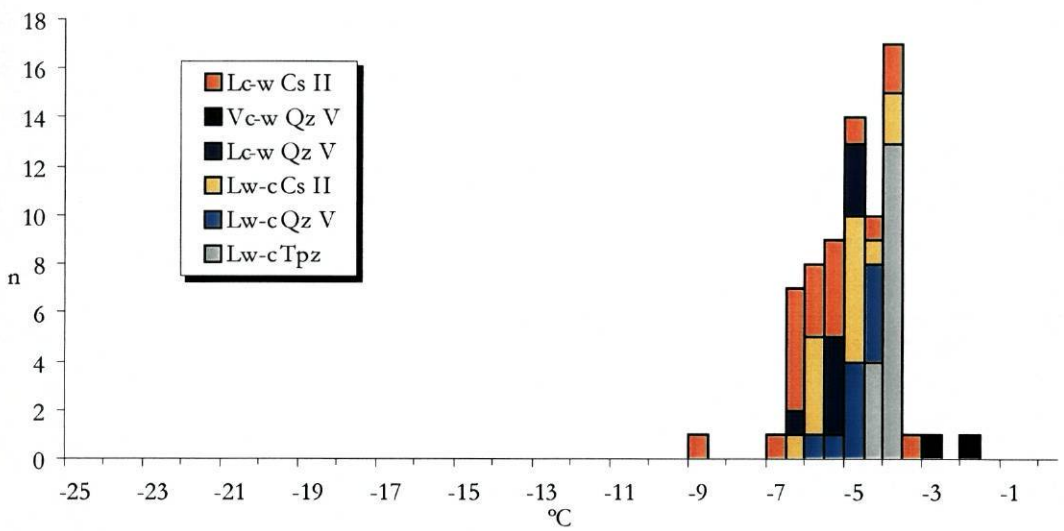


Figura 111 - Histograma da fusão do gelo nos vários tipos de IF contidas no Tpz, Qz V, PIF 3 e Cs II, pertencentes ao EOS II.

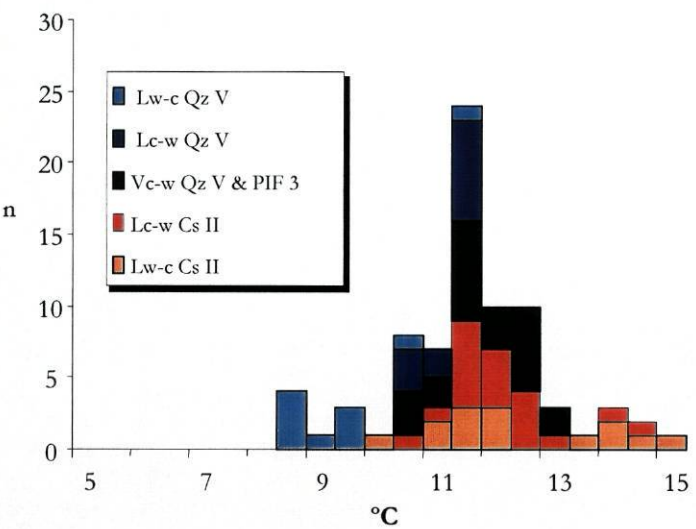


Figura 112 - Histograma da temperatura de fusão dos clatratos nos vários tipos de IF contidas no Qz V, PIF 3 e Cs II pertencentes ao EOS II.

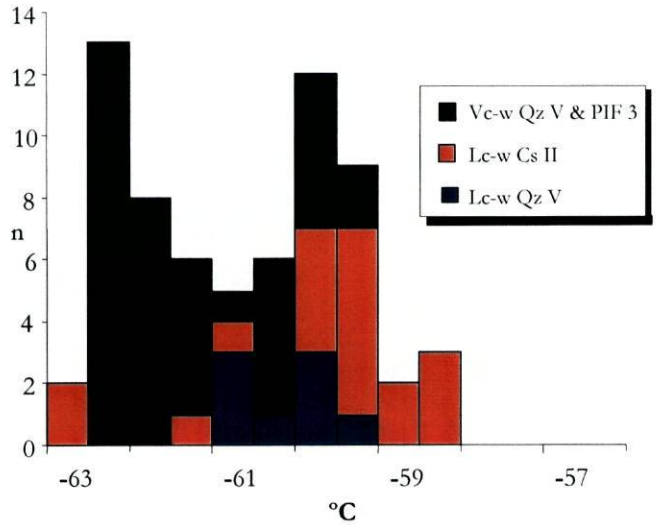


Figura 113 – Histograma da temperatura de fusão do dióxido de carbono nos vários tipos de IF contidas no Qz V, PIF 3 e Cs II pertencentes ao EOS II.

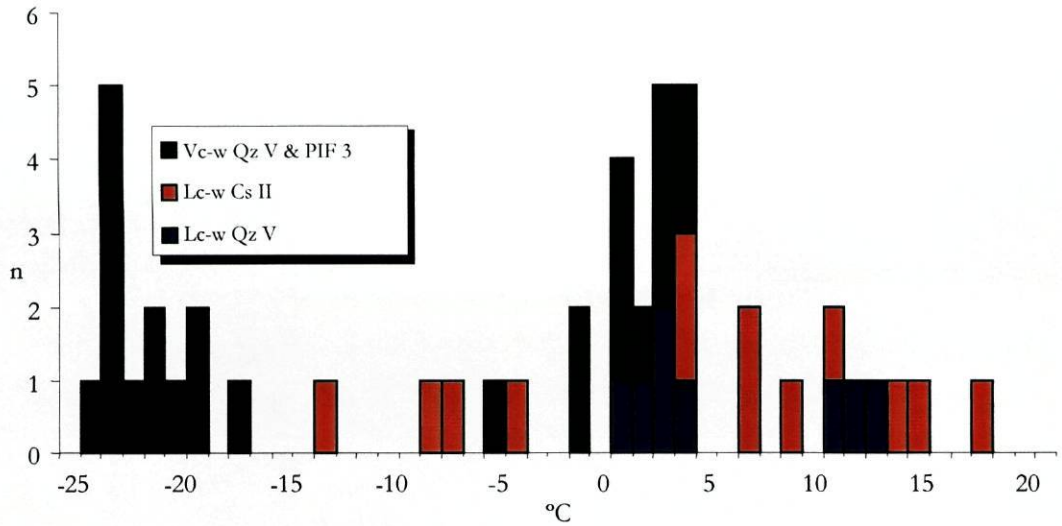


Figura 114 – Histograma da temperatura de homogeneização do dióxido de carbono nos vários tipos de IF contidas no Qz V, PIF 3 e Cs II pertencentes ao EOS II.

5.3.5 Estádio Principal dos Sulfuretos II (EPS II)

Neste estádio (figura 115) foi possível estudar as IF aprisionadas na segunda geração de apatite e segunda geração de siderite (quadro VII).

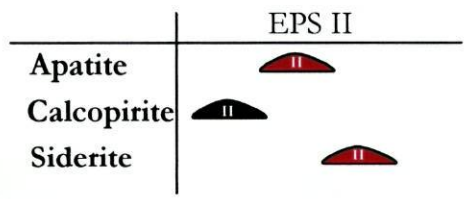
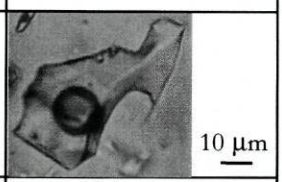
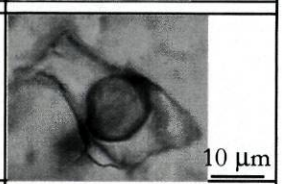
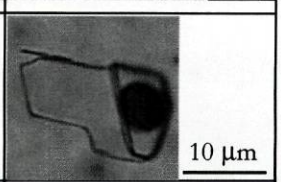
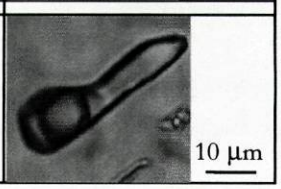


Figura 115 – Estádio Principal dos Sulfuretos II.
(A vermelho indicam-se os minerais cujas IF foram estudadas)

As IF da apatite têm uma forma regular, encontrando-se alinhadas, em grupos ou isoladas (figura 116). No que se refere às IF estudadas por microtermometria regista-se a ausência de IF aquosas e a presença abundante de IF aquo-carbónicas do tipo Lw-c e Lc-w.

Quadro VII - Características principais das IF do estádio EPS II

Mineral	Tipo	Modo de ocorrência	Tamanho	FLW (1)	Frequência (2)	Imagem
Ap II	Lw-c	P ou PS	10–90 µm	0.90/0.95	Abundante	
Ap II	Lc-w	P ou PS	10–90 µm	0.80/0.90	Abundante	
Sd II	Lw-c	P ou PS	7–30 µm	0.90/0.95	Raro	
Sd II	Lc-w	P ou PS	10–50 µm	0.80/0.90	Abundante	

(1) - Parâmetro relativo da frequência de cada tipo de IF num determinado mineral. Varia entre abundante, frequente, rara ou muito rara.

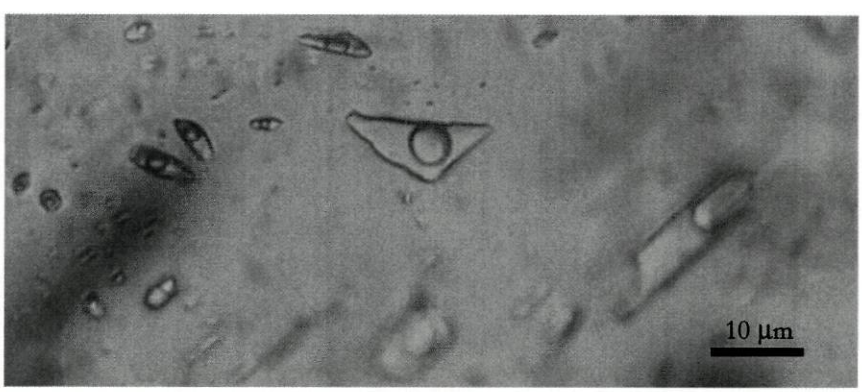


Figura 116 - IF aquo-carbónicas aprisionadas na Ap II.

Na siderite as IF apresentam-se em grupos ou geralmente alinhadas (figura 117) mas sem que cortem os grãos, pelo que as consideramos pseudo-secundárias. Neste mineral as IF aquosas são muito raras, registando-se uma predominância das IF aquo-carbónicas, principalmente as do tipo Lc-w.

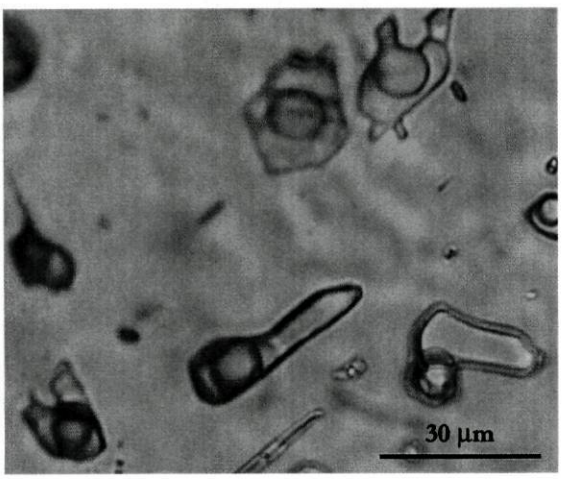


Figura 117 – IF aquo-carbónicas aprisionadas na Sd II.

Tabela IX – Síntese dos dados de microtermometria de IF associadas ao EPS II do Jazigo da Panasqueira

Estádio	Mineral	Tipo	Tf CO2	Tf Gelo	Tf Clat.	Th Co2	Th global
EPS II	Ap II	Lw-c		-8.7/-5.7	8.3/10.4		275/278
				-6.5	**9.1**		**277**
EPS II	Ap II	Lc-w	-60.0/-58.3	-9.3/-5.1	9.5/10.9	11.2/18.2	289/295
			-59.0	**-6.9**	**10.1**	**14.5 (V)**	**292**
EPS II	Sd I	Lw-c		-5.5/-5.2	10.8/11.4		
				-5.4	**11.0**		-
EPS II	Sd I	Lc-w	-61.8/-60.3	-7.6/-5.3	10.8/12.8	3.8/8.4	277/299
			-61.1	**-6.2**	**11.3**	**6.2 (V)**	**287**

Nota: números a negrito – valores médios

A microtermometria das IF aprisionadas na apatite (tabela IX) revela:

- que a temperatura de fusão do gelo das IF aquo-carbónicas variam de –9.3 a –5.1 °C (figura 118);

- que as temperaturas de fusão dos clatratos revelam a presença de outros voláteis para além do CO_2, tais como CH_4 e N_2, confirmados pela análise da fase gasosa através da Espectroscopia Raman; a fusão dos clatratos varia entre 8,3 e 10.9 °C (figura 119);

- no que se refere às IF do tipo Lc-w, a fusão do CO_2 revela igualmente a presença de outros voláteis para além do CO_2, com uma moda a cerca de –59,0 °C (figura 120). A homogeneização do CO2, em vapor, não apresenta uma grande dispersão de temperaturas, variando entre 11.2°C e 18.2 °C (figura 121).

No que diz respeito às IF aprisionadas na siderite a microtermometria (tabela IX) revelou:

- que a fusão do gelo das IF aquo-carbónicas variam de –7.6 a –5.2 °C (figura 118);

- que as temperaturas de fusão dos clatratos (figura 119) revelam a presença de outros voláteis para além do CO_2, tais como CH_4 e N_2, confirmados pela análise da fase gasosa através da Espectroscopia Raman; a fusão dos clatratos apresenta uma moda aos 11,5 °C;

- no que se refere às IF do tipo Lc-w, a fusão do CO_2 revelam igualmente a presença de outros voláteis para além do CO_2, com uma moda a cerca de -61,0 °C (figura 120). A homogeneização do CO_2, em vapor, não apresenta, tal como para a apatite, uma grande dispersão de temperaturas, variando entre 3.8°C e 8.4 °C (figura 121).

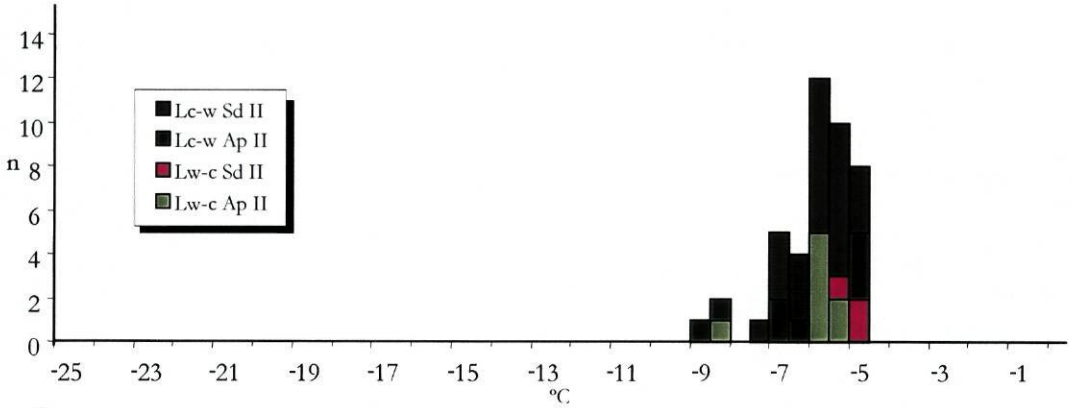


Figura 118 - Histograma da fusão do gelo nos vários tipos de IF contidas na Ap II e Sd II pertencentes ao EPS II.

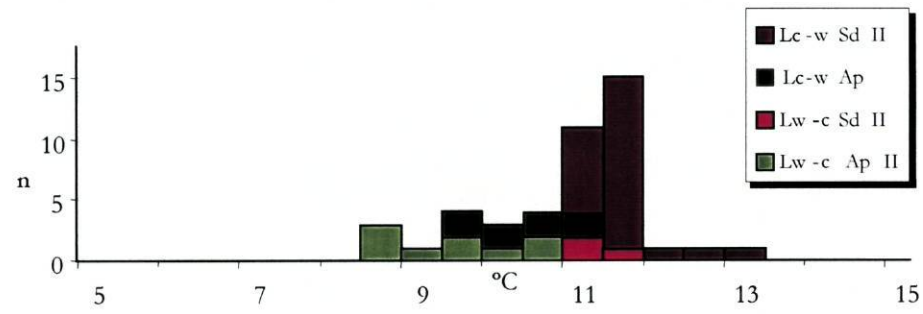


Figura 119 - Histograma da temperatura de fusão dos clatratos nos vários tipos de IF contidas na Ap II e Sd II pertencentes ao EPS II.

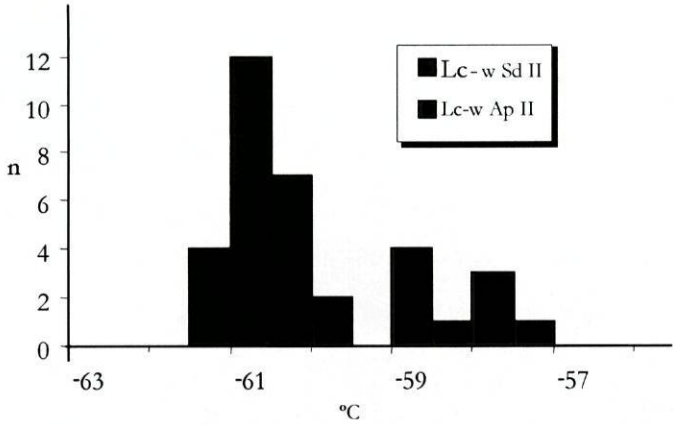


Figura 120 - Histograma da temperatura de fusão do dióxido de carbono nos vários tipos de IF contidas na Ap II e Sd II pertencentes ao EPS II.

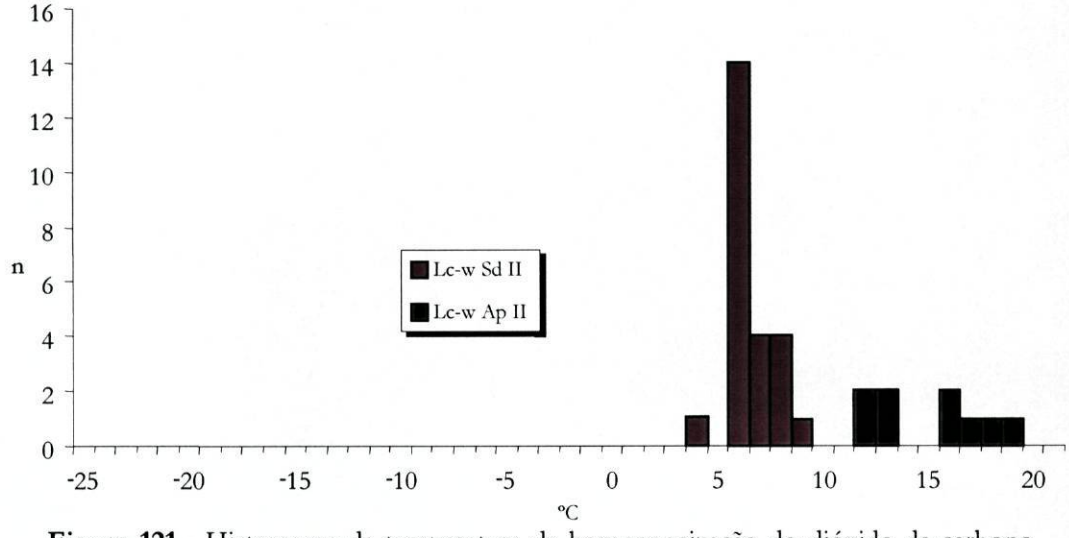


Figura 121 - Histograma da temperatura de homogeneização do dióxido de carbono nos vários tipos de IF contidas na Ap II e Sd II pertencentes ao EPS II.

As salinidades obtidas para os diversos tipos de IF aquo-carbónicas são inferiores a 4 eq. % NaCl.

5.3.6 Mineralização Pb-Zn

A mineralização de Pb-Zn encontra-se intimamente associada a uma geração de quartzo de estruturas em pente existente nas falhas de desligamento subverticais, já anteriormente estudas. A microtermometria das IF contidas neste quartzo (figura 122) revelou que estas são de um único tipo (Lw_2). As IF apresentam-se perpendicularmente às faces de crescimento (figura 122a) o que indicam que, segundo os critérios definidos por Roedder (1984), estas são primárias e portanto aprisionadas contemporaneamente ao crescimento do quartzo hospedeiro.

Quando à blenda, bastante rara e encontrada somente nas falhas D25 e D19, embora seja bastante hialina, não foi possível observar qualquer IF inclusa nesta.

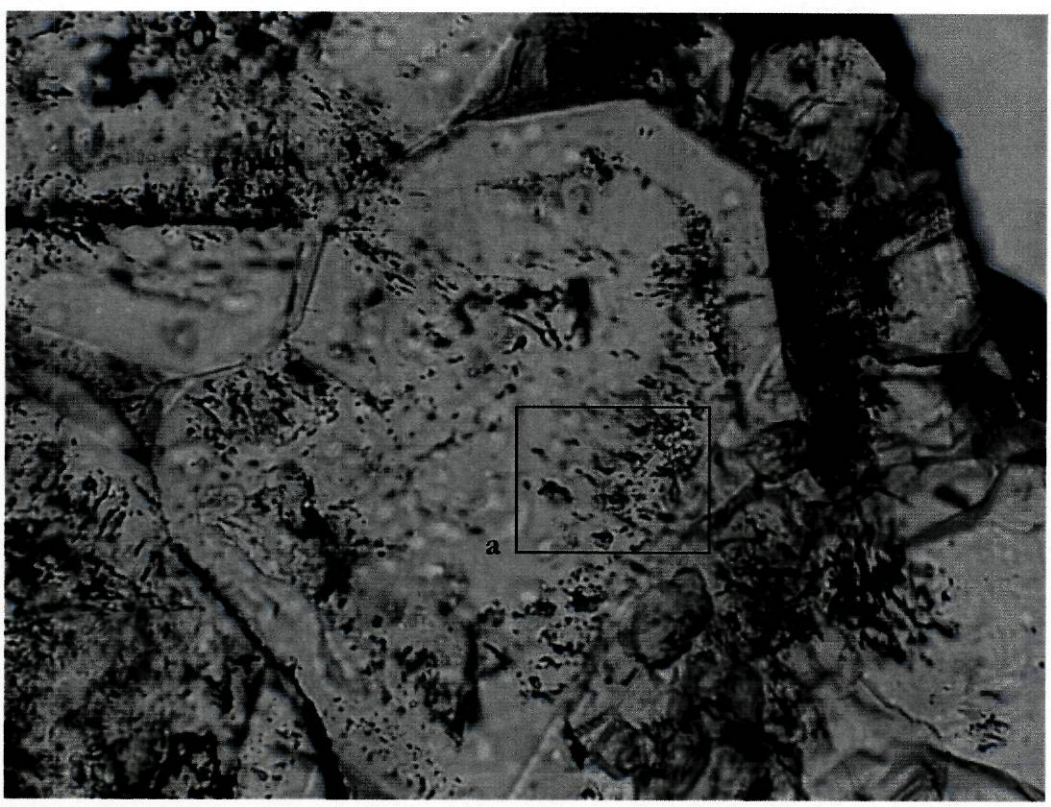


Figura 122 - Quartzo com estrutura em pente em que são visíveis inúmeras IF, associadas à galena. (MOR-NP)

A análise dos dados de microtermometria obtidos em IF do quartzo associado à galena (tabela IX) permite evidenciar que:

- as IF do tipo Lw_2, com a primeira fusão do gelo, superior a –55.0 °C, indicam a presença de catiões bivalentes dissolvidos na sua fase aquosa, para além do Na;
- a fusão do gelo das IF aquosas do tipo Lw_2 varia entre –19.5 e –11.4 °C (figura 123);

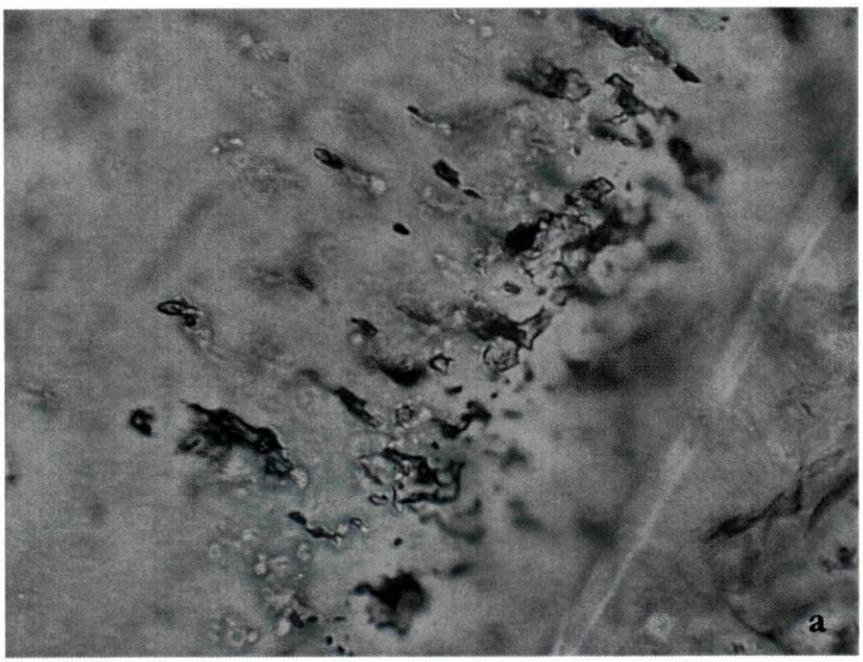


Figura 122a – Pormenor onde é visível IF do tipo Lw_2 a crescerem perpendicularmente às faces do cristal. (MOR-NP)

As salinidades obtidas para este tipo de IF são diversas, variando entre 16.5 e 22.9 eq. % $CaCl_2$.

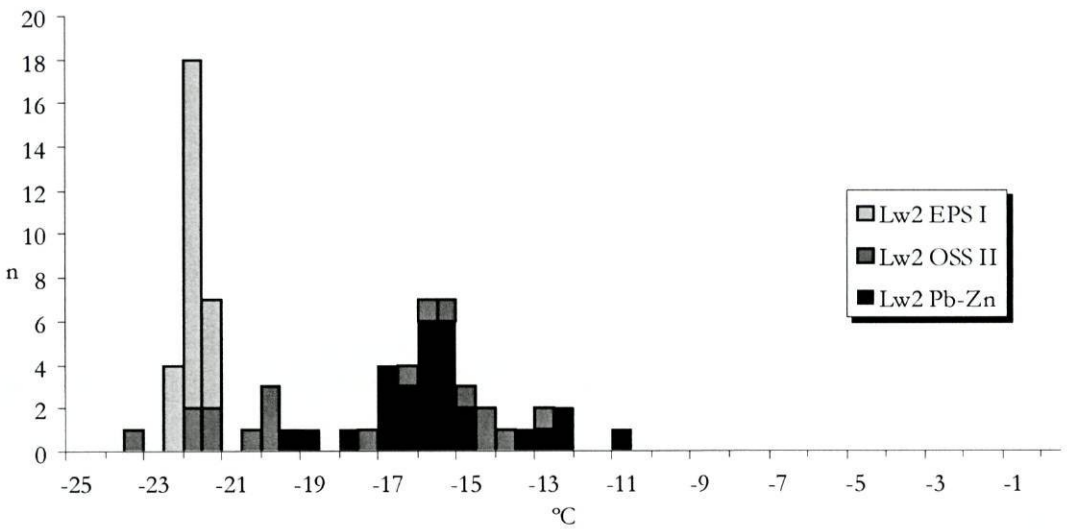


Figura 123 - Histograma da temperatura de fusão do gelo nas IF do tipo Lw_2 aprisionadas no Qz III associado à mineralização de Pb-(Zn) e ao Qz IV e Qz V associado aos filões de quartzo sub-horizontais.

Tabela X – Síntese dos dados de microtermometria de IF associadas à mineralização de Pb-Zn do Jazigo da Panasqueira

Estádio	Mineral	Tipo	Tf CO2	Tf Gelo	Tf Clat.	Th Co2	Th global
EPS I	Qz IV	Lw_2		-23,7/-21,6 **-22,3**			97/137 **114**
EOS II	Qz V & PIF 3	Lw_2		-24.6/-14.3 **-19.7**			-
Pb-Zn	QZ	Lw_2		-19.5/-11.4 **-15.9**			99/147 **121**

Nota: números a negrito – valores médios

Nos filões de quartzo sub-horizontais foram registados fluidos semelhantes aos associados à mineralização da galena. Estes fluidos foram registados numa geração quartzo (Qz IV) a crescer epitaxialmente sobre a terceira geração de quartzo (figura 124), pertencente ao EPS I quer associados às IF do tipo Vc-w registadas no PIF 3 II (figura110a) quer às IF registadas no Qz V, pertencentes ao EOS I.
As IF aprisionadas no Qz IV apresentam uma forma irregular (figura 124a), crescendo condicionadas às faces do Qz III, geralmente euédricos. A microtermometria (tabela IX) revelou que as IF contidas neste tipo de quartzo embora da mesma natureza das IF associadas à mineralização de Pb-Zn, apresentam uma menor variação da fusão do gelo (-23,7 a -21,6 °C) (figura 123) e uma maior salinidade (variando a salinidade entre 21.1 e 22.0 eq. % $CaCl_2$).

As IF do tipo Lw_2, aprisionadas no Qz V e PIF 3, apresentam formas irregulares, associadas aos fluidos aquo-carbónicos. A microtermometria (tabela IX) revelou que as IF contidas neste tipo de quartzo apresentam uma fusão do gelo variando entre -24,6 a -14,3 °C) (figura 123), ou seja, com uma salinidade (variando a salinidade entre 21.1 e 22.0 eq. % $CaCl_2$) ligeiramente maior do que os fluidos associados à mineralização de Pb-Zn.

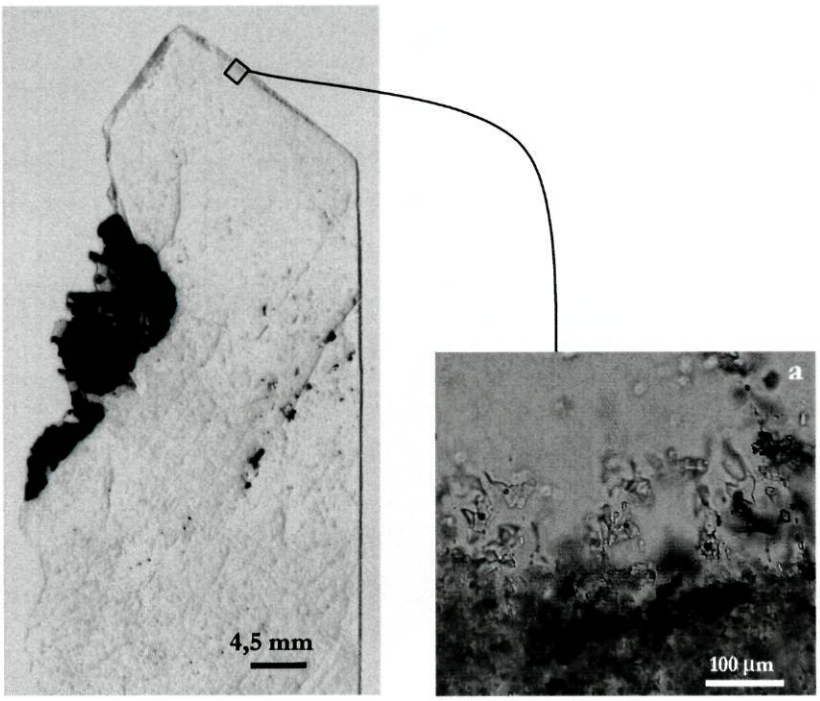


Figura 124 – Crescimento epitaxial do Qz IV sobre o Qz III. **a**. Pormenor do Qz IV com IF's do tipo Lw_2, com formas irregulares.

5.3.7 Súmula

Os estudos de microtermometria revelaram que os fluidos associados às mineralizações de W-Sn-Cu e Sn-Cu do Jazigo da Panasqueira correspondem a uma associação de fluidos aquosos e aquo-carbónicos.

No que diz respeito às IF aquosas a primeira fusão do gelo revela a presença de dois fluidos, com uma natureza muito diversa: um fluido aquoso pouco a moderadamente salino, em que o NaCl é o sal predominante e um fluido aquoso com uma elevada salinidade, em que o $CaCl_2$ é o sal predominante. No que diz respeito às IF aquo-carbónicas estas apresentam uma salinidade e uma natureza semelhante ao fluido aquoso pouco salino. Em relação à fase volátil a microtermometria revela que as IF contêm vários gases aprisionados (CO_2, CH_4 e N_2) em quantidades variáveis, com uma homogeneização global em líquido, quando a fase aquosa é dominante e uma homogeneização global em vapor quando a fase gasosa é predominante.

A microtermometria revela, por outro lado, a presença de dois ciclos principais de fluidos, com características diferentes: um primeiro constituído pelos estádios EP, EOS I e EPS I, associado à mineralização de W-Sn-Cu e um segundo constituído pelos estádios EOS II e EPS II, associado à mineralização de Sn-Cu. Entre os dois

ciclos regista-se a presença de fluidos aquosos salinos, associados à mineralização de Pb-Zn.

O primeiro ciclo inicia-se pela presença de fluidos aquosos, de salinidade baixa a moderada, aprisionados no Qz I. A primeira geração de cassiterite, possivelmente ligeiramente posterior à deposição da volframite, encontra-se associada a fluidos essencialmente aquo-carbónicos em que a presença de dióxido de carbono se detecta unicamente pela formação de clatratos. Os fluidos do Qz II' apresentam características idênticas aos fluidos aprisionados na primeira geração de cassiterite pelo que provavelmente serão contemporâneos desta. Os fluidos associados a deposição da volframite são aquo-carbónicos, em que as IF do tipo Lc-w são as mais importantes, associados a fluidos aquosos de salinidade elevada, aprisionados no Qz II. No EPS I, no qual se inclui a calcopirite, os fluidos são essencialmente aquo-carbónicos.

No segundo ciclo os fluidos mais precoces são igualmente aquosos, de baixa salinidade, aprisionados no topázio. Os fluidos associados à segunda geração de cassiterite são aquo-carbónicos, apresentando uma grande variação das temperaturas de fusão do dióxido de carbono, reveladora de fluidos com uma composição da fase volátil muito variada (sugerem grande variação nos teores de metano e dióxido de carbono). Comparativamente aos fluidos aprisionados na primeira geração de cassiterite, os fluidos apresentam uma maior quantidade de voláteis e um maior enriquecimento em metano. No EPS II, na qual se inclui igualmente uma segunda geração de calcopirite, regista-se a presença de fluidos aquo-carbónicos.

No diagrama da temperatura de homogeneização do CO_2 versus temperatura de fusão do CO_2 (figura 125), é possível descriminar os dois ciclos de fluidos acima referidos. No primeiro ciclo existe uma grande variação da temperatura de homogeneização do CO_2 e uma pequena variação na sua temperatura de fusão, o que indica uma grande flutuação da densidade de IF com uma composição da fase volátil relativamente constante. Pelo contrário, as IF associadas ao segundo ciclo apresentam uma grande variação destes parâmetros, desde um polo com IF com temperaturas de fusão do CO_2 na ordem dos –58 °C e temperaturas de homogeneização da ordem 20 °C até a um outro polo com temperaturas de fusão do CO_2 na ordem dos –64 °C e temperaturas de homogeneização da ordem –15 °C.

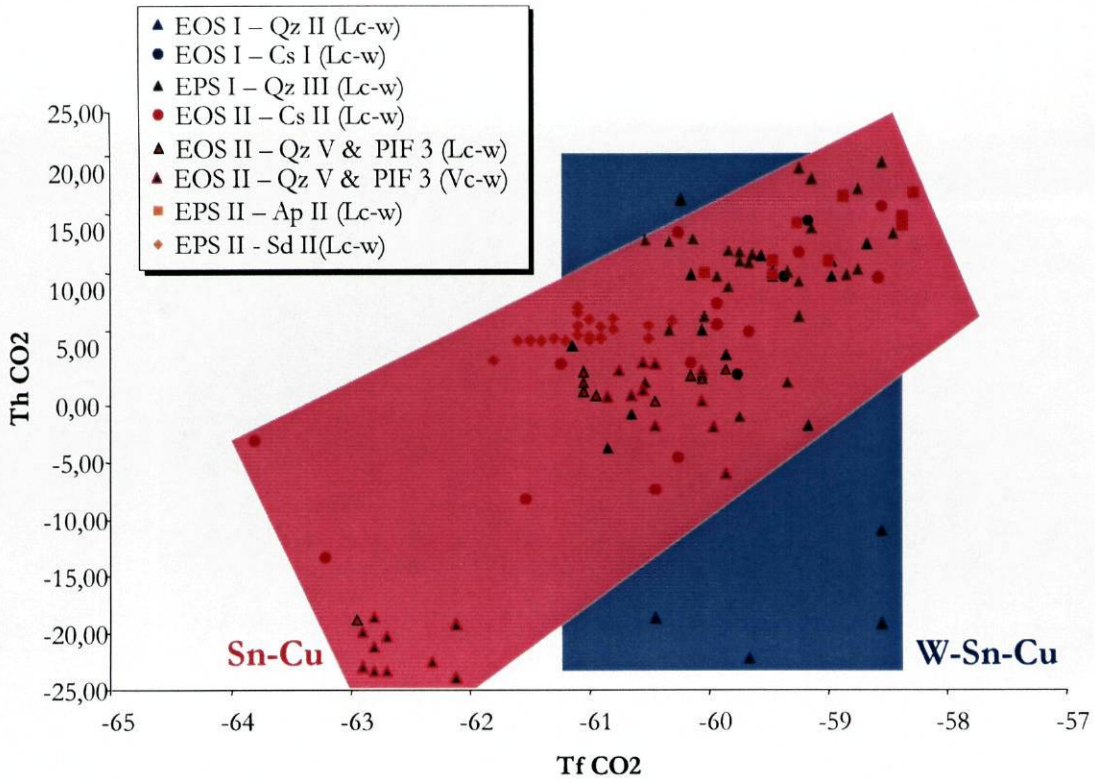


Figura 125 – Diagrama de correlação Tf CO_2 versus Th CO_2 das IF aprisionados nos vários estádios do Jazigo da Panasqueira.

No que se refere aos fluidos associados à mineralização de galena regista-se a presença de fluidos de elevada salinidade, cujo sal preponderante é o $CaCl_2$, semelhante ao registado nos estádios EPS I e EOS II. No que se refere à salinidade das IF do tipo Lw_2 regista-se uma pequena gama de variação da salinidade das IF contidas no Qz V, ao contrário das IF da mesma natureza aprisionadas no Qz VI e PIF 3 e no quartzo associado à mineralização de galena. Esta variação da salinidade poderá indiciar que o fluido aquoso registado nestas gerações de quartzo é consequência da mistura de um fluido de elevada salinidade, tal como o aprisionado no Qz V, com um fluido aquoso pouco salino.

5.4 Termometria

No que se refere às temperaturas de homogeneização global (Th) (tabela V, VI, VII, VIII e IX), não se registaram, de um modo geral, grandes variações com a evolução do jazigo. A média das Th situa-se aos 280 °C, em líquido, para todos os tipos de IF com excepção das IF do tipo Lw_2, com temperaturas variáveis e as IF do tipo Vc-w que homogeneízam em vapor.

O diagrama da temperatura de homogeneização global versus temperatura de fusão do gelo (figura 126) permite descriminar os fluidos aquo-carbónicos e aquosos de baixa a média salinidade dos fluidos aquosos salinos.

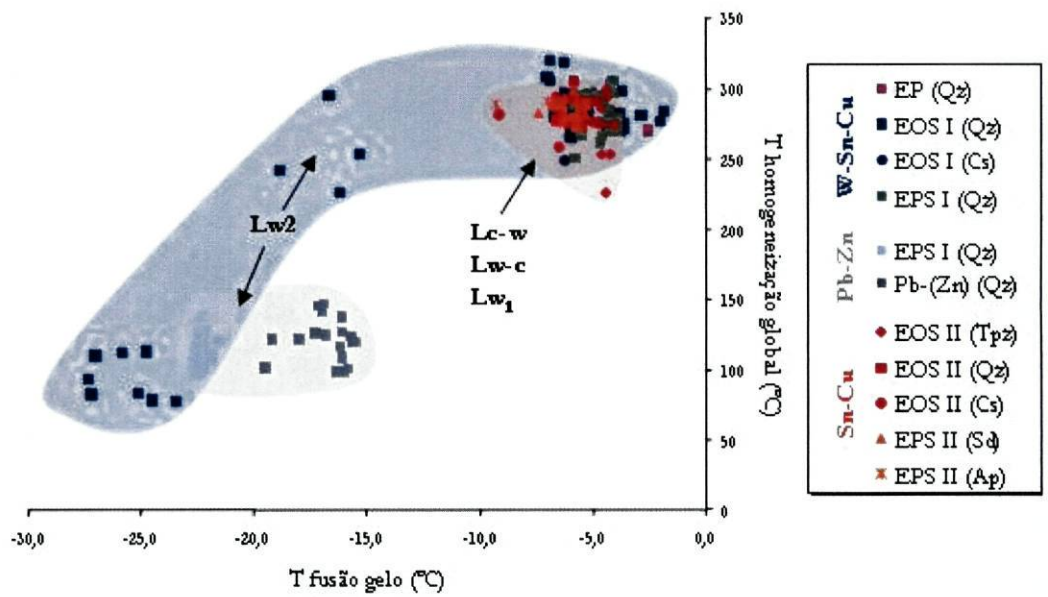


Figura 126 - Diagrama da temperatura de homogeneização global versus temperatura de fusão do gelo das várias IF associadas aos diversos estádios do Jazigo da Panasqueira.

Os primeiros, predominantes no jazigo, apresentam uma constância de Th qualquer que seja o estádio das mineralizações. As IF salinas apresentam uma excepção à constância de Th observada no jazigo. Deste modo os fluidos associados ao EOS I apresentam 3 grupos distintos:

- um primeiro grupo constituído por IF aquosas e aquo-carbónicas, de baixa salinidade, com Th variáveis entre 266 e 320 °C;

- um segundo grupo constituído por IF do tipo Lw_2, de salinidade intermédia, com Th variáveis entre 107 e 296 °C

- um terceiro grupo constituído por IF do tipo Lw_2, de elevada salinidade, com Th variáveis entre 83 e 114 °C.

Os fluidos do tipo Lw_2 associados ao EPS I apresentam Th mais constantes, na ordem dos 120 °C semelhantes aos fluidos associados à mineralização de Pb-(Zn).

No que se refere às IF com a fase gasosa predominante ou mesmo única pertencentes ao EOS II, dado o facto de homogeneizarem em vapor, não foi possível registar a sua temperatura de homogeneização global.

5.5 Análise Espectroscopia Raman

Os estudos de microtermometria são fundamentais na caracterização química dos fluidos na medida em que permitem descriminar os vários tipos de fluidos presentes. Contudo esta análise é qualitativa, não sendo possível quantificar, com precisão, a composição dos fluidos. Por esta razão recorreu-se à análise por Espectroscopia Raman que embora utilizada de uma maneira mais limitada do que a microtermometria, permitiu uma melhor caracterização e quantificação quer da composição da fase volátil quer da composição global das IF.
Foram analisadas IF aprisionadas no quartzo, cassiterite, topázio e siderite. A análise das IF aprisionadas na apatite revelou-se impossível na medida em que este mineral manifestou fluorescência aquando da incidência do raio laser.

5.5.1 Composição da fase volátil

A análise de Espectroscopia Raman detectou a presença de CO_2, CH_4 e N_2 como gases principais constituintes da fase volátil das IF (tabela XI). A presença destes gases foram detectados quer nas IF aquo-carbónicas caracterizadas pela microtermometria quer nas IF aprisionadas no topázio que foram caracterizadas, com base na microtermometria, como sendo IF aquosas.
O diagrama ternário CO_2-CH_4-N_2 (figura 127), representativo da composição da fase volátil de IF dos vários estádios estudados, revela que os fluidos intervenientes são maioritariamente constituídos por dióxido de carbono. Contudo o conteúdo em metano e azoto é variável, embora seja possível para cada estádio definir uma certa tendência. Assim o EOS I apresenta IF com uma composição muito variável, principalmente no que diz respeito ao teor de dióxido de carbono e metano, mantendo-se o teor em azoto constante. A mesma tendência é registada pelos fluidos aprisionados na cassiterite do EOS II. No que se refere às IF dos tipos Vc-w e Lc-w aprisionadas no Qz V e PIF 3, estas apresentam um grande enriquecimento em azoto da sua fase volátil em relação ao metano. O EPS I apresenta, por seu lado, uma tendência para as IF apresentarem um maior teor de dióxido de carbono na sua fase volátil e uma ligeira tendência para enriquecimento em azoto, mantendo-se o metano constante. O EPS II apresenta IF igualmente empobrecidas em metano e com uma tendência mais marcada para o enriquecimento em azoto relativamente ao dióxido de carbono.

Tabela XI - Composição da fase volátil das IF aprisionadas nos diversos estádios de mineralização do Jazigo da Panasqueira

Estádio	Mineral	Tipo IF	CO2 (mol.%)	CH4 (mol.%)	N2 (mol.%)
EP	Qz I	Lw-c	76.6	13.9	9.5
EP	Qz I	Lc-w	62.5	22.0	15.6
EOS I	Qz II	Lw-c	48.3	40.8	10.9
EOS I	Qz II	Lw-c	73.1	16.0	10.8
EOS I	Qz II	Lw-c	52.7	39.2	8.1
EOS I	Qz II	Lc-w	68.1	24	7.9
EOS I	Qz II	Lc-w	71.1	11.6	17.3
EOS I	Cs I	Lw-c	71.4	8.9	19.8
EOS I	Cs I	Lc-w	68.2	10.5	21.3
EOS I	Cs I	Lc-w	80.5	7.5	12.0
EOS I	Cs I	Lw-c	69.7	18.7	11.6
EPS I	Qz III	Lc-w	84.4	6.2	9.5
EPS I	Qz III	Lc-w	80.1	7.3	12.5
EPS I	Qz III	Lc-w	81.1	6.3	12.5
EPS I	Qz III	Lc-w	86.5	4.8	8.7
EOS II	Tp	Lw-c	69.9	14.2	15.9
EOS II	Cs II	Lw-c	59.3	28.9	11.8
EOS II	Cs II	Lc-w	67.7	20.5	11.8
EOS II	Cs II	Lc-w	62.3	27.1	10.6
EOS II	Qz V	Lc-w	70.8	10.2	19.1
EOS II	Qz PIF 3	Lc-w	48.7	19.4	32.0
EOS II	Qz V	Vc-w	70.3	10.0	19.8
EOS II	Qz PIF 3	Vc-w	51.5	18.2	30.2
EPS II	Sd II	Lc-w	74.5	7.4	18.1
EPS II	Sd II	Lc-w	77.3	7.0	15.7

A densidade da fase volátil (figura 128) descrimina a mineralização de W-Sn-Cu constituída pela associação de volframite, cassiterite e calcopirite da mineralização mais tardia de Sn-Cu constituída pela associação de cassiterite e calcopirite. Contudo, ao contrário dos dados de microtermometria, a análise por Espectroscopia Raman regista uma maior diferença de densidades para os fluidos associados à primeira geração de cassiterite e volframite do que para os fluidos associados à segunda geração de cassiterite. Este facto poderá ser devido ao muito maior número

de dados obtidos por microtermometria, sendo assim mais fiável no registo da variação físico-química dos fluidos. No que se refere aos primeiros estádios (EP, EOS I e EPS I) regista-se uma grande variação da densidade da fase volátil para uma composição relativamente constante e rica em dióxido de carbono e uma pequena variação da densidade para IF mais ricas em azoto e principalmente metano.

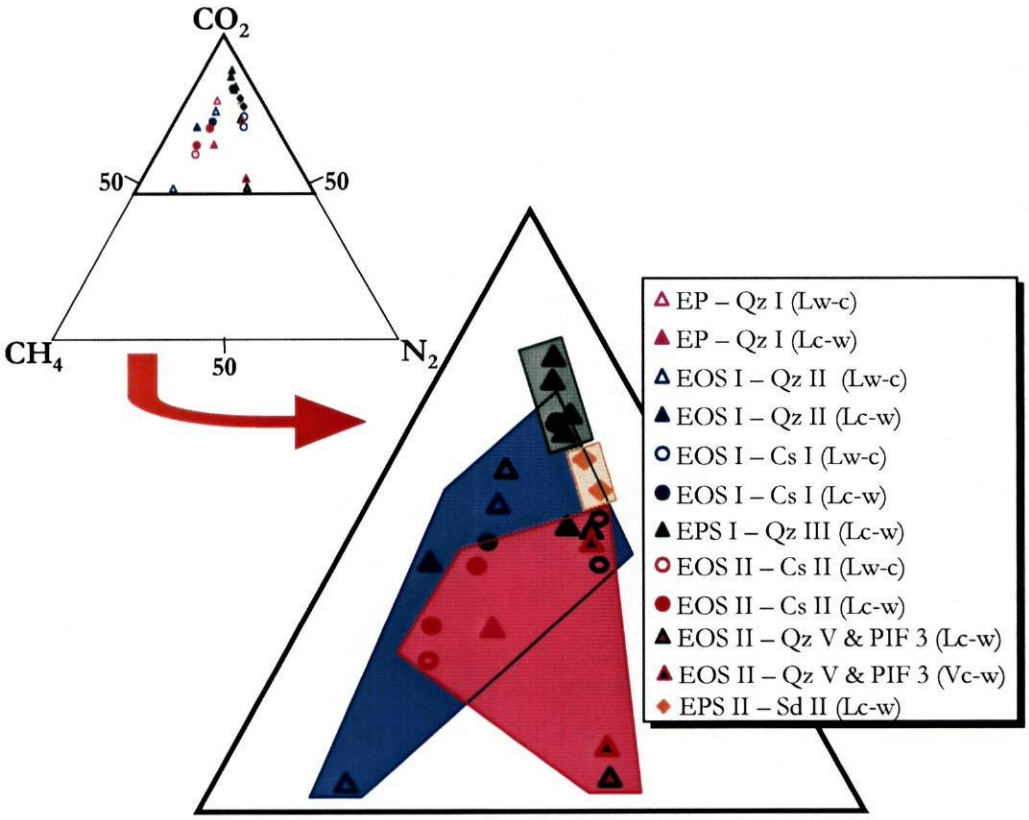


Figura 127 - Diagrama da composição da fase volátil das várias IF aquo-carbónicas associadas às diferentes mineralizações (W-Sn-Cu a azul e verde e Sn-Cu a vermelho e laranja) do Jazigo da Panasqueira.

Destaca-se, por outro lado, a grande variação na densidade dos fluidos aprisionados na cassiterite I, com uma composição da fase volátil relativamente constante. No que se refere aos EOS II e EPS II embora seja visível a mesma tendência esta, como já referimos, não está tão acentuada. A grande variação na composição dos fluidos aprisionados na cassiterite II indiciada pelos estudos de microtermometria, não foi registada pelas análises à espectroscopia Raman. Este facto pensamos dever-se igualmente ao facto do número limitado de análises efectuado por Espectroscopia Raman.

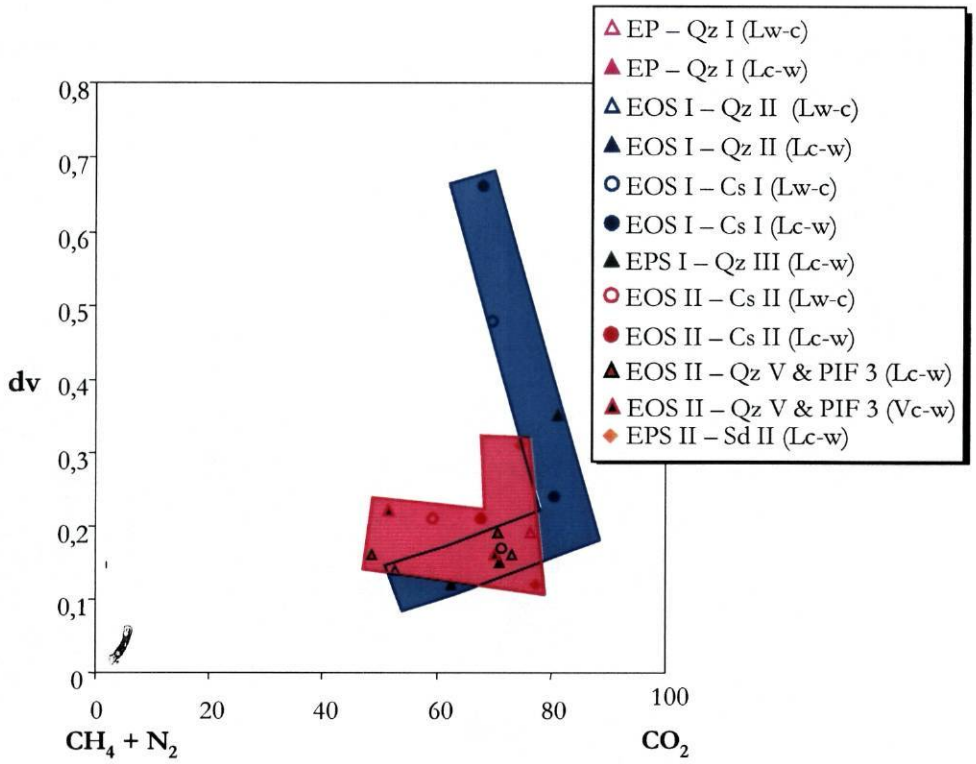


Figura 128 - Diagrama da composição da fase volátil versus densidade da fase volátil das várias IF aquo-carbónicas associadas às diferentes mineralizações (W-Sn-Cu a azul e Sn-Cu a vermelho) do Jazigo da Panasqueira.

5.5.2 Composição global

A composição global das várias IF aquo-carbónicas aprisionadas em minerais dos vários estádios estudados (tabela XII) é, na sua grande maioria, constituída por água. O diagrama ternário H_2O-CO_2-CH_4+N_2 (figura 129) revela, de uma maneira geral, que a composição global das IF se projecta segundo o eixo H_2O-CO_2, concentrada no pólo da água. A excepção a esta tendência regista-se nas IF do estádio EPS II e principalmente nas IF do tipo Vc-w, onde a percentagem de água chega a atingir um mínimo de 56,9 mole % de água.

O estudo da análise de bicarbonatos na solução aquosa através da Espectroscopia Raman, embora tenha sido pela primeira vez efectuado por Oliver et al. (1973) e mais recentemente desenvolvido por Frantz (1998), constitui ainda hoje um trabalho pioneiro e a ser actualmente desenvolvido pelo Laboratório de Géologie et Gestion des Ressources Minérales et Énergétiques da Université Henri Poincaré, em Nancy/França.

Tabela XII – Composição global das IF aprisionadas nos diversos estádios do Jazigo da Panasqueira (moles %)

Estádio	Mineral	Tipo IF	H2O	CO2	CH4	N2	NaCl	HCO_3*	Density (g/cc)
EP	Qz I	Lw-c	95.3	3.0	0.1	0.1	1.5		0.9
EP	Qz I	Lc-w	94.9	3.9	0.6	0.4	0.2		0.7
EOS I	Qz II	Lw-c	93.4	3.6	1.5	0.3	1.2		0.7
EOS I	Qz II	Lw-c	93.5	4.4	0.5	0.3	1.3		0.8
EOS I	Qz II	Lw-c	93.4	3.4	1.6	0.4	1.2	0.11	0.7
EOS I	Qz II	Lc-w						0.25	
EOS I	Qz II	Lc-w	90.5	7.1	0.8	1.2	0.4	0.31	0.6
EOS I	Cs I	Lw-c	93.6	4.3	0.3	0.6	1.2	0	0.9
EOS I	Cs I	Lw-c	93.9	4.0	0.5	0.3	1.3	0	0.7
EOS I	Cs I	Lc-w	92.0	6.0	0.6	1.2	0.2	0	0.7
EOS I	Cs I	Lc-w	93.2	5.0	0.3	0.4	1.1	0	0.9
EPS I	Qz III	Lw-c						0.06	
EPS I	Qz III	Lc-w	92.6	6	0.2	0.4	0.8	0.14	0.8
EPS I	Qz III	Lc-w	90.9	7.1	0.4	0.7	0.9	0.12	0.8
EPS I	Qz III	Lc-w	92.2	5.7	0.2	0.5	1.4	0.16	0.8
EPS I	Qz III	Lc-w	90.4	8.3	0.3	0.6	0.4		0.8
EOS II	Tp	Lw-c						0	
EOS II	Cs II	Lw-c	89.4	6.4	2.2	0.9	1.1	0	0.7
EOS II	Cs II	Lc-w	94.9	4.2	0.6	0.3		0	0.8
EOS II	Cs II	Lc-w	97.6	2.3	0.1	0.02		0	0.4
EOS II	Qz V	Lc-w	86.5	9.5	1.1	2	0.9	0.48	0.5
EOS II	Qz PIF 3	Lc-w	78.6	11.2	3.9	6.3			0.4
EOS II	Qz V	Vc-w	56.9	30.6	4.1	8.2	0.2		0.3
EOS II	Qz PIF 3	Vc-w	47.8	27.4	9.3	15.5			0.2
EPS II	Sd II	Lc-w	84.9	11.8	1	2.3	0		0.6
EPS II	Sd II	Lc-w	95	4.4	0.2	0.4	0		0.7

* - milimoles

As análises realizadas (tabela XII), embora não sistematicamente, revelaram a presença de bicarbonatos em solução nalgumas das IF aquo-carbónicas estudadas, com predominância nas IF do tipo Lc-w dos estádios EOS I e EPS II. A quantificação dos bicarbonatos dissolvidos na solução aquosa foi efectuada tendo por base as curvas de calibração de Fabre (2000). Os valores máximos encontrados,

da ordem dos 300-500 milimoles, são elevados se comparados com os valores encontrados por Fabre (2000) para fluidos alpinos (não superiores a 100 milimoles).

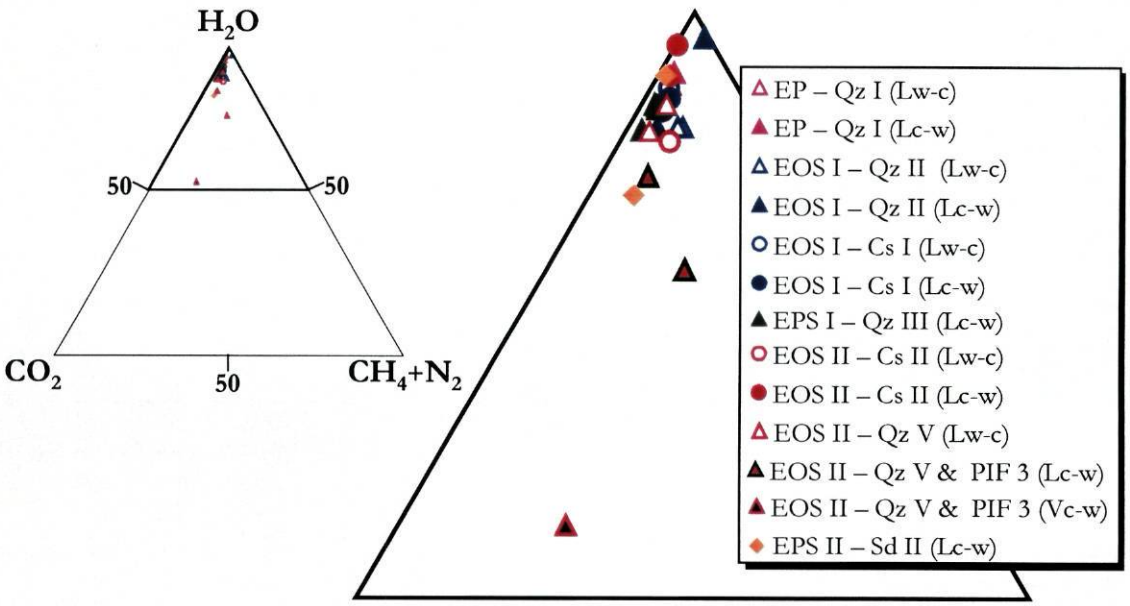


Figura 129 - Diagrama da composição global das várias IF aquo-carbónicas associadas às diferentes mineralizações do Jazigo da Panasqueira.

O bicarbonato poderá ter uma origem por dissolução de minerais carbonatados ou oxidação da matéria orgânica (Grasby et al. 2000). A ausência de rochas carbonatadas ou rochas metassedimentares com carbonatos a nível regional, exclui esta origem para o bicarbonato existente nos fluidos associados ao Jazigo da Panasqueira. Deste modo a hipótese de o bicarbonato derivar de oxidação da matéria orgânica parece ser a origem mais viável.

A presença de bicarbonatos dissolvidos nas IF aquo-carbónicas do estádio EOS I, nomeadamente nas IF que coexistem com as IF aquosas do tipo Lw_2 indica que estas embora aprisionadas na mesma estrutura não se misturaram antes de ser aprisionadas pois nesse caso seria provável a existência de carbonatos, possivelmente calcite, neste estádio.

8.6 Fugacidade do Oxigénio

A estimativa das condições de redox vigentes aquando das mineralizações foi calculada com base nas equações de estado de Kerrick & Jacobs (1981) recorrendo às fracções molares dos componentes voláteis obtidos por análise de Espectroscopia Raman. No jazigo da Panasqueira Polya (1989) estimou a fugacidade dos fluidos associados à mineralização de Sn-W-Cu tendo obtido valores de log fO_2 entre –35 e –34, a uma temperatura de 300°C, com um possível decréscimo dos valores na trasição do estádio dos óxidos para o estádio dos sulfuretos. Estes valores encontram-se entre os tampões NNO e QFM, facto confirmados por Noronha et al. (1992).

A estimativa da fugacidade foi efectuada tendo em conta o equilíbrio químico:

$$\mathbf{CH_4 + 2O_2 \Leftrightarrow 2H_2O + CO_2}$$

Os valores obtidos no presente trabalho, de um modo global, apresentam uma maior dispersão em relação aos valores obtidos por Polya (1989) e Noronha et al. (1992), pois embora estejam centrados entre os tampões de NNO e QFM apresentam valores mais oxidantes para temperaturas mais baixas (300 °C) e valores mais redutores para temperaturas mais elevadas (500 °C) (figura 130).
Uma análise de maior pormenor, para uma temperatura de 300 °C, equivalente à temperatura média obtida para a temperatura de homogeneização global, tendo em conta a evolução paragenética estabelecida para as mineralizações estudadas (figura 130a) permite evidenciar que:

- os fluidos iniciais, associados à mineralização de W-Sn-Cu, apresentam uma dualidade de valores de fugacidade (-33,0/-33,5 e -34,0/-34,5);

- uma tendência geral de diminuição dos valores de fugacidade com a evolução paragenética;

- a mineralização de W-Sn-Cu apresenta, de um modo geral, fluidos aprisionados num meio mais oxidante do que a mineralização de Sn-Cu;

- os valores de fugacidade obtidos na primeira geração de cassiterite apresentam uma grande dispersão.

A estimativa da fugacidade do enxofre, com base na composição das IF não foi possível efectuar na medida em que não foi detectado a presença de H_2S.

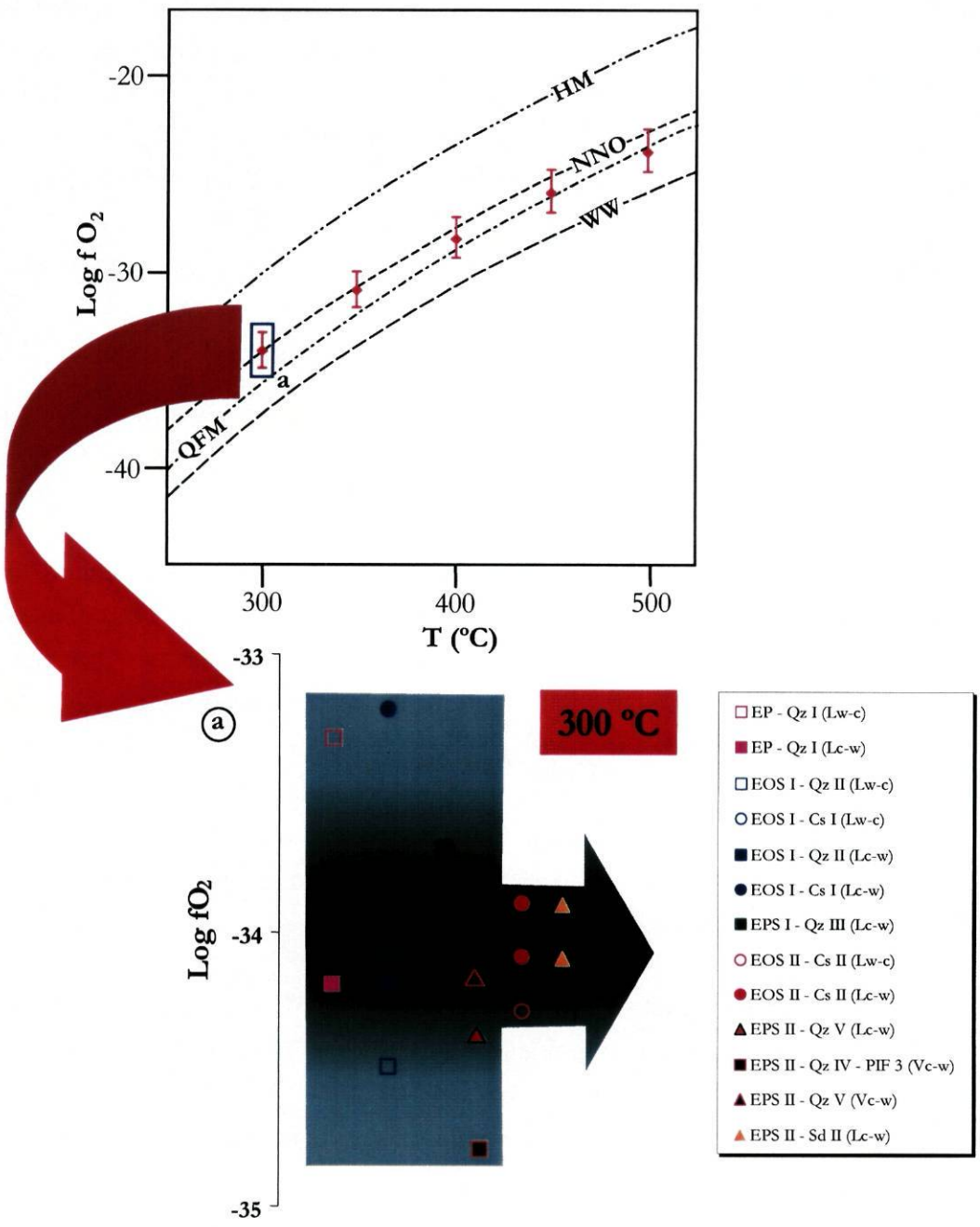


Figura 130 - Diagrama da fugacidade do oxigénio de várias IF aquo-carbónicas associadas às diferentes mineralizações do Jazigo da Panasqueira, a diferentes temperaturas. **a.** Pormenor em que se observa a variação da fugacidade do oxigénio em relação à evolucão pagenética, a temperatura constante (300 °C).

5.7 Análise iónica global

A análise dos catiões e aniões presentes na fase aquosa das IF poderão dar indicação sobre a origem do fluido, tendo em conta principalmente os elementos conservadores Br, Cl e I (Bohlke & Irwin 1992). Esta técnica poderá indicar ainda a possível existência de determinados elementos nos fluidos, nomeadamente de elementos metálicos (Sn, W, Li, etc).
Contudo, tendo em conta que os iões são analisados de um lixiviado obtido por esmagamento de uma porção de mineral haverá a mistura de todos os tipos de fluidos aprisionados neste. Deste modo a análise dos resultados obtidos por esta técnica não poderá nunca ser efectuada sem ter um conhecimento prévio detalhado da natureza dos vários fluidos aprisionados. Na medida do possível deve-se escolher minerais que contenham o menor número possível de fluidos de diferente natureza; em particular é preciso ter em conta os fluidos mais salinos que devido à sua maior quantidade de iões dissolvidos, poderão mascarar a natureza iónica dos fluidos de menor salinidade.

No presente trabalho foram analisados lixiviados de quartzo, siderite, volframite, cassiterite e dolomite, dados publicados pela primeira vez em Noronha et al. (1998).
O estudo dos iões encontra-se ainda em fase de elaboração pelo que os dados apresentados (tabela XIII e XIV) são ainda preliminares. Foram analisados o Na, K, Li, F, Cl, Br para todos os lixiviados dos minerais acima citados e Ca, Mg, Ba, Sr, Fe, Mn, Zn, Cu, B e SO_4 somente para alguns dos lixiviados. Os resultados obtidos encontram-se expressos quer em ppb quer normalizados para 10000 Na.

A escolha dos minerais para análise teve em conta o estudo paragenético efectuado de modo a obterem-se dados das mineralizações de W-Sn-Cu, Sn-Cu e Pb-(Zn) pertencentes ao sector da Barroca Grande e sua comparação quer com a mineralização de cassiterite do sector do Vale da Ermida quer com a mineralização de Sn da Pedra Alta quer ainda com o quartzo primário da segunda intrusão granítica existente no sector da Barroca Grande. Devido à intensa fracturação e evidências de reaberturas existentes nas estruturas mineralizadas do Jazigo da Panasqueira e aos fenómenos de graizenização existentes no Granito da Panasqueira não foi possível seleccionar minerais que contivessem unicamente um único tipo de fluido.

Os halogéneos (tabela XIII), nomeadamente o cloro e o bromo, na medida em que a sua composição não é alterada pela interacção fluido-rocha são excelentes marcadores da origem dos fluidos (Banks et al. 1991). A mineralização de W-Sn-Cu e de Pb-Zn do Jazigo da Panasqueira, o granito da Panasqueira e a mineralização de cassiterite de Pedra Alta apresentam valores relativamente constantes da razão Br/Cl (figura 131); o logaritmo de base 10 da razão Br/Cl varia entre –2.8 e –1.9, com uma média a –2.3.

Tabela XIII - Análise de Crush-Leach – Aniões

Amostra	Mineral	Localização	B	F	Cl	Br	SO4
Pan 6a*	Quartzo	EP	762	0	21414	39.2	286
Pan 10*	Quartzo	EOS I	500	0	20184	136.2	249
Pan 5a*	Quartzo	EOS I	321	0	23288	186.7	347
Pan 94	Quartzo	EOS I		82	7772	42	147
Pan 6b*	Quartzo	EOS I	466	0	20948	60.3	376
Pan 6b	Volframite	EOS I		32	2593	33.09	
Pan5	Volframite	EOS I		59	1514	13.42	
Pan 94	Volframite	EOS I		40	11589	67	2528
Pan 5b*	Quartzo	EPS I	759	0	18146	126.3	264
Pan 20	Cassiterite	EOS II		27	8422	37.16	
134	Cassiterite	EOS II		34	3739	11	600
Pan 20 *	Quartzo	EOS II	284	0	21193	112.4	329
Pan 20	Quartzo	EOS II		15	12917	71.7	
Pan 20	Quartzo	EOS II		44	5443	20	1133
Pan 182	Siderite	EPS II		26	12427	119.7	
Pan 90	Dolomite	ECT		11	3363	11.27	
Pan 81	Quartzo	Pb-Zn		45	3605	21.02	
Pan 83	Quartzo	Pb-Zn		13	9456	75.49	
VE 1	Quartzo	Vale da Ermida		20	10052	47.66	
VE 2	Quartzo	Vale da Ermida		24	9570	45.7	
VE 3	Cassiterite	Vale da Ermida		15	2029	9.89	
Pan 148	Quartzo	Graisene da Pan		939	2264	15	1695
PA1	Cassiterite	Pedra Alta		81	4306	30	292

Nota - análises expressas em ppb com excecpção das amostras referênciadas com * cujos valores foram normalizados a 10 000 de Na na base em peso.

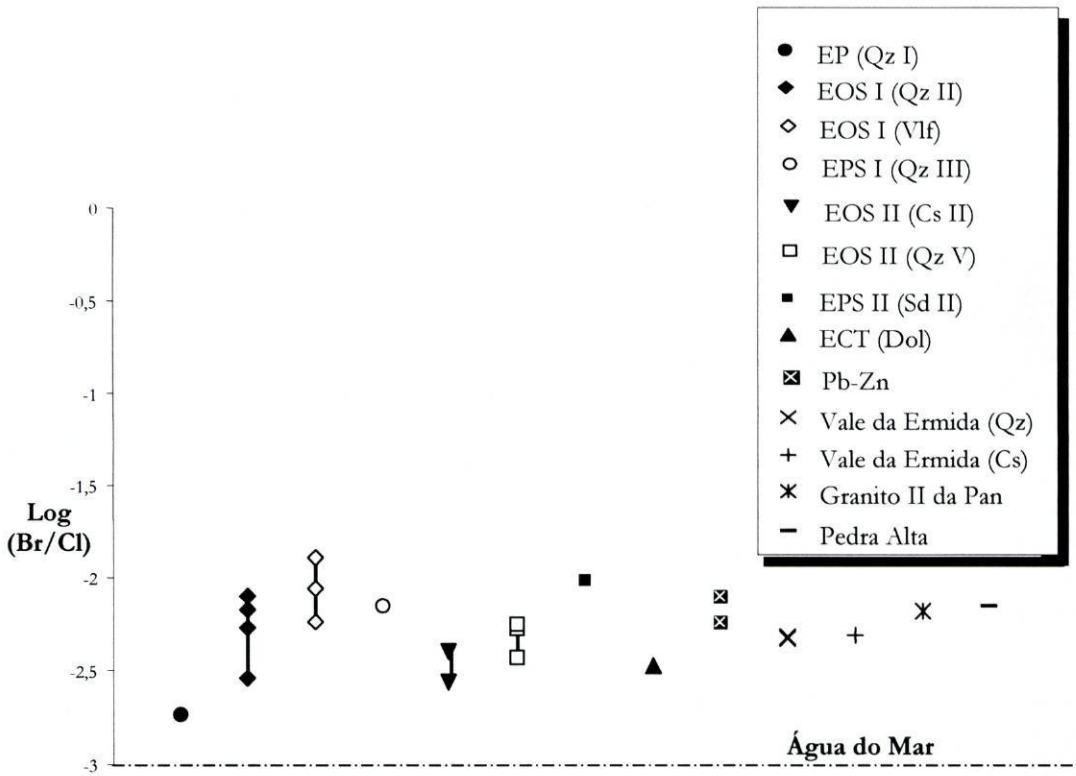


Figura 131 - Logarítmo de base 10 da razão Br/Cl referente aos vários estádios da mineralização de W-Sn-Cu e Pb-Zn do Jazigo da Panasqueira, granito da Panasqueira e mineralização de cassiterite de Pedra Alta.

Estes valores são semelhantes aos encontrados no Escudo Canadiano (Bohlke & Irwin 1992), nas mineralizações de ouro da Península Ibérica (Boiron et al. 1996) e são superiores aos obtidos para a água do mar (Boiron et al. 1996). Esta razão é igualmente semelhante à obtida por Noronha et al. (1999) no quartzo do Seixo Bravo (quartzo de exsudação metamórfica) existente no Couto Mineiro da Panasqueira. Boiron et al. (2001) referem que esta razão de Br/Cl poderá ser interpretada como indicadora de infiltração profunda de fluidos meteóricos em equilíbrio com o soco cristalino sob altas condições de P-T.

Por outro lado os valores encontrados são diferentes dos obtidos por Noronha et al. (1999) no quartzo associado ao metamorfismo de contacto, igual a -3.3, semelhante à obtida por Banks et al. (1993) para os fluidos magmáticos do SW de Inglaterra.

A razão Cl/Br versus Cl (figura 132) indica para os fluidos estudados uma afinidade com as mineralizações de ouro da Península Ibérica, embora com uma maior variação do teor em Cl, facto de que a presença de fluidos salinos não será alheia.

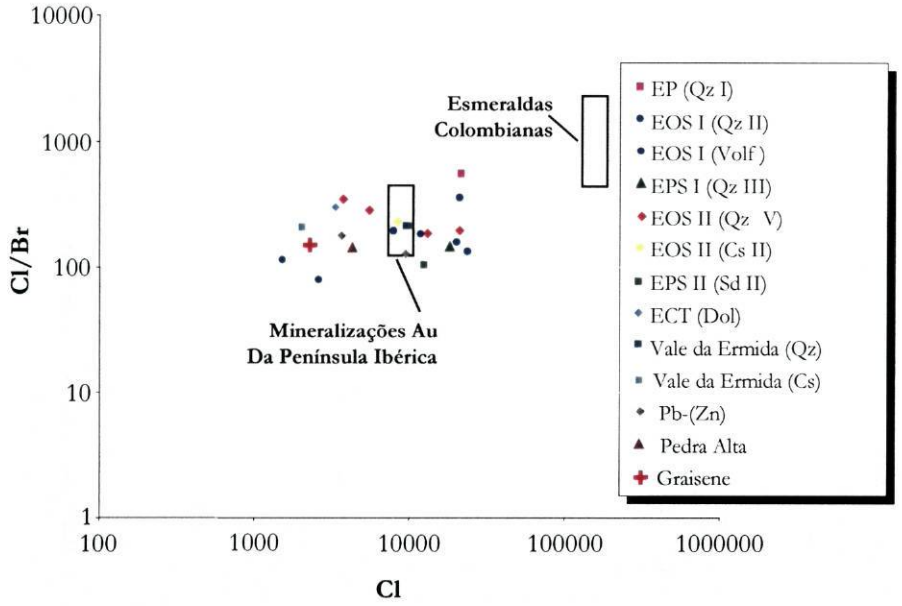


Figura 132 - Relação da razão Cl/Br versusCl referente aos vários estádios da mineralização de W-Sn-Cu, Sn-Cu e Pb-Zn do Jazigo da Panasqueira, granito da Panasqueira e mineralização de Sn de Pedra Alta.

Os catiões (tabela XIV), ao contrário dos halogénios, são sensíveis à interacção fluido-rocha (Banks et al. 1991). Os catiões dominantes nos fluidos são Na, Ca, Mg e K embora em quantidades variáveis.

A mineralização de Sn-Cu do Jazigo da Panasqueira apresenta, em relação à mineralização de W-Sn-Cu e Pb-Zn do Jazigo da Panasqueira e mineralização de Sn do Jazigo da Pedra Alta, um enriquecimento, embora variável, da concentração de K em relação ao Na (figura 133). Este facto poderá ser explicado pela lixiviação do feldspato potássico e/ou moscovites (*s.l.*) com perda do K para a solução (Cathelineau 1987) o que a ser confirmado poderá ter implicação na génese desta mineralização.

A mineralização de Sn-Cu apresenta, em relação à mineralização de W-Sn-Cu, não só um enriquecimento de K em relação ao Na assim como um enriquecimento de sulfato em relação ao cloro (figura 134). Assim a mineralização de Sn-Cu apresenta maiores afinidades com as mineralizações de Au da Península Ibérica (Boiron et al. 1996) e a mineralização de W-Sn-Cu com os fluidos das esmeraldas colombianas (Banks et al. 1995).

Tabela XIV - Análise de Crush-Leach – Catiões

Amostra	Mineral	Localização	Na	K	Ca	Mg	Ba	Sr	Li	Fe	Mn	Zn	Cu
Pan 6a*	Quartzo	EP	10000	690	3434	661	101	54	18	375	42	417	190
Pan 10*	Quartzo	EOS I	10000	537	2433	1438	35	29	8	110	21	128	70
Pan 5a*	Quartzo	EOS I	10000	702	2080	1151	27	31	14	482	39	99	0
Pan 94	Quartzo	EOS I	4906	288					9				
Pan 6b*	Quartzo	EOS I	10000	921	1956	510	85	38	14	349	38	174	18
Pan 6b	Volframite	EOS I	1188	78					11				
Pan 94	Volframite	EOS I	5082	948					130				
Pan 5b*	Quartzo	EPS I	10000	923	2956	775	82	33	49	530	38	262	87
Pan 20	Cassiterite	EOS II	4026	850					135				
134	Cassiterite	EOS II	1397	621					84				
Pan 20 *	Quartzo	EOS II	10000	728	1282	784	14	23	16	240	27	50	0
Pan 20	Quartzo	EOS II	7909	738					10				
Pan 20	Quartzo	EOS II	2596	918					115				
Pan 182	Siderite	EPS II	5434	620					10				
Pan 90	Dolomite	ECT	2596	217					3				
Pan 81	Quartzo	Pb-Zn	1980	314					22				
Pan 83	Quartzo	Pb-Zn	4026	622					9				
VE 1	Quartzo	Vale da Ermida	6369	341					14				
VE 2	Quartzo	Vale da Ermida	6263	331					na				
VE 3	Cassiterite	Vale da Ermida	1540	165					na				
Pan 148	Quartzo	Granito da Pan	1181	255					112				
PA1	Cassiterite	Pedra Alta	1705	750					140				

Nota - análises expressas em ppb com excecpção das amostras referenciadas com * cujos valores foram normalizados a 10 000 de Na na base em peso.

A escassez de dados em relação ao Ca não permite estabelecer qual a evolução da razão Ca/Na ao longo da evolução paragenética.

A presença de Li nos fluidos estudados é indicador de que embora não tenha sido registado no quadro paragenético do Jazigo da Panasqueira nenhum mineral hospedeiro deste metal, este foi registado nos fluidos. A sua presença na evolução paragenética é semelhante à observada para o K (figura 135), ou seja, um enriquecimento nos fluidos associados à mineralização de Sn-Cu, assim como um

grande enriquecimento quer na cúpula granítica da Panasqueira quer na cassiterite associada à mineralização de Pedra Alta.

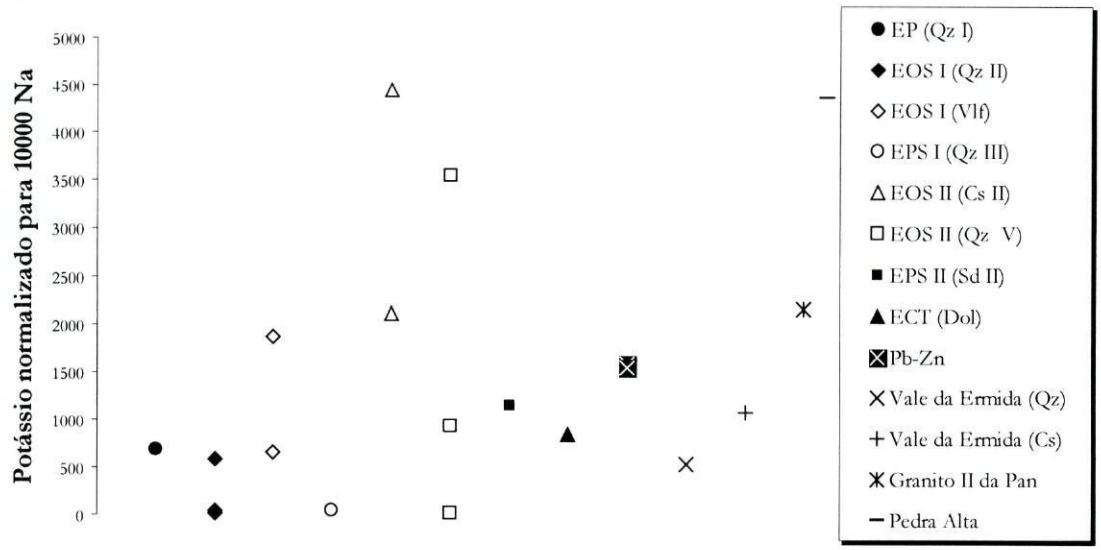


Figura 133 - Teor de K normalizado para 10000 Na referente aos vários estádios da mineralização de W-Sn-Cu, Sn-Cu e Pb-Zn do Jazigo da Panasqueira, granito da Panasqueira e mineralização de cassiterite de Pedra Alta.

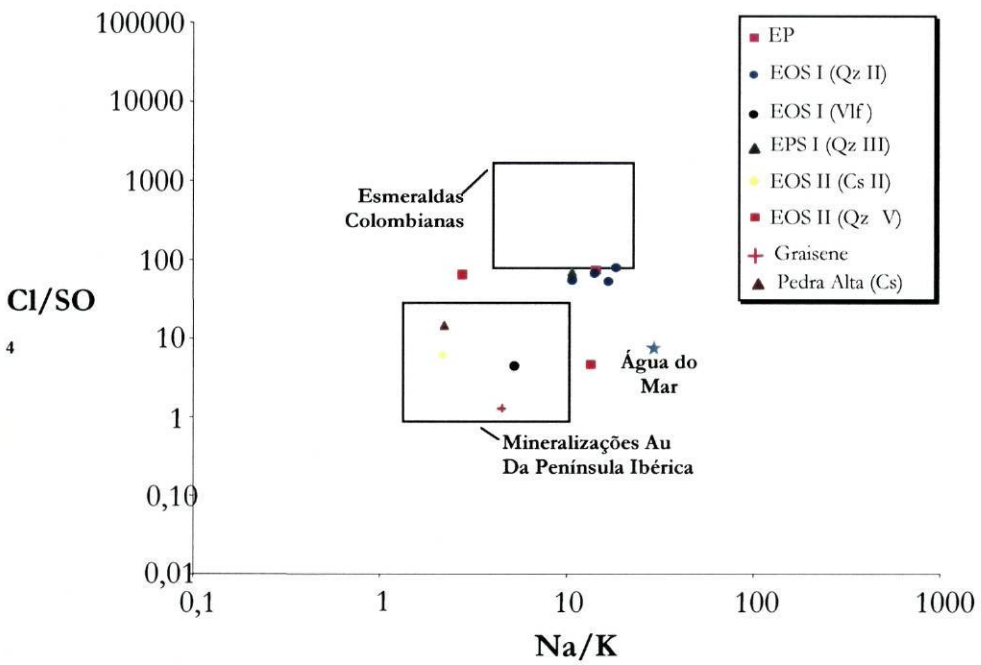


Figura 134 - Relação Na/K versus Cl/SO4 para os vários estádios da mineralização de W-Sn-Cu, Sn-Cu e Pb-Zn do Jazigo da Panasqueira, granito da Panasqueira e mineralização de Sn de Pedra Alta.

A presença de fluidos ricos em lítio foi igualmente registada no sistema geotermal de Larderello (Cathelineau et al. 1994) e no granito de Beauvoir (Cuney et al. 1992 e Fabre et al. 2001), considerados como fluidos magmáticos assim como no granito da

Argemela (Charoy & Noronha 1996), igualmente associado à fase tardi-magmática, onde o lítio se encontra aprisionado em várias fases minerais, nomeadamente ambligonite e lepidolite.

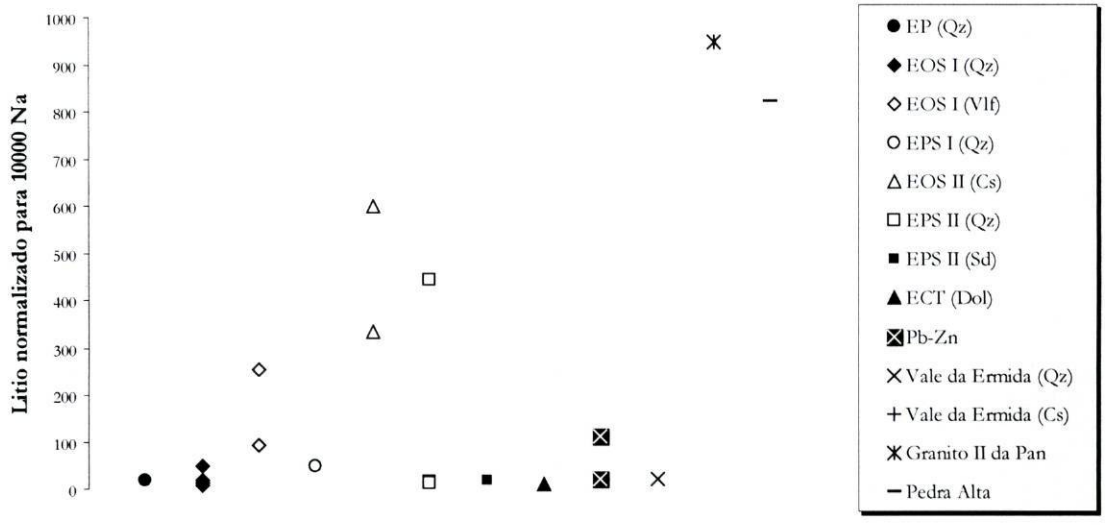


Figura 135 - Teor de Li normalizado para 10000 Na referente aos vários estádios da mineralização de W-Sn-Cu, Sn-Cu e Pb-Zn do Jazigo da Panasqueira, granito da Panasqueira e mineralização de Sn de Pedra Alta.

5.8 Evolução das condições de P-T

O estabelecimento das condições de pressão e temperatura (P-T) a que os fluidos foram aprisionados é extremamente importante no estudo de um jazigo mineral pois poderá dar importantes indicações acerca da sua génese. A estimativa das condições de P-T poderá ser obtida tendo em conta os dados de composição e volume molar (X-V) das IF's, obtidos pelas análises de Espectroscopia Raman e microtermometria, tendo por base as equações de estado de Bowers & Helgeson (1983) revista por Bakker (1999) para os fluidos aquo-carbónicas e Brown & Lamb (1989) para os fluidos aquosos. Os cálculos foram efectuados respectivamente pelo programa "Fluids" desenvolvido por Bakker (2001) e Flincor desenvolvido por Brown & Hagemann (1994).

Com base nas equações de estado não é possível, contudo estimar as condições absolutas de P-T, com excepção de condições excepcionais, tais como, o fluido em ebulição. Permite sim definir uma linha de evolução destas condições (isócora) cuja temperatura de homogeneização global representa o seu limite inferior. A limitação destes campos poderá ser efectuada por geotermómetros e geobarómetros dos quais a cristaloquímica de clorites (Cathelineau & Nieva 1985 e Cathelineau 1988) e a composição da arsenopirite (Kretschmar & Scott 1976) representam os mais utilizados no estudo dos jazigos minerais.

No presente trabalho não foram aplicados nenhum geotermómetro nem geobarómetro pelo que iremos indicar unicamente as isócoras dos fluidos estudados, sem limitação dos campos de P-T. Mignardi et al. (1995a, b, c) aplicaram os geotermómetros da composição da arsenopirite e da relação blenda-estanite e o geobarómetro da composição da blenda ao Jazigo da Panasqueira. Uma vez que neste jazigo existem várias gerações de blenda e arsenopirite e não tendo os autores acima citados descriminado a que gerações foram aplicadas os geotermómetros e geobarómetros. Por outro lado os próprios autores consideram que os dados por eles obtidos apresentam incongruências em relação aos estudos de IF. Pelas razões acima referidas optamos por não consideramos estes dados no nosso estudo.

A apresentação das isócoras será efectuado sectorialmente, tendo em conta os vários estádios, por nós estabelecidos, para o Jazigo da Panasqueira e posteriormente serão apresentados os dados em conjunto com vista a estabelecer a evolução global das condições P-T no mesmo. Dada a ausência de dados de Espectroscopia Raman dos fluidos associados à mineralização de cassiterite de Pedra Alta não será possível apresentar a evolução das condições de P-T para a mesma.

No que se refere às temperaturas de homogeneização global, como já foi referido, não se registaram variações significativas com a evolução do jazigo, com excepção das IF do tipo Lw_2, registando-se temperaturas de homogeneização global, em média, de 280 °C. Mas, se por um lado regista-se uma constância da temperatura de homogeneização global, no que diz respeito à pressão obtida registam-se grandes variações, quer dentro do mesmo estádio quer para os diferentes estádios.

Os fluidos mais precoces, aprisionados no Qz I, são essencialmente aquosos. As isócoras encontram-se representadas na figura 136, apresentando uma pressão mínima de aprisionamento de 31 Mpa. Neste estádio as isócoras referentes aos fluidos aquo-carbónicos, muito pouco representativos neste estádio, apresentam uma grande variação da pressão, nomeadamente entre as IF do tipo Lc-w, semelhante às IF do tipo Lw_1 (grupo I) e as IF do tipo Lw-c (grupo II). A diferença entre as pressões mínimas de aprisionamento registadas para os diferentes tipos de isócoras é de cerca de 220 MPa.

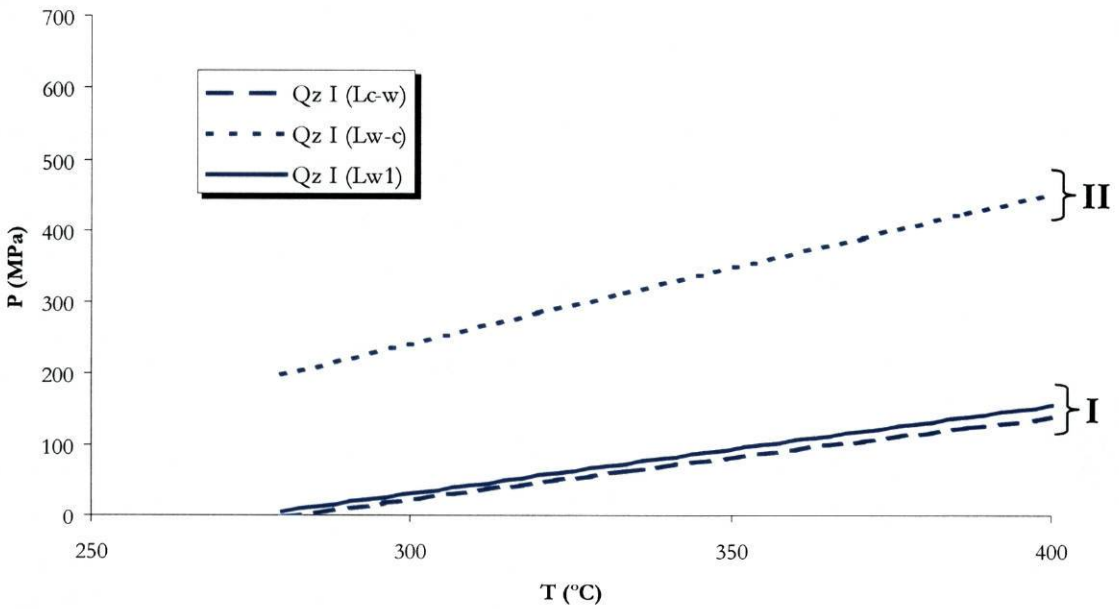


Figura 136 - Isócoras representativas das IF aquosas e aquo-carbónicas aprisionadas no Qz I, pertencentes ao EP.

Os fluidos pertencentes ao EOS I, essencialmente aquo-carbónicos, aprisionados no Qz II e na primeira geração de cassiterite registam igualmente uma grande variação de pressão para IF aprisionadas contemporaneamente ou quasi-contemporaneamente (figura 137). As isócoras poderão ser associadas em dois grupos distintos:

- um grupo (I) constituído pelas IF do tipo Lw_1, Lw-c e Lc-w aprisionados no Qz II e do tipo Lw-c e Lc-w na Cs I, cuja pressão mínima varia de 3 a 62 Mpa;

- outro grupo (II) constituído pelas IF do tipo Lc-w aprisionadas no Qz II e do tipo Lw-c e Lc-w na Cs I, cuja pressão mínima se mantém praticamente constante nos 370 Mpa.

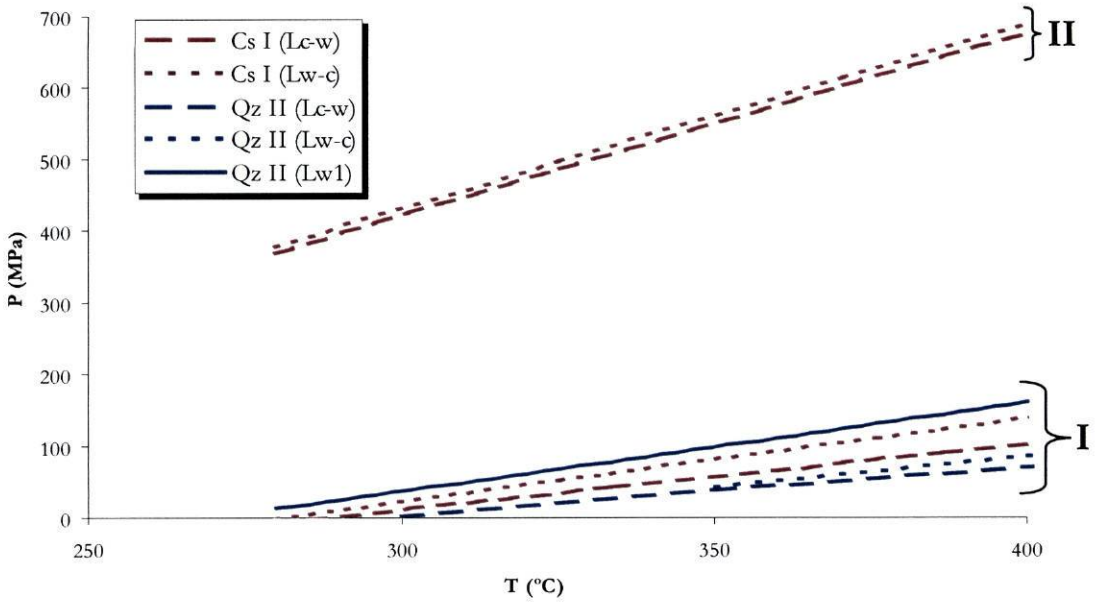


Figura 137 - Isócoras representativas das IF aquosas e aquo-carbónicas aprisionadas no Qz II e Cs I, pertencentes ao EOS I.

A diferença entre as pressões mínimas de aprisionamento registadas para os dois grupos de isócoras considerados, é de cerca de 350 MPa. A sobrepressão registada encontra-se associada aos fluidos aquo-carbónicos do tipo Lw-c aprisionados na cassiterite.

Os fluidos aprisionados no Qz III pertencente ao EPS I, essencialmente aquo-carbónicos, maioritariamente do tipo Lc-w, apresentam, ao contrário dos estádios anteriores, uma evolução das condições de P-T bastante constantes (figura 138). A pressão mínima de aprisionamento, variando de 37 a 84 Mpa, apresenta valores semelhantes aos registados nas IF pertencentes ao grupo I, de mais baixa pressão, registada no EOS I.

Os fluidos aquo-carbónicos pertencente ao EOS II, constituído pelas inclusões do tipo Lc-w e Vc-w aprisionadas quer no Qz V e no PIF 3, não apresentam variações

na pressão, sendo a pressão mínima de aprisionamento cerca de 10 Mpa (figura 139), a mais baixa registada no jazigo. Pelo contrário, nos fluidos aprisionados na segunda geração de cassiterite, igualmente de natureza aquo-carbónica mas sem a presença de IF do tipo Vc-w, apresentam isócoras com alguma variação na pressão aprisionada para a mesma temperatura, variando a pressão mínima de aprisionamento de 10 a 80 Mpa (figura139).

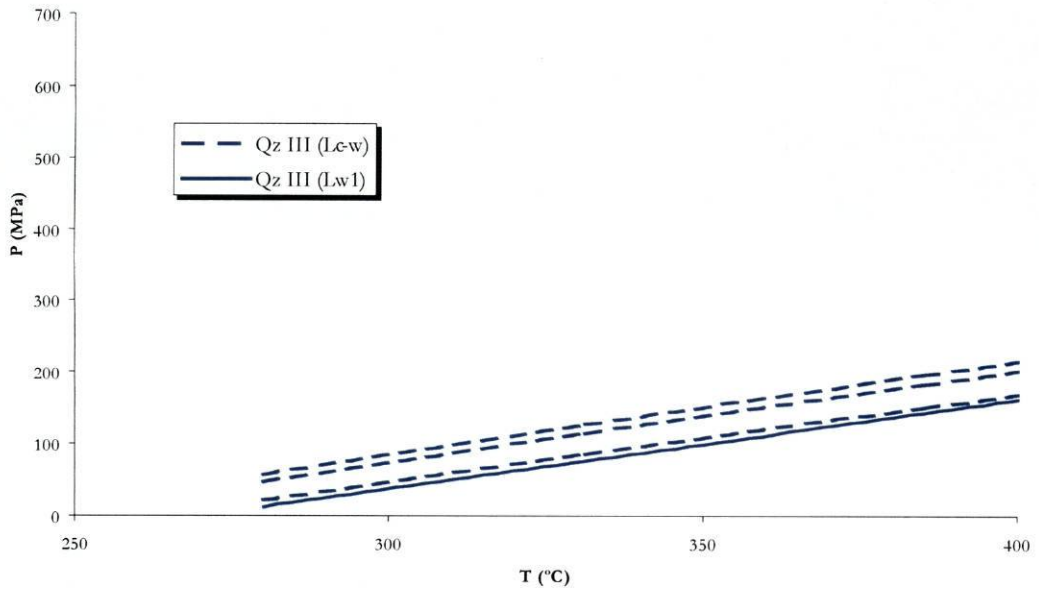


Figura 138 - Isócoras representativas das IF aquosas e aquo-carbónicas aprisionados no Qz III, pertencentes ao EPS I.

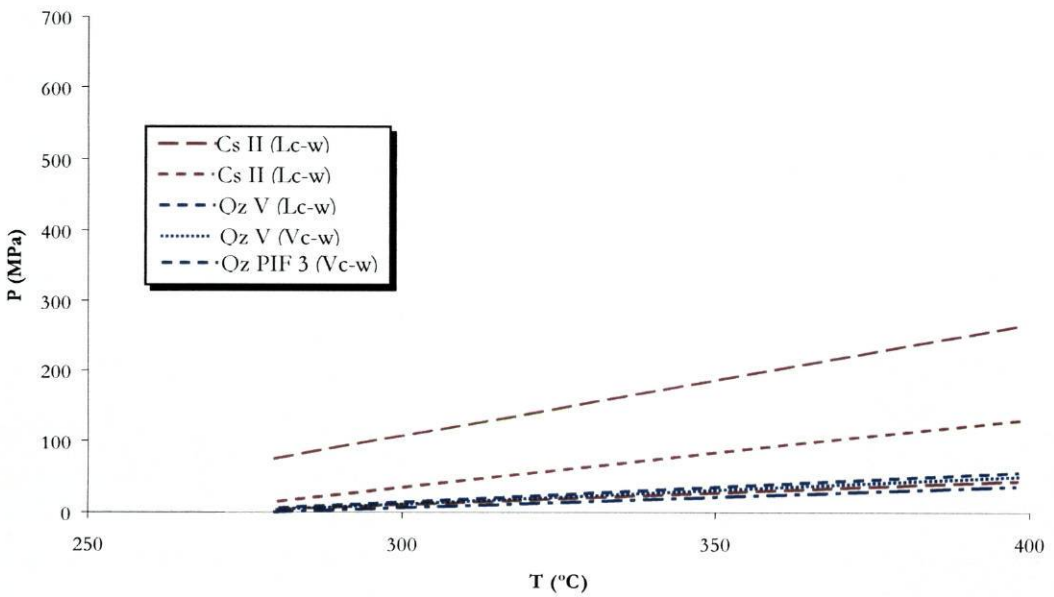


Figura 139 - Isócoras representativas das IF aquo-carbónicas aprisionadas no Qz V, PIF 3 e na Cs II, pertencentes ao EOS II.

Os fluidos essencialmente aquo-carbónicos aprisionados na Sd II, pertencentes ao estádio EPS II, não apresentam variações na pressão, sendo a pressão mínima de aprisionamento cerca de 50 Mpa (figura 140).

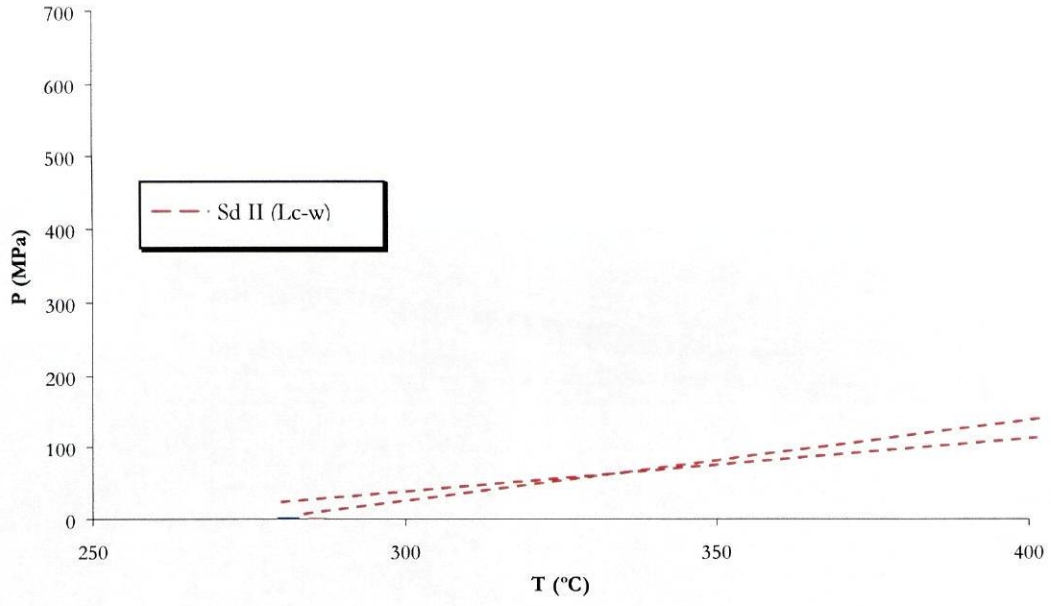


Figura 140 - Isócoras representativas das IF aquo-carbónicas aprisionadas na Sd II pertencentes ao EPS II.

Em súmula poderemos considerar que a mineralização de W-Sn-Cu inicia com uma grande variação na pressão dos fluidos e que depois estabilizam em condições de pressão mais baixas, mantendo-se constante, durante todo o processo, a temperatura mínima de aprisionamento (figura 141). Por outro lado regista-se uma sobrepressão dos fluidos, mesmo para as isócoras de mais baixa pressão se tivermos como referencia o gradiente de 50°C/Km, em regime hidrostático. A mineralização de Sn-Cu, por outro lado, inicia-se por uma associação de fluidos aquo-carbónicos de baixa pressão seguido de uma flutuação da pressão (menor do que a registada na mineralização de W-Sn-Cu) registada na cassiterite seguida de uma estabilização da pressão, em condições de pressão mais baixas, aquando da deposição dos sulfuretos e carbonatos (calcopirite e siderite).

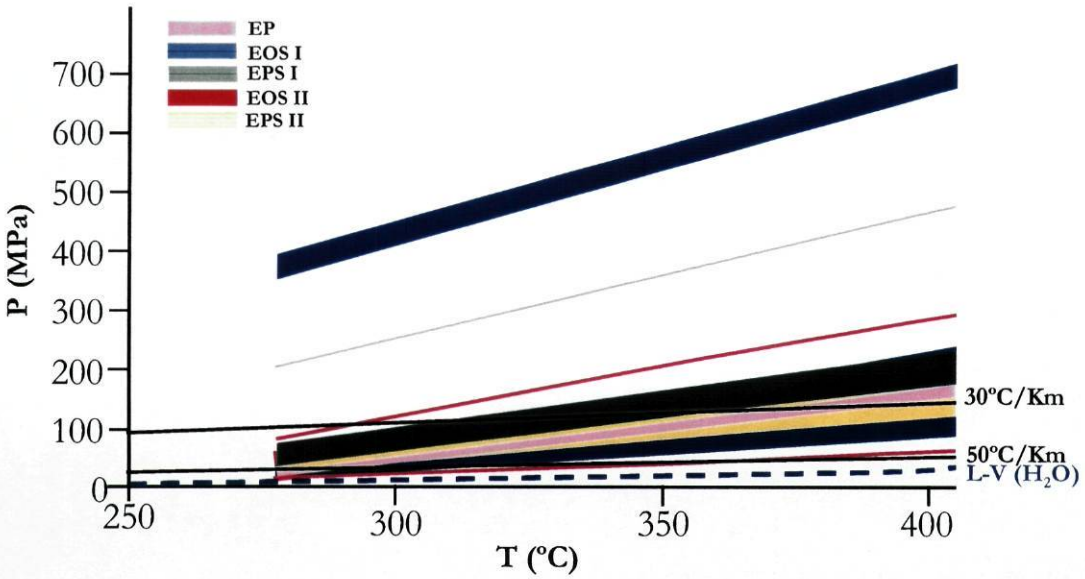


Figura 141 – Evolução das condições P-T para os vários estádios de mineralização do Jazigo da Panasqueira.

5.9 Revisão dos isótopos estáveis

Os estudos de isótopos estáveis, tais como, $\delta^{18}O$, δD, $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ e $\delta^{34}S$ nos paleofluidos aprisionados em alguns minerais podem dar-nos indicações preciosas no que diz respeito à sua origem e evolução. No presente trabalho não foram efectuados estudos isotópicos nos materiais estudados. Contudo e dado o grande volume de estudos de isótopos estáveis efectuados no Jazigo da Panasqueira, não poderemos ficar alheios aos resultados plubicados, pelo que iremos efectuar uma síntese dos mesmos e depois discutir os resultados face aos novos conhecimentos do jazigo da Panasqueira.
O primeiro estudo de isótopos leves no jazigo da Panasqueira foi apresentado por Kelly & Rye (1979) tendo estes autores efectuado um estudo dos isótopos de $\delta^{18}O$, δD, $\delta^{13}C$ e $\delta^{34}S$ na mineralização Sn-W-Cu , na mineralização Pb-(Zn) associada às falhas de desligamento subverticais, no encaixante metassedimentar e no Granito da Panasqueira. Turpin (1980) estudou os isótopos estáveis de $\delta^{18}O$, δD, tendo-se centrado no estudo dos fluidos associados à mineralização de cassiterite. Campbell et al. (1984) desenvolveram um modelo teórico de evolução isotópica de um fluido meteórico em equilíbrio com um granito, a diferentes temperaturas e diferentes razões de fluido/rocha (f/r). Com base neste modelo estes autores recalcularam os dados isotópicos obtidos por Kelly & Rye (1979) no que se refere aos isótopos de $\delta^{18}O$, δD. Bussink (1984) apresenta um estudo geral de isótopos estáveis de $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$. Polya (1987) efectuou estudos de isótopos de $\delta^{34}S$ e reviu os estudos de isótopos de $\delta^{18}O$ e δD efectuados pelos autores anteriormente citados. Por último, Polya et al (2000) efectuaram estudos de isótopos de δD e recalcularam os valores de $\delta^{18}O$, δD anteriormente obtidos, apresentando um novo modelo de interacção de fluidos meteóricos quer com o granito/xisto quer com uma hipotética bacia carbonífera de carvão.

5.9.1 Estudos dos isótopos de Oxigénio ($\delta^{18}O$) e Hidrogénio (δD)

Os isótopos estáveis de $\delta^{18}O$ e δD, na medida em que podem dar indicações quanto à origem e evolução dos fluidos, nomeadamente no que diz respeito ao seu grau de troca com o encaixante, constituem uma ferramenta importante para a compreensão da génese dos jazigos minerais.

Efectuando uma síntese dos dados de δD relativos ao Jazigo da Panasqueira, obtidos pelos autores acima citados (figura 142), regista-se, para os mesmos estádios da mineralização (EOS e EPS), uma dualidade de valores: um grupo empobrecido em deutério, com valores de δD entre –135 e -85 ‰ e um outro grupo mais enriquecido em deutério, com valores de δD a variar entre -40 a -90 ‰.

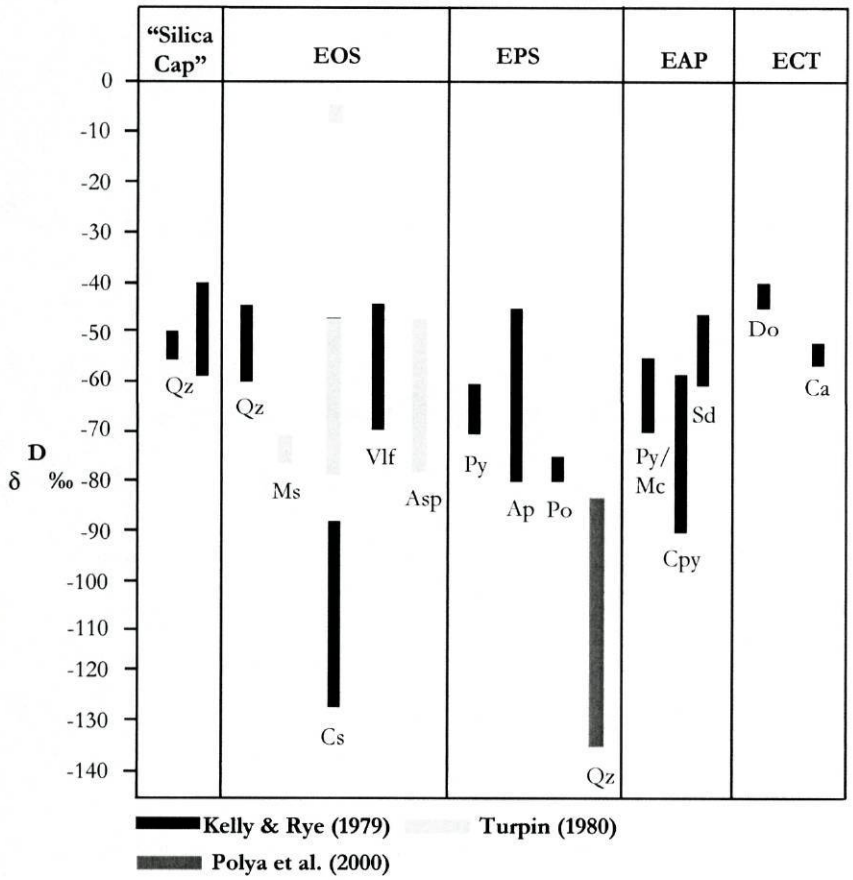


Figura 142 - Composição isotópica de δD obtido para os diversos estádios da mineralização.

O registo de fluidos empobrecidos em deutério encontra-se igualmente assinalado noutros sectores do Orogeno Hercínico, nomeadamente no Maciço Central Francês, nas Montanhas Negras, na Floresta Negra, na Cornualha, etc. A sua presença é anómala na medida em que estes fluidos apresentam as características de fluidos meteóricos de alta altitude ou latitude, contrários ao que a paleogeografia indica para estes sectores da cadeia hercínica.

No que diz respeito à composição e evolução isotópica dos fluidos associados ao estádio principal da mineralização existem várias hipóteses para explicar a grande dispersão de valores, embora todas sejam unânimes em considerar que os fluidos meteóricos tiveram um papel fundamental na génese do jazigo. O diagrama de δD

versus $\delta^{18}O$, tendo por base os valores obtidos por Kelly & Rye (1979), demonstram que os fluidos associados ao estádio principal da mineralização poderão ter uma origem muito diversificada, nomeadamente magmática, orgânica ou metamórfica, em associação com fluidos meteóricos (figura 143).

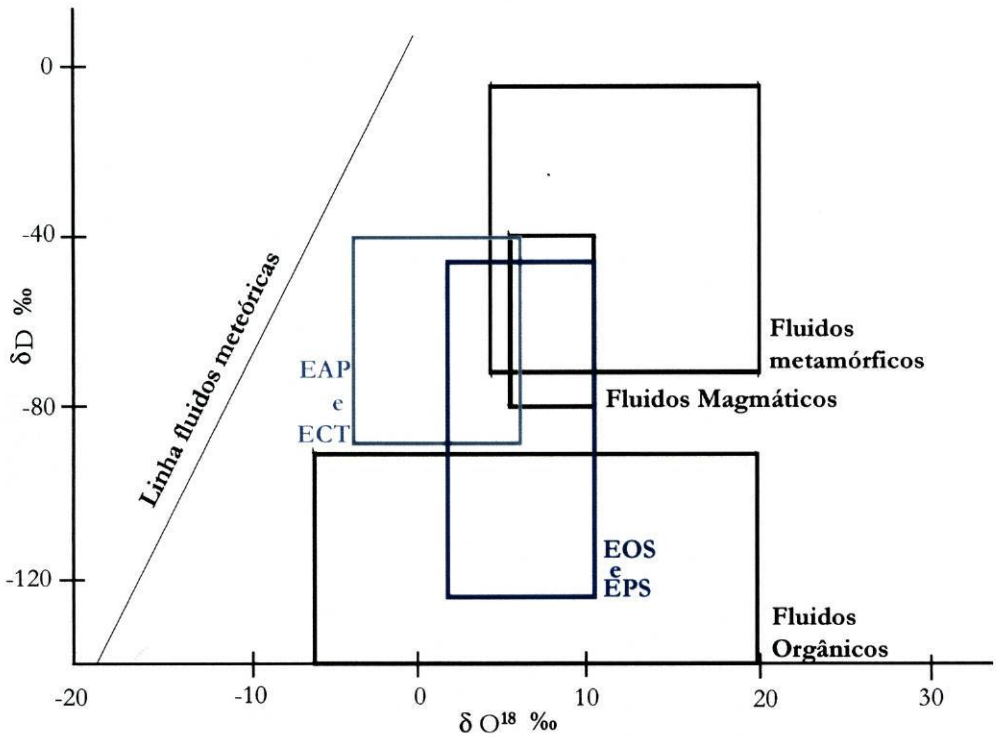


Figura 143 - Composição isotópica de δD versus $\delta^{18}O$ obtido para os diversos estádios da mineralização segundo dados de Kelly & Rye (1979). Os campos de fluidos magmáticos, metamórficos e orgânicos foram obtidos em Sheppard (1994).

Segundo Kelly & Rye (1979) os dados obtidos indicam uma origem ambígua, magmática ou meteórica para estes fluidos, embora com uma provável maior contribuição desta última na génese do jazigo tendo em conta o valor de $\delta^{18}O$ menor do que 5‰ como critério para diferenciar os fluidos meteóricos dos fluidos magmáticos. No que se refere à dualidade de valores de δD estes autores avançam com a hipótese de mistura de duas águas meteóricas com composições distintas durante o estádio principal da mineralização.

Turpin (1980) considera que os fluidos iniciais relacionados com a mineralização de Sn-W são magmáticos, com uma composição isotópica de $\delta^{18}O$ igual a 11 ‰ e δD igual a -50 ‰, a uma temperatura estimada de 500 °C. O sistema evolui por sucessivas entradas no sistema de águas meteóricas originadas em diferentes aquíferos. Primeiramente foi introduzido no sistema um fluido com δD = -5 ‰, rico em CO_2, de origem meteórica, de baixas latitudes e altitudes. Posteriormente um fluido meteórico com um δD baixo

(δD = -120 ‰) com um baixo teor em CO_2, originado de um outro aquífero, proveniente de uma altitude elevada. Num estádio mais tardio o sistema evolui para fluidos com composição de δD igual a -40 ‰ empobrecido em CO_2 e enriquecido em azoto e metano.

Bussink (1984) aponta igualmente uma origem ambígua, meteórica ou magmática para os valores de isótopos de $\delta^{18}O$ obtidos para os fluidos associados ao estádio principal da mineralização.

Campbell et al. (1984), desenvolveram um modelo que tem em consideração não só as composições isotópicas iniciais dos fluidos como também a interacção do fluido com a rocha (f/r) e a temperatura a que se dão essas trocas. Estes factores alteram a composição isotópica inicial do fluido, enriquecendo-o em δD e $\delta^{18}O$ tanto mais quanto maior for a interacção do fluido com o encaixante e aumentando o δD e diminuindo o $\delta^{18}O$ com o abaixamento da temperatura. Se a relação de f/r for superior a 0,1 somente a composição de $\delta^{18}O$ é afectada. Estes autores, com base no facto de os valores de δD apresentarem uma grande variação, ao contrário dos valores relativamente constantes de $\delta^{18}O$, defendem a hipótese de ter existido uma importante troca isotópica entre o granito e um fluido a baixa temperatura, de origem meteórica (baixa relação de f/r), pondo de parte a hipótese de uma mistura de dois fluidos meteóricos com diferentes composições deutéricas. Apresentam composições iniciais para os fluidos meteóricos de δD igual ou menor a -125 ‰ e $\delta^{18}O$ igual a -17 ‰. Contudo este modelo, para além de não justificar a presença do fluido de composição anómala em deutério, aponta para uma evolução da composição isotópica contrária à que realmente se observa no jazigo, ou seja, aponta para um progressivo enriquecimento do fluido em deutério devido à cada vez maior interacção do fluido com a rocha granítica.

Polya (1987), reviu e discutiu os dados isotópicos anteriormente apresentados tendo concluído que os fluidos associados à mineralização de W-Sn do Jazigo da Panasqueira são predominantemente meteóricos tendo em conta o limite ‹ 9 ‰ de $\delta^{18}O$ como critério para diferenciar os fluidos meteóricos dos magmáticos. A razão pela qual adopta este critério e não o de Kelly & Rye (1979), mais consensualmente aceite, prende-se, segundo o autor, com o facto de os granitos hercínicos possuírem um $\delta^{18}O$ mais elevado do que o que se admite normalmente (valores médios variam de 5,5 a 10 ‰ segundo Taylor (1997)).

Com base na baixa relação de $\delta^{18}O$ entre quartzo e o feldspato (valores entre 0,2 e 0,3 ‰) Polya (1987) confirma, por outro lado, a importante troca isotópica observada entre

os fluidos mineralizantes e o granito da Panasqueira. Deste modo aplicando o modelo de interacção de um fluido meteórico com o granito, desenvolvido por Campbell et al. (1984), este autor infere que a composição da água meteórica em equilíbrio com o Granito da Panasqueira poderá ter um δD com valores entre -40 a -60 ‰ (figura 144).

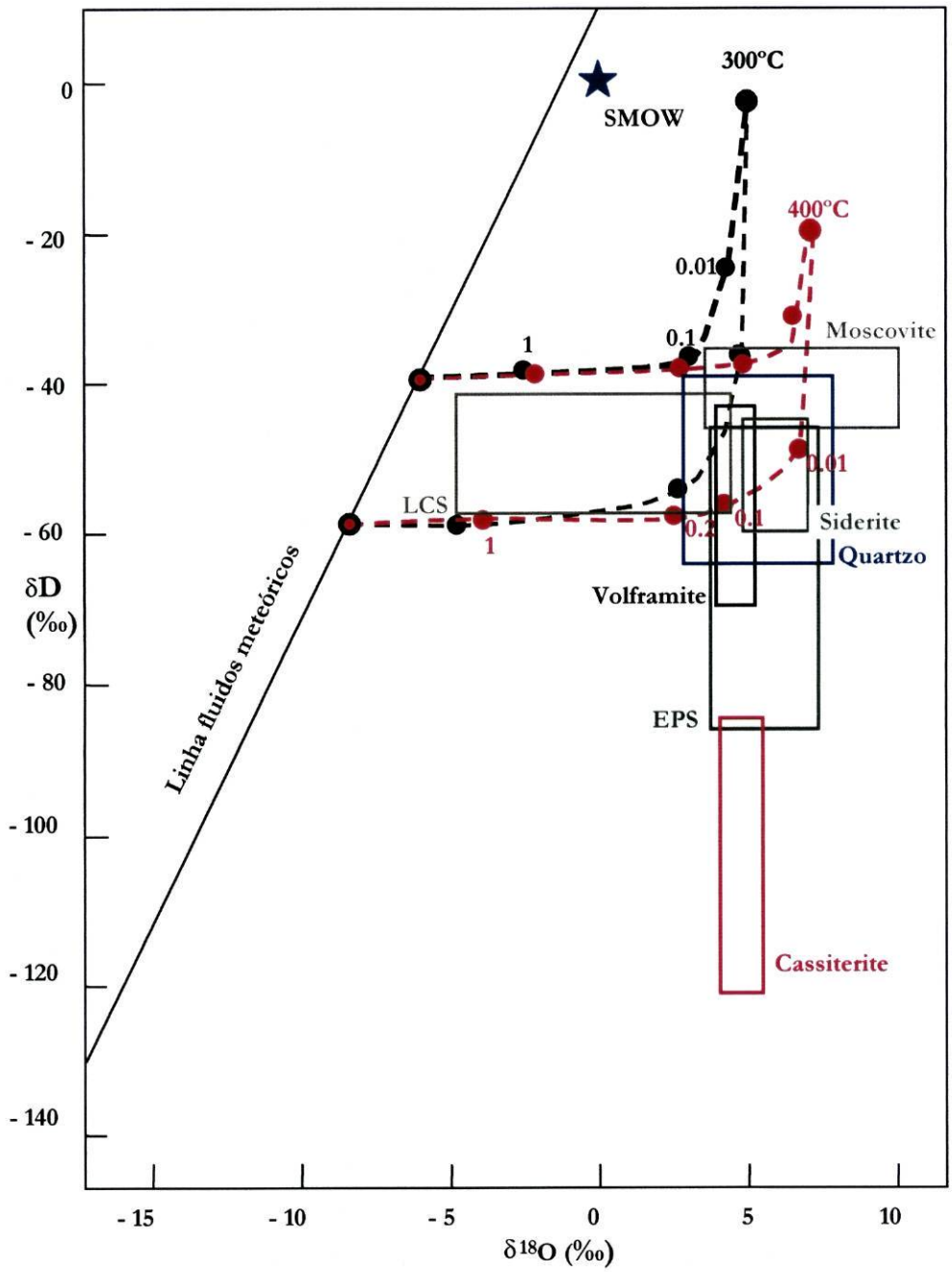


Figura 144 - Composição isotópica de δD e $\delta^{18}O$ gerados por interacção entre um fluido meteórico (δD:-60 ‰ e –40‰) e um granito (δD:-70 ‰ e $\delta^{18}O$: 10‰), a 400 °C durante o estádio principal da mineralização(linha vermelha) e a 300°C durante o ECT (linha a preto) para diferentes razões f/r (números abaixo dos círculos). Segundo Polya (1987) baseado no modelo de Campbell et al. 1984).

Esta composição isotópica é mais compatível com a composição isotópica que seria de esperar encontrar nas águas meteóricas existentes contemporaneamente à génese do jazigo. Este valor foi obtido tendo por base uma relação de f/r cerca de 0,2 e uma composição isotópica do granito de δD igual a -70 ‰ e $\delta^{18}O$ igual a 10 a 12 ‰, a uma temperatura de 300 a 400 °C. Contudo este modelo não explica os fluidos deutericamente empobrecidos na cassiterite e no quartzo associados ao EOS registados por Kelly & Rye (1979).

Polya et al. (2000) registaram a presença de fluidos empobrecidos em deutério num cristal de quartzo pertencente ao EPS. Estes autores explicam este facto com o equilíbrio de um fluido meteórico com uma composição isotópica inicial de δD igual a -54 ‰ e $\delta^{18}O$ igual a -8‰ em equilíbrio com (figura 145):

- um granito ou encaixante metassedimentar, com uma composição isotópica inicial de δD igual a -70 ‰ e $\delta^{18}O$ igual a 11‰, a uma temperaturas de 375 °C, durante o EOS;

- uma bacia sedimentar com carvão, com uma composição isotópica de δD igual a -130 ‰ e $\delta^{18}O$ igual a 11‰, a uma temperaturas de 240 °C, durante a fase final do estádio EOS e durante o estádio EPS.

Associados aos fluidos empobrecidos em deutério foram detectadas elevadas relações de Br/Cl e I/Cl e relativamente constantes de $^{40}Ar^*/Cl$ o que, segundo os autores acima citados, sugerem fortemente que estes fluidos estiveram em contacto com carvão.

No que diz respeito à composição isotópica dos fluidos associados à fase carbonatada tardia do Jazigo da Panasqueira, ao contrário do que seria de se esperar, apresentam valores semelhantes aos fluidos iniciais da mineralização Sn-W-Cu.

Segundo Kelly & Rye (1979) os dados obtidos indicam uma origem meteórica predominante para estes fluidos. Contudo Campbell et al. (1984) obtiveram valores de δD mais altos do que seria de se esperar, se se admitir uma origem meteórica para estes fluidos, tendo em conta a paleogeografia da região e valores de $\delta^{18}O$ intermédios entre fluidos magmáticos e meteóricos. Estes autores levantam três hipóteses para justificar a composição anómala destes fluidos:

- mistura de um fluido meteórico em equilíbrio com o encaixante com um fluido meteórico não modificado isotopicamente;

- representam somente fluido meteórico mais tardio, em equilíbrio com o encaixante;

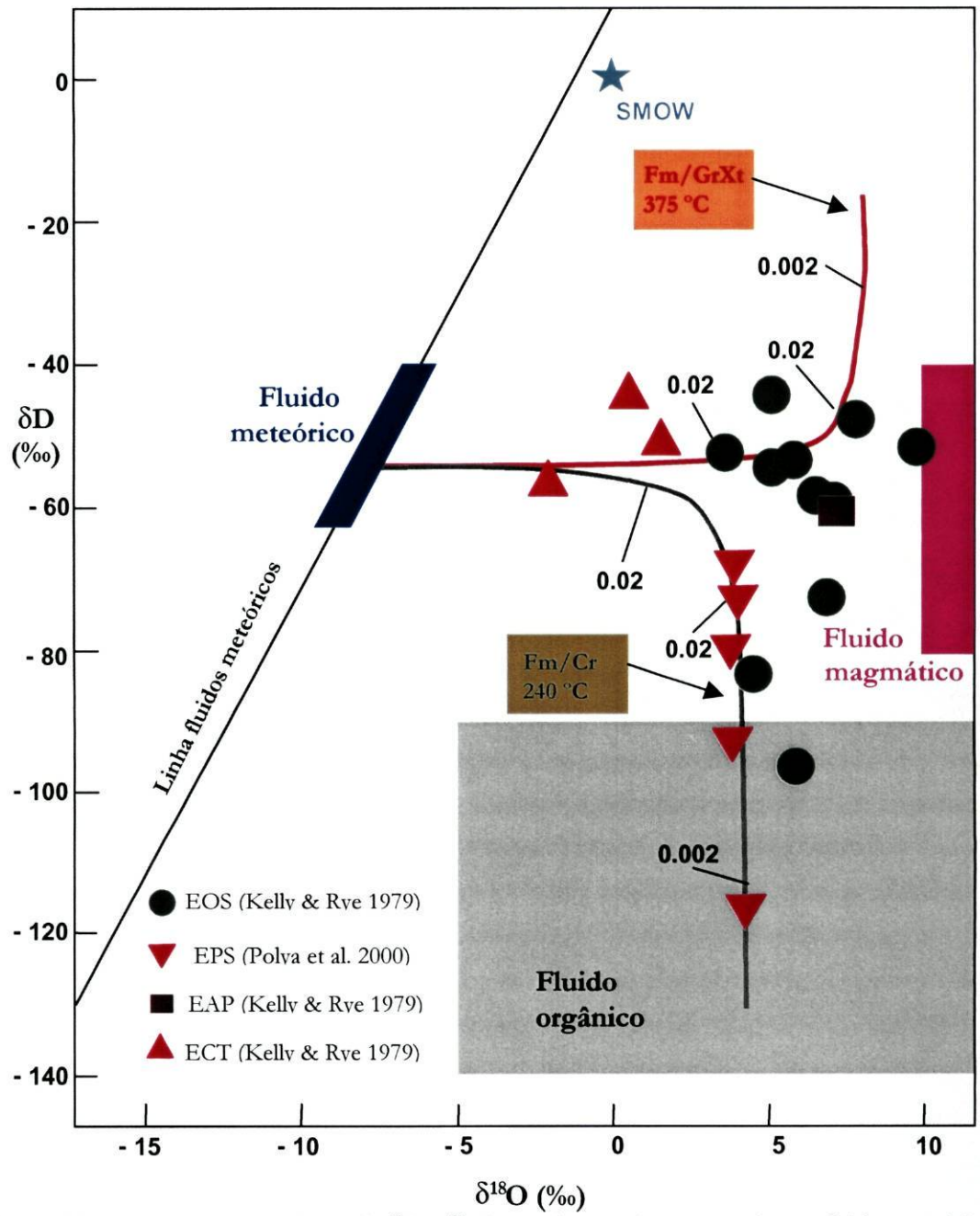


Figura 145 - Composição isotópica de δD e $\delta^{18}O$ gerados por interacção de um fluido meteórico (δD:-54 ‰ e –8 ‰) quer com um granito ou xisto (δD:-70 ‰ e $\delta^{18}O$: 11 ‰), a 375 °C (linha vermelha) quer com carvão(δD:-130 ‰ e $\delta^{18}O$: 11 ‰), a 240°C durante os estádios EOS, EPS, EAP e ECT para diferentes razões f/r . Segundo Polya et al. (2000) baseado no modelo de Campbell et al. (1984).

- mistura de um fluido meteórico com um fluido magmático.

Polya (1987) considera que durante o estádio dos carbonatos tardios a relação f/r é bastante superior à obtida para os estádios principais da mineralização apoiando assim a hipótese de os fluidos tardios resultarem de um fluido meteórico, com uma composição isotópica idêntica ao fluido meteórico associado ao estádio principal da mineralização, de mais baixa temperatura, com uma pequena interacção com o encaixante rochoso (figura 144).
No que se refere à composição de $\delta^{18}O$ do Granito da Panasqueira e do encaixante metassedimentar, os valores médios obtidos são superiores aos obtidos nos vários minerais pertencentes aos filões mineralizados de Sn-W-Cu. A razão pela qual o Granito da Panasqueira apresenta valores elevados de $\delta^{18}O$ comparativamente ao estabelecido para os granitos e mesmo superiores aos obtidos no Granito do Fundão deve-se quer ao facto de este derivar de uma fusão crustal de Xistos das Beiras enriquecidos em $\delta^{18}O$ (Kelly & Rye 1979 e Bussink 1984) quer devido a possíveis trocas isotópicas, via fluidos aquosos, durante a graisenização e as alterações hidrotermais tardias observadas no granito e no encaixante (Kelly & Rye 1979).

Em síntese podemos dizer que os dados obtidos pelos vários autores indicam a presença de dois fluidos, aparentemente contemporâneos, com assinaturas diferentes no que diz respeito ao δD, ou seja, um fluido empobrecido em deutério e um fluido enriquecido em deutério. Com vista a resolver esta contradição Kelly & Rye (1979) e Turpin (1980) apontam a presença de fluidos meteóricos de origens diferentes enquanto que Campbell et al. (1984), Polya (1987), Polya et al. (2000) defendem uma evolução da composição isotópica de um só fluido devido à sua interacção com o granito e/ou encaixante metassedimentar.
Segundo a nossa perspectiva nenhumas destas hipóteses avançadas pelos autores anteriores para justificar a grande variação isotópica dos fluidos associados às mineralizações existentes no Jazigo da Panasqueira, são satisfatórias. No que se refere à presença anómala de fluidos empobrecidos em deutério pensamos que só a hipótese de Polya et al. (2000) de interacção de um fluido meteórico com matéria orgânica (carvão) poderá explicar a presença do fluido empobrecido em deutério neste sector do orogeno. Contudo pensamos que o modelo de evolução isotópica apresentado por esses autores enferma de algumas incongruências, das quais destacamos:

- não explicar a dualidade de valores de δD apresentados por vários minerais, entre os quais a cassiterite;

- não fundamenta a presença de uma bacia carbonífera no sector em estudo na medida em que actualmente não existe nenhum vestígio visível da existência da mesma;

- não explicar a razão pela qual os metassedimentos apresentam um empobrecimento em deutério quando se encontram alterados hidrotermalmente (moscovitização e turmalinização)

Tendo em conta os estudos paragenéticos e de fluidos levados a cabo no presente trabalho poderemos afirmar que a presença de uma aparente dualidade dos fluidos associados aos estádios principais da mineralização poderá estar relacionado com a evolução paragenética do próprio jazigo: os fluidos ricos em deutério associados aos primeiros estádios da mineralização (EP e EOS I) e os fluidos empobrecidos em deutério associados aos estádios mais tardios (EPS I e EOS II e possivelmente EPS II), particularmente à segunda geração de cassiterite; justifica-se, deste modo, a aparente dualidade isotópica da cassiterite. Pela mesma razão justifica-se o facto de os fluidos associados às alterações hidrotermais (moscovitização e turmalinização), na medida em que pensamos estarem associadas à segunda geração de cassiterite, ou seja estão associados a fluidos deutericamente empobrecidos que induziram um empobrecimento em deutério no encaixante metassedimentar. Mas a questão principal a explicar continua a residir no facto de os fluidos deutericamente empobrecidos só se encontrem registados nos estádios mais tardios. Ou por outras palavras, porque é que os fluidos empobrecidos em deutério, na medida em que têm uma origem orgânica, derivada de uma bacia carbonífera, só se encontrem registados nos estádios mais tardios quando é por todos aceite o papel fundamental das águas meteóricas nos estádios mais precoces da mineralização de W-Sn-Cu.

Com vista a contribuir para a resposta a esta questão iremos apresentar uma hipótese. Contudo só um estudo isotópico que tenha em conta os minerais pertencentes a cada uma das mineralizações que ocorrem no Couto Mineiro da Panasqueira poderá confirmar ou rejeitar a mesma. A hipótese que iremos apresentar baseia-se nos dados e modelos avançados pelos autores anteriormente citados e no estudo efectuado no presente trabalho. O modelo de interacção de um fluido empobrecido em deutério com

um granito, apresentado por Campbell et al. (1984), mais tarde adaptado por Polya (1987) para uma composição isotópica mais aproximada da composição dos granitos hercínicos (figura 146) enquadra-se na evolução isotópica registada no Jazigo da Panasqueira I se tivermos em conta que a relação fluido/rocha, no caso particular deste jazigo, foi aumentando com a evolução do mesmo.

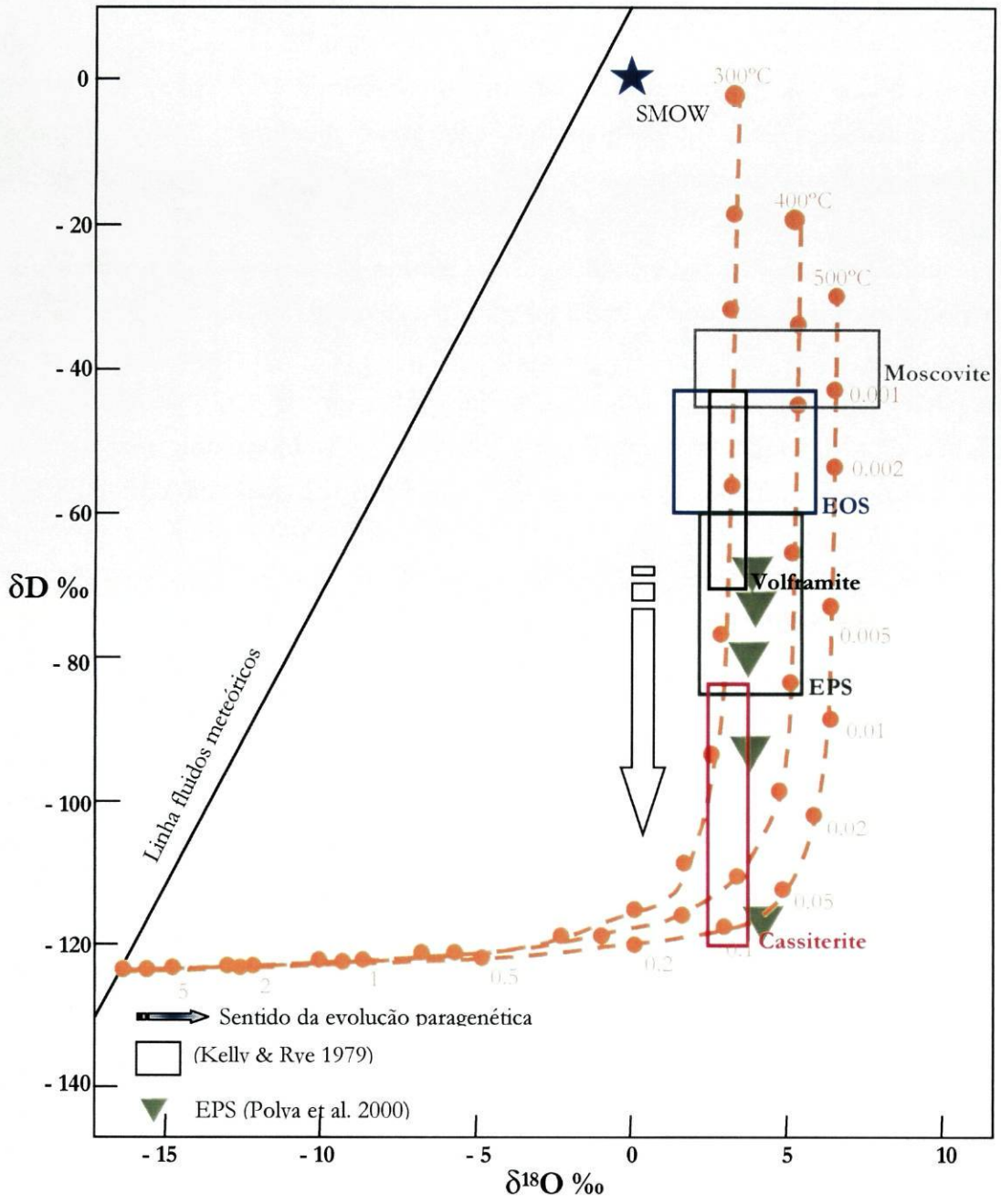


Figura 146 – Composição isotópica de δD e $\delta^{18}O$ gerados por interacção de um fluido meteórico (δD:-125 ‰) com um granito (δD:-70 ‰ e $\delta^{18}O$: 10 ‰), a 300, 400 e 500 °C para diferentes razões f/r. Adaptado de Polya (1987) e Polya et al. (2000), tendo por base o modelo de Campbell et al. 1984).

A fracturação do Granito da Panasqueira I, nomeadamente o seu diaclasamento e posterior preenchimento por fluidos mineralizados não implica necessariamente que este já tivesse totalmente cristalizado. Segundo Price (1966) e Hibbard & Watters (1985) numa rocha com comportamento plástico poderão ser geradas fracturas em regime frágil. Este facto foi confirmado experimentalmente por Molen & Paterson (1979) que estabeleceram que um magma com 70% de cristais tem um comportamento frágil.
Deste modo pensamos que a interacção de um fluido meteórico, empobrecido em deutério com a primeira intrusão granítica, ainda não completamente formada poderá implicar uma relação f/r muito elevada, de onde poderá resultar, segundo o modelo de Campbell et al. (1984), um fluido enriquecido em deutério (figura 147a), com uma composição isotópica próxima à que se observa nos estádios iniciais da mineralização. Este facto poderá explicar a forte interacção entre os fluidos externos e o granito em formação, aprisionados nas diaclases que afectam não só o encaixante metassedimentar como também o granito. Com a evolução deste sistema, a completa solidificação da massa granítica implica que a interacção do fluido com a rocha granítica irá ser cada vez menor, pelo que se observa um cada vez menor enriquecimento em deutério (figura 147b), tal como o que se regista nos estádios mais tardios. Em particular a mineralização de Sn-Cu está, como iremos discutir adiante, fortemente ligada a fluidos externos à segunda intrusão granítica pelo que a sua assinatura isotópica estará bastante condicionada pela natureza destes fluidos.

Os fluidos relacionados com o EAP e ECT são muito mais tardios, não se observando o equilíbrio com a matéria orgânica na medida em que esta já apresentaria um estado de incarbonização elevado, transformando-se numa matéria inerte, pelo que a formação de fluidos orgânicos serão praticamente nulas, pelo que o fluido meteórico se encontra em equilíbrio somente com o encaixante metassedimentar, a baixas temperaturas (figura 147c).

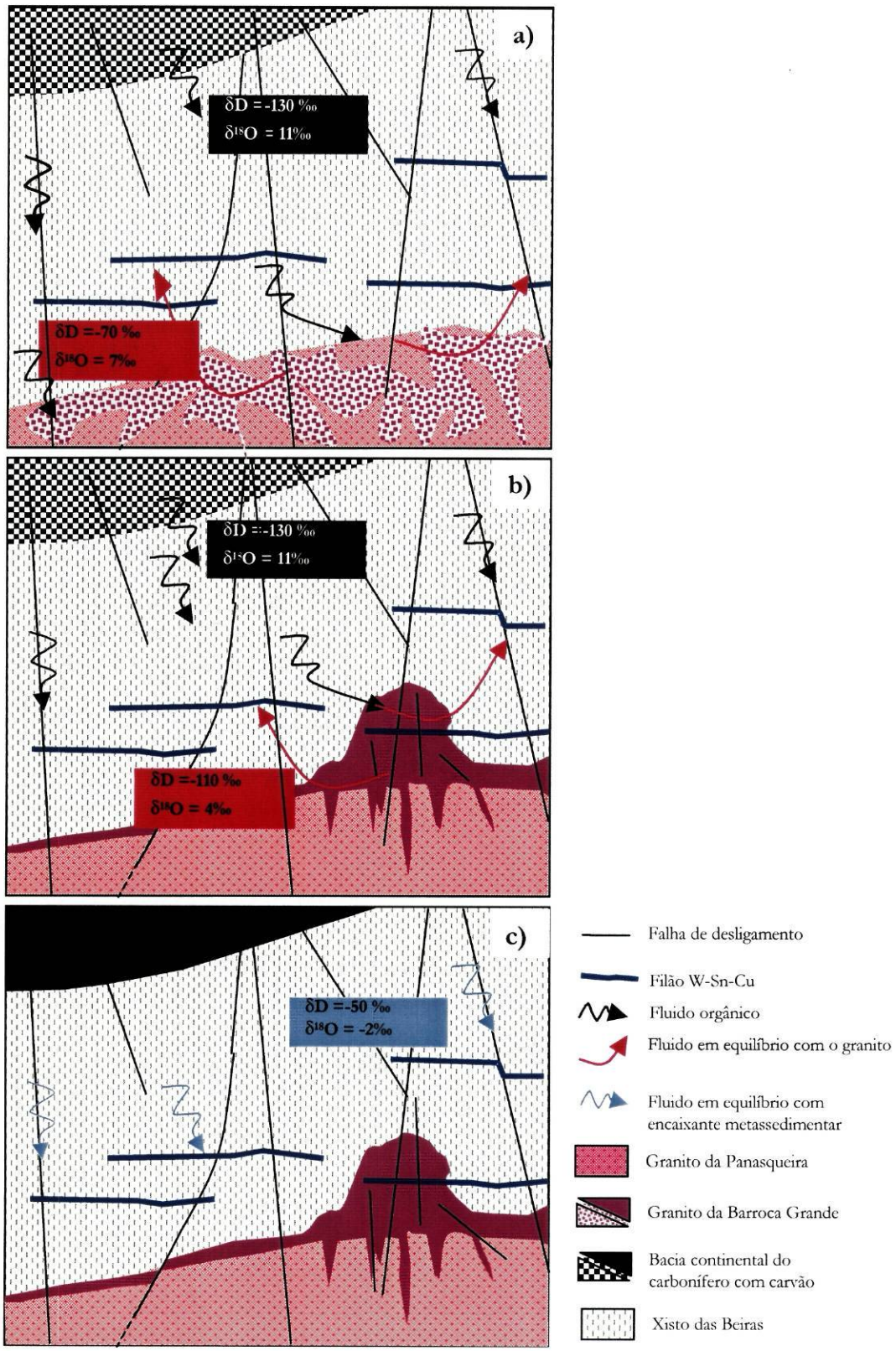


Figura 147 - Modelo proposto para a evolução dos isótopos de δD e $\delta^{18}O$ no Jazigo da Panasqueira. **a**. Durante o EP e EOS I. **b**. Durante o EPS I, EOS II e EPS II. **c**. Durante o EAP e ECT. Corte hipotético do sector P4 tendo por base o perfil de Bussink (1984) no que se refere à cúpula granítica. Desenho sem escala.

5.9.2 Estudo do isótopo de Enxofre ($\delta^{34}S$)

Os estudos isotópicos de $\delta^{34}S$ foram efectuados quer nos sulfuretos pertencentes aos filões mineralizados em Sn-W-Cu e Pb-Zn (Kelly & Rye 1979 e Polya 1987) quer nos sulfuretos pertencentes aos Xistos das Beiras (Polya 1987).
Os valores de $\delta^{34}S$ obtidos nos sulfuretos pertencentes aos estádios EOS, EPS e EAP apresentam uma grande uniformidade (variam de -3,5 a 4 ‰), não se observando nenhuma evidência de evolução ao longo do tempo. Espacialmente também não é evidente nenhuma variação lateral ou em profundidade dos valores de $\delta^{34}S$. Por outro lado, os sulfuretos associados ao estádio carbonatado tardio dos filões de Sn-W-Cu e os sulfuretos pertencentes aos filões mineralizados em Pb-Zn apresentam uma grande variação nos teores de $\delta^{34}S$ (-20 a 12 ‰), sendo evidente uma variação dos seus valores em profundidade, observando-se valores cada vez mais negativos com o aumento da profundidade.
Quanto à origem do enxofre, no que diz respeito aos vários sulfuretos pertencentes aos estádios principais de mineralização de W-Sn-Cu Kelly & Rye (1979) afirmam que este teve uma única origem, tendo derivado provavelmente de uma fonte ígnea profunda, mantélica ou crustal homogeneizada; os fluidos portadores do enxofre teriam assim derivado ou directamente de um magma ou de uma lixiviação de sulfuretos existentes em rochas ígneas. Por outro lado, Polya (1987), não exclui o contributo dos sulfuretos existentes dos Xistos das Beiras como possível fonte de enxofre, salvaguardando, contudo, que a maior parte deste terá sido derivado dos granitóides existentes na região. Em contraste, o enxofre existente nos sulfuretos associados ao ECT e os sulfuretos pertencentes à mineralização de Pb-Zn associada às falhas de desligamento apresentam uma origem heterogénea (Xistos das Beiras e granitóides), com grande contributo de águas meteóricas (Kelly & Rye 1979 e Polya 1987). O zonamento vertical observado reflecte uma diminuição da profundidade, devido à erosão, durante este estádio.

5.9.3 Estudo do isótopo de Carbono ($\delta^{13}C$)

Os estudos isotópicos de $\delta^{13}C$, realizados por Kelly & Rye (1979) e Bussink (1984), foram efectuados quer directamente em inclusões fluidas ricas em CO_2 existentes no quartzo, topázio, volframite, blenda, calcopirite e arsenopirite quer indirectamente em minerais, tais como, na siderite, calcite e dolomite pertencentes à mineralização de

W-Sn-Cu e na dolomite pertencente à mineralização de Pb-Zn.

Quanto à origem do carbono Kelly & Rye (1979) sugerem que os valores de $\delta^{13}C$, extremamente negativos (-13 a –9 ‰) indicam que durante a deposição dos quartzos iniciais, ricos em CO_2 e durante a deposição da siderite, os fluidos estiveram em contacto ou com grafite ou com matéria orgânica, dispersa nos Xistos das Beiras ou assimilada pelo magma que deu origem ao Granito da Panasqueira. Bussink (1984) embora concordando com este ponto de vista, não inviabiliza a possibilidade de, na fase inicial existir também um contributo de um CO_2 magmático.

Quanto à origem do carbono da fase carbonatada tardia da mineralização de W-Sn-Cu e da mineralização de Pb-Zn estes autores são unânimes em considerar que este tem uma origem mais heterogénia, com um grande contributo de águas meteóricas oxigenadas.

5.9.4 Estudo do isótopo de Nitrogénio ($\delta^{15}N$)

Os isótopos de $\delta^{15}N$ foram estudados unicamente por Bussink (1984) em quartzo metamórfico, quartzo pertencente ao estádio principal da mineralização e na volframite, tendo registado valores relativamente homogéneos, variando essencialmente entre 3 e 5 ‰. Quanto à origem do nitrogénio este autor considera que o mesmo teve origem em fluidos em equilíbrio com matéria orgânica dispersa nos Xistos das Beiras, reforçando assim a influência da matéria orgânica nos fluidos mineralizantes de Sn-W-Cu.

6. Datação absoluta das mineralizações

A datação de jazigos minerais, embora de primordial importância para compreender melhor a génese das mineralizações, a sua possível relação com o encaixante e a sua possível relação com a tectónica, não é sistematicamente efectuada. A este facto não será alheio o carácter polifásico das mineralizações, o que impossibilita, por vezes, a interpretação dos dados obtidos. No que se refere ao Jazigo da Panasqueira foram efectados estudos geocronológicos da mineralização com base na técnica de K-Ar (Clark 1970), "fission track" (Kelly & Wagner 1977) e $^{40}Ar/^{39}Ar$ (Snee et al. 1988).
Clark (1970) datou, com base na técnica de K-Ar, as moscovites do graisene e as moscovites pertencentes ao aos filões de quartzo sub-horizontais mineralizados. As idades obtidas foram 289-293± 10 Ma. Dado o erro de 10 Ma inerente a esta técnica não é possível distinguir a idade das diversas moscovites estudadas.
Snee et al (1988) apresentam uma datação das várias gerações de moscovites estudadas por Kelly & Rye (1979) com base método de datação $^{40}Ar/^{39}Ar$, com uma precisão de cerca de ± 0.25 %. Os resultados obtidos por esta técnica, ou seja, a datação absoluta de eventos térmicos e a duração do seu processo, podem ser interpretados como sendo a:

- datação da cristalização;

- datação da renovação do sistema K-Ar por um evento térmico depois da cristalização.

Os resultados obtidos (figura 148) datam a cristalização das moscovites pertencentes ao estádio dos óxido-silicatos e ao estádio principal dos sulfuretos, a cristalização ou a renovação do sistema induzido por um reaquecimento das moscovites pertencentes ao graisene e as que ocorrem nas fracturas do *silica cap* e a perda do árgon no sistema, posterior à cristalização das moscovites, associado ao estádio da alteração da pirrotite. Tendo por base a síntese dos resultados, estes autores concluem que:

- a individualização de dois períodos dentro do estádio dos oxido-silicatos é coerente com os estudos paragenéticos apresentados por Kelly & Rye (1979), segundo os quais se individualizava no Jazigo da Panasqueira dois subestádios no estádio dos oxido-silicatos: um primeiro subestádio representado pela salbanda de moscovite e um segundo subestádio representado por um intercrescimento de quartzo, moscovite, volframite;

- os sulfuretos do estádio principal dos sulfuretos estão associados a um único evento, observando-se contudo um certo diacronismo dos resultados obtidos à medida que nos afastamos da cúpula granítica; este facto sugere que os fluidos associados a este estádio tiveram uma estreita relação com a cúpula granítica, observando-se um transporte cada vez menor destes fluidos ao longo do tempo;

- os resultados obtidos no graisene e moscovites em fracturas do *silica cap*, bastante mais homogéneos do que os obtidos para as outras moscovites, representam provavelmente uma renovação do sistema por fluidos mais tardios (subestádio dos oxido-silicatos II); segundo esta interpretação a cúpula granítica, o *silica cap* e o graisene formaram-se durante ou antes do início da mineralização; contudo estes autores não põem completamente de parte a hipótese de os resultados representarem a cristalização das moscovites o que implicaria que a génese da cúpula granítica e a sua actividade seria posterior ao subestádio dos oxido-silicatos I e estádio principal dos sulfuretos;

- a perda de árgon no sistema, depois do sistema estar fechado, em todas as moscovites analisadas foi imputado ao estádio de alteração da pirrotite, onde foram obtidas temperaturas da ordem dos 280 °C[1]; no estádio dos carbonatos tardios foram obtidas temperaturas mais baixas, da ordem dos 70-120 °C, não suficientes para perturbar o sistema.

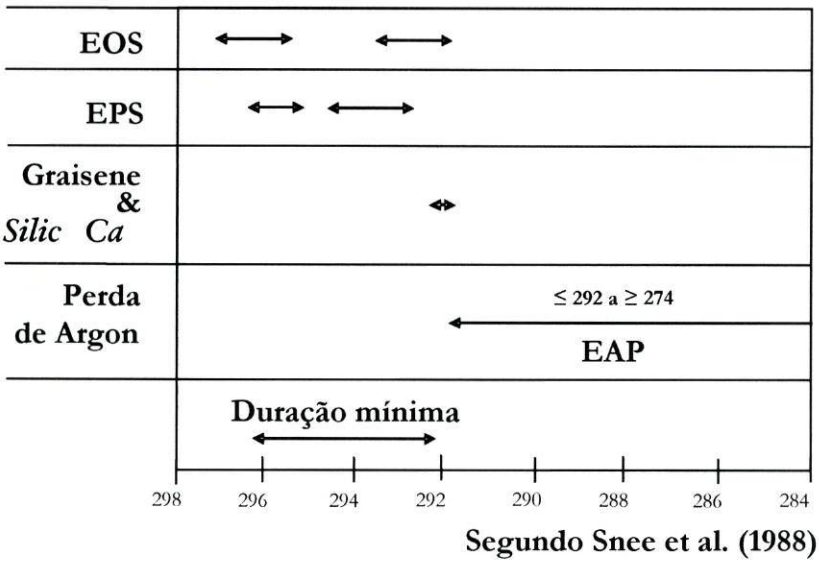


Figura 148 – Datações absolutas obtidas em diversas moscovites pelo método $^{40}Ar/^{39}Ar$.

[1] Valores obtidos por Kelly & Rye (1979) com base no estudo das inclusões fluidas

No que se refere à duração mínima dos estádios principais do Jazigo da Panasqueira (figura 148) serão em seguidas discutidos.

Não pondo em causa a credibilidade da técnica utilizada nem o rigor dos estudos paragenéticos no que se refere às moscovites, iremos discutir, com base nos conhecimentos adquiridos no presente trabalho, algumas das interpretações acima referidas.

Com vista a uma melhor compreensão optamos por apresentar todas as datações obtidas pelos autores acima citados em vez das médias para cada um dos estádios (figura 149). As datações assim apresentadas revelam desde logo um acentuado diacronismo nas datações obtidas, com o registo das moscovites mais antigas obtidas no sector de Vale da Ermida e as mais recentes registadas no graisene existente no sector da Barroca Grande.

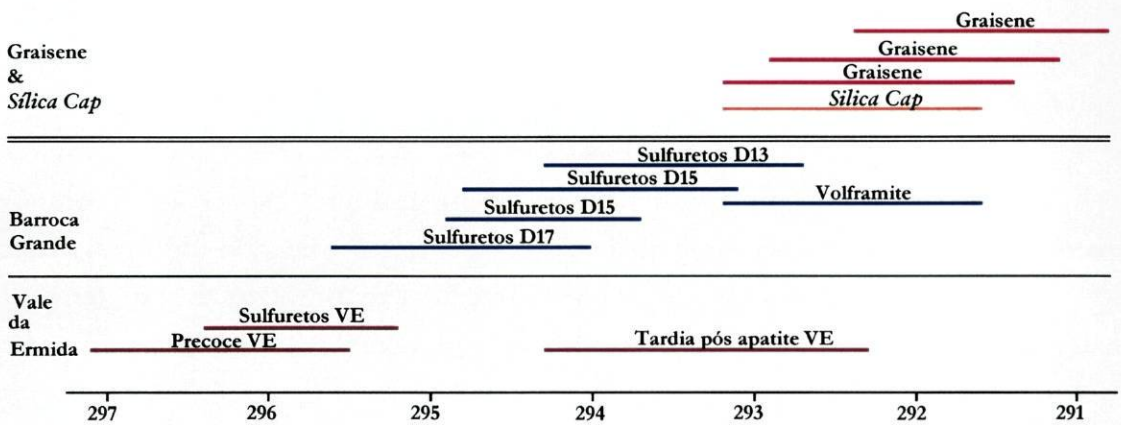


Figura 149 – Descriminação das datações absolutas obtidas por Snee et al. (1988) para os vários sectores da mina.

O facto de numa das amostras (PGL 207) estudadas por Snee et al. (1988) existente no sector do Vale da Ermida ocorrer duas gerações de moscovites com idades diferentes: a primeira, associada ao topázio, tem uma idade de cerca de 296 Ma e uma segunda, posterior à apatite, com uma idade de 293 Ma, invalida a hipótese de o diacronismo observado nestas datações serem devidas ao facto de os fluidos, com uma origem na cúpula granítica existente no sector da Barroca Grande, terem cada vez sofrido uma menor migração. Deste modo pensamos que estas moscovites, com a excepção das existentes no sector da cúpula, podem registar um evento térmico cujo foco evidenciado pelo diacronismo registado nas datações, se poderá localizar no sector de Vale da Ermida. Deste modo as datações obtidas por Snee et al. (1988) registam um evento térmico que poderá ter provocado uma recristalização das moscovites existentes no sector da Barroca Grande, anteriores, facto corroborado

pela homogeneidade química registada por esses autores em todas as moscovites estudadas. Este evento térmico datado, estaria assim, com base nas associações minerais apresentadas pelas moscovites de Vale da Ermida (topázio, tumalina e cassiterite), associado com a mineralização de Sn-Cu registada no presente trabalho no sector da Barroca Grande. A confirmação desta interpretação dos dados apoiaria a hipótese avançada por Orey (1967) da existência de uma segunda cúpula granítica situada a WSW da cúpula existente no sector da Barroca Grande.

No que diz respeito aos resultados obtidos no graisene e moscovite que ocorrem nas fracturas da *Sílica Cap*, dado que apresentam uma maior homogeneidade de idades, pensamos que poderão corresponder a uma renovação do sistema por fluidos mais tardios, possivelmente relacionada com a graisenização da cúpula granítica.

A possibilidade da ocorrência de uma segunda cúpula granítica, a sua relação com a mineralização de Sn-Cu registada no sector da Barroca Grande e a duração anómala do sistema hidrotermal no Jazigo da Panasqueira serão fruto de uma discussão mais aprofundada aquando da discussão do modelo proposto para as diversas mineralizações existentes no Jazigo da Panasqueira.

Kelly & Wagner (1977), com base na técnica de "fission track" aplicada em diversas apatites pertencentes aos filões de quartzo sub-horizontais mineralizados, registaram dois eventos térmicos posteriores à mineralização. Um primeiro evento térmico, com uma idade de 152 Ma (Jurássico Superior), relacionado com a abertura do Atlântico Norte e um segundo evento térmico, com uma idade de 79 Ma (Cretássico Superior), relacionada com as intrusões subvulcânicas de Sintra, Sines e Monchique.

7. Síntese e discussão dos dados obtidos

Antes da proposta de um modelo genético para o Jazigo da Panasqueira iremos discutir alguns dos aspectos que pensamos serem fundamentais para uma melhor compreensão do mesmo. Assim iremos abordar os aspectos relacionados com os tipos de mineralizações que ocorrem no jazigo, quais os controlos destas mineralizações e por último qual a origem e natureza dos fluidos associados a estas.

7.1 Tipos de mineralizações

No que diz respeito aos tipos de mineralizações existentes no Jazigo da Panasqueira (Quadro VIII), com excepção de Orey (1967), todos os outros autores consideraram a existência de uma única mineralização (Sn-W-Cu), associada à cúpula granítica existente na Barroca Grande.

Contudo Thadeu (1979) e Turpin et al. (1981), embora só considerem a presença de um único episódio de mineralização, registaram a presença de duas gerações de cassiterite no mesmo. Thadeu (1979) considera que a excepção à zonalidade peri-batolítica observada no Jazigo da Panasqueira poderá ser assim explicada pela presença de uma segunda geração de cassiterite. Contudo este autor não descreveu nem o modo de ocorrência nem a paragénese a que a mesma estava associada. Turpin et al. (1981), com base no estudo de isótopos estáveis $\delta^{18}O$ e δD e concluíram que neste no Jazigo da Panasqueira ocorrem duas gerações diferentes de cassiterite.

Orey (1967) considera que dentro do Couto Mineiro da Panasqueira existem duas mineralizações independentes: uma mineralização de Sn-W-Cu, situada no sector da Barroca Grande, associado à cúpula granítica conhecida e uma outra mineralização de Sn-W-Cu, situada no sector de Vale da Ermida, associada a um centro emanativo desconhecido, provavelmente localizado a SW da cúpula granítica existente no sector da Barroca Grande. A principal diferença mineralógica entre estes sectores consiste no facto de no sector de Vale da Ermida se registar uma maior abundância de cassiterite assim como a presença de duas gerações deste mineral.

No presente trabalho consideramos a existência, no sector da Barroca Grande, de duas mineralizações independentes: W-Sn-Cu e Sn-Cu. Registou-se assim, pela primeira vez, com base no modo de ocorrência, paragénese e estudo dos fluidos, a presença de uma mineralização de Sn-Cu posterior à mineralização de W-Sn-Cu. As suas características principais são:

- ocorre dispersa em zonas de fractura quer nos filões de quartzo mineralizados em W-Sn-Cu quer no encaixante metassedimentar;

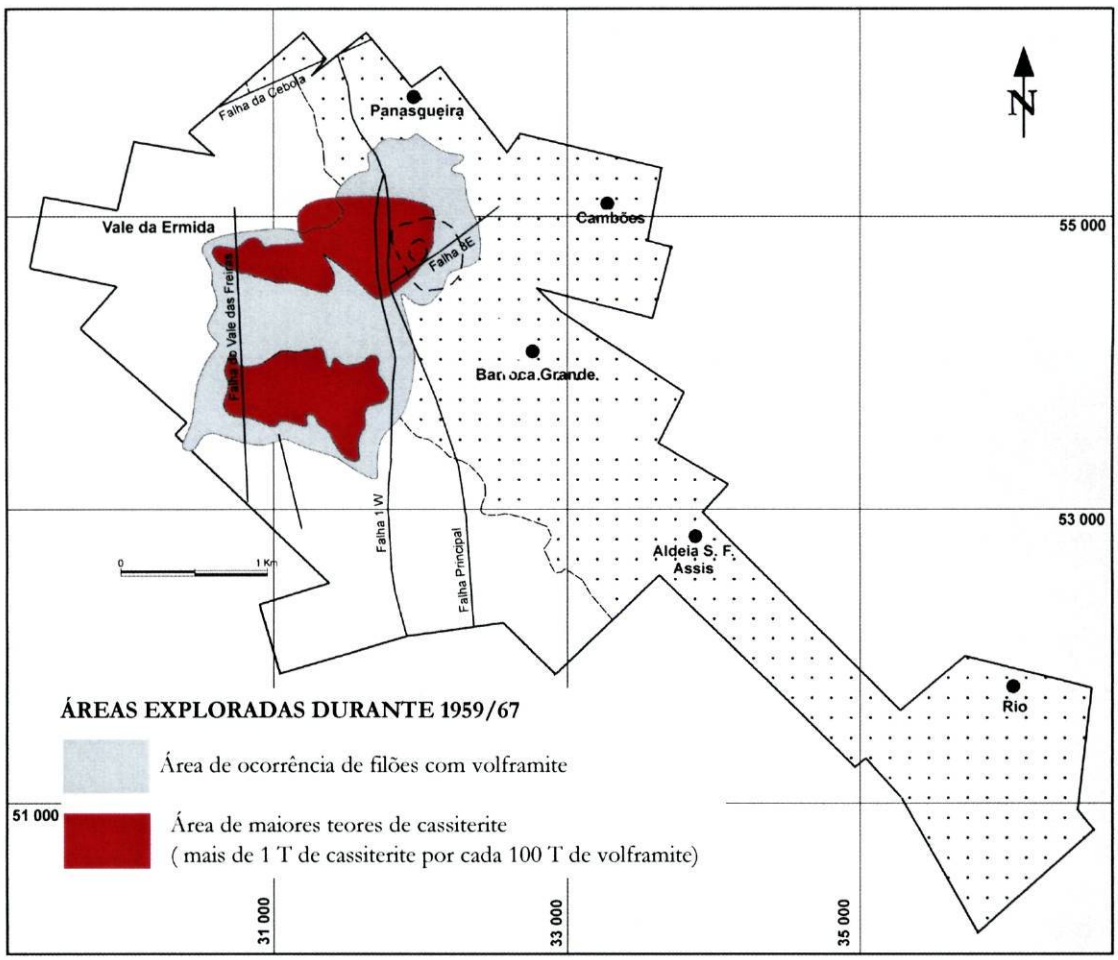
- associada a esta mineralização observa-se uma intensa alteração hidrotermal (moscovitização e turmalinização) assim como a abundante presença de minerais fosfatados (apatite) e fluoretados (topázio e fluorite).

- os fluidos associados à segunda geração de cassiterite são, tal como os fluidos aprisionados na primeira geração, essencialmente aquo-carbónicos, mas com uma componente volátil mais abundante e mais enriquecida em metano, o que indica que esta mineralização se encontra associada a fluidos aprisionados em condições mais redutoras.

Quadro VIII – Tipo de mineralizações existentes no Jazigo da Panasqueira

Sn-W-Cu (Barroca Grande)	Thadeu (1951, 1979), Kelly & Rye (1979), Turpin et al. (1981), Bussink (1984), , Polya (1987), Polya et al. (2000)
Sn-W-Cu (Barroca Grande)	Orey (1967)
Sn-W-Cu (Vale da Ermida)	Orey (1967)
W-Sn-Cu (Barroca Grande)	**Presente trabalho**
Sn-Cu (Barroca Grande)	**Presente trabalho**
Pb-Zn	Thadeu (1951b) e **presente trabalho**

O mapa da distribuição da exploração de cassiterite e volframite, efectuada no Couto Mineiro da Panasqueira, tem por base dados de 1967/68, os últimos disponíveis (figura 150). Desde essa data até aos dias de hoje não se registaram modificações de maior, na medida em que na zona de exploração (sector da Barroca Grande) a mineralização de volframite é dominante senão mesmo única e mantém uma distribuição semelhante. Se tivermos em conta que a % de cassiterite existente na mineralização de W-Sn-Cu é praticamente nula, então a distribuição destes minerais é reveladora do facto de as mineralizações de W-Sn-Cu e Sn-Cu apresentarem uma distribuição espacial que só em parte é comum, confirmando a sua independência.



Adaptado de Beralt Tin & Wolfram Portugal, *S.A.R.L.*
Minas *da* Panasqueira

Figura 150 – Distribuição da cassiterite e volframite explorada até ao ano de 1967, no Couto Mineiro da Panasqueira.

7.2 Controlos das mineralizações

A mineralização, na medida em que constitui uma concentração anómala de um ou mais elementos metálicos, está fortemente condicionada por processos físico-químicos concentradores desses elementos. No caso do Jazigo da Panasqueira, relativamente às mineralizações de W-Sn-Cu, na medida em que a mineralização de Sn-W foi unicamente considerada no presente trabalho, alguns autores apontam alguns controlos, com destaque para os controlos estruturais, tais como, as diaclases sub-horizontais e as falhas de desligamento (Tabela IXa) e para os controlos litológicos e estratigráficos (Tabela IXb), nomeadamente a relação com os granitos e a existência de uma bacia sedimentar continental.

Quadro IXa – Controles estruturais	
Falhas de desligamento	Blattler (1985), Polya (1988) e **presente trabalho**
Diaclases sub-horizontais	Marignac (1973, 1982), Ribeiro & Pereira (1982), Kelly & Rye (1979), Bussink (1984), Polya (1987), Noronha et al. (1992), Foxford et al. (2000), **presente trabalho**
Cisalhamento	Marignac (1973, 1982) e **presente trabalho**

Quadro IXb – Controles litológicos e estratigráficos	
Granito da Panasqueira	Ribeiro & Pereira (1982), Kelly & Rye (1979), Bussink (1984), Polya (1987) e **presente trabalho**
Granito da Barroca Grande	**Presente trabalho** (Sn-Cu)
Bacia Sedimentar continental	Polya et al. (2000) e **presente trabalho**

7.2.1 Controlos estruturais

O estudo das IF aprisionadas num conjunto de minerais pertencentes aos vários estádios das mineralizações, efectuados no presente trabalho, registaram não só uma sobrepressão dos fluidos, como também uma acentuada flutuação da mesma, registada principalmente nos estádios mais precoces.

A pressão exercida por um fluido que preenche os poros de uma rocha, denominada de pressão intersticial (p), influencia de um modo directo a coesão de uma rocha, diminuindo a sua resistência. Deste modo a tensão principal efectiva (σ') é representada pela equação:

$$\sigma' = \sigma - p$$

Em condições crustais, a pressão intersticial poderá ser superior a σ_3 (tensão mínima) o que implica que esta tensão principal efectiva seja negativa (tractiva). Deste modo, dependendo da magnitude do valor da tensão mínima principal e do valor da tensão diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$) em relação com a resistência da rocha à tracção uniaxial (T), ocorre a ruptura da rocha quando:

- $\sigma_3 - p > T$ e $(\sigma_1 - \sigma_3) < 4T$ em que a ruptura (fracturação hidráulica) desenvolve-se normal à tensão mínima, em tracção;

- **$0.8T < \sigma_3 - p < T$** e **$4T < (\sigma_1 - \sigma_3) < 5.5T$** em que se forma uma ruptura híbrida, gerada por tracção e cisalhamento.

No que diz respeito à pressão dos fluidos, diversos têm sido os trabalhos que registam uma sobrepressão de fluidos, em estruturas quartzosas portadoras de mineralizações estano-volframíticas e auríferas (Secor 1965, Philips 1972, Sibson et al. 1975, Sibson 1981, Cox et al. 1986, Sibson 1987, Sibson et al. 1988, Parry & Bruhn 1990, Boullier 1992, Cathelineau et al. 1993, Boullier et al. 1994, Mateus 1995, Foxford et al. 2000 e Olivier 2001).
A ruptura do material rochoso, relacionado com um aumento da tensão cisalhante e pressão intersticial dos fluidos tem como consequência a libertação de energia (sísmica) e a descarga dos fluidos em sobrepressão. A descarga dos fluidos aprisionados ao longo da fractura vai provocar uma queda brusca da pressão intersticial dos fluidos e a consequente precipitação de minerais. A selagem das fracturas devido à precipitação de minerais implica, por sua vez, um novo aumento da pressão intersticial dos fluidos aprisionados nestas. Este mecanismo (modelo da bombagem sísmica), autogerador, primeiramente desenvolvido por Sibson et al. (1975), sugere assim um papel fundamental para as falhas activas como o motor principal da circulação de fluidos na crusta.
Se as falhas constituem um importante controlo na circulação dos fluidos e consequentemente nas mineralizações, então será pertinente abordar as seguintes questões:

- as falhas de desligamento subverticais existentes no Couto da Panasqueira são contemporâneas das mineralizações existentes neste? Caso afirmativo são compatíveis com que campo de tensões?

- Existem evidências da influência das falhas nas mineralizações?

A relação das falhas com os filões sub-horizontais mineralizados não é evidente e tem sido alvo de polémica, como já foi referido. Antes de mais temos que ter em conta a existência de várias família de falhas e considerá-las em separado.
As falhas com orientação W-E, com um preenchimento essencialmente carbonatado são indubitavelmente posteriores à mineralização de W-Sn-Cu.
No que se refere às falhas com orientação NE-SW, das quais a Falha da Cebola e Falha 8E são as mais importantes; na medida em que não possível estudá-las não temos dados seguros quanto à sua relação com a mineralização. O facto de a NW da

Falha da Cebola não existir praticamente nenhum registo da mineralização de Sn-W-Cu permite-nos contudo emitir algumas hipóteses para explicar este facto:

- ou a falha é anterior à génese da mineralização e controlou a abertura das diaclases e a expansão dos fluidos mineralizantes para NW da falha;

- ou a falha teve uma actividade posterior à génese da mineralização, funcionando como falha de desligamento, provavelmente esquerda se tivermos em conta que os desligamentos com esta direcção, a nível do orógeno Hercínico, funcionaram como esquerdos.

Thadeu (1949) defende a hipótese de que o bloco NW foi elevado e erodido. Contudo este facto implica que a falha da Cebola tenha induzido deslocamentos verticais, facto que pensamos seja pouco provável na medida em que nas falhas estudadas, entre as quais a falha D23 com a mesma direcção, não foram registados rejeitos verticais de grande amplitude.

No caso das falhas com orientação N-S, a sua relação com a mineralização de W-Sn-Cu é igualmente complexa. Entre as situações mais comuns observa-se a existência de um contacto rectilíneo entre o filão e a falha, sem que o filão apresente nenhuma deformação no contacto e sem evidências de que esta tenha condicionado a deposição da mineralização. Contudo o estudo detalhado da falha 1-W revelou que esta é anterior ao metamorfismo térmico. Este aspecto é evidenciado pelo facto de, no contacto do encaixante com a caixa de falha, se observar uma faixa centimétrica de metassedimentos onde se desenvolveram porfiroblastos de biotite (comummente denominadas de "moscas") ou o seu maior desenvolvimento, quando o encaixante já é mosqueado. Desde modo as falhas de direcção N-S actuaram como vias de dissipação do calor que induziu o mosqueamento das rochas. Mas se por um lado é certa a anterioridade das falhas N-S em relação ao metamorfismo termal, não existem evidências que estas estivessem activas aquando da génese das mineralizações. Por vezes existem evidências de que os filões mineralizados se encontram instalados nas caixas das falhas de direcção N-S (figura 33) embora sem evidências de estas estivessem activas aquando da abertura e preenchimento dos filões mineralizados. Contudo, na intercepção das falhas N-S com os filões sub-horizontais observa-se frequentemente o enriquecimento em volframite nos filões. Este facto é igualmente revelado pela distribuição da volframite explorada no Couto Mineiro da Panasqueira (figura 150), abrangendo os sectores de Panasqueira, Barroca Grande, Rebordões, Seladinho e Fonte das Lameiras, com uma direcção

aproximada N-S e onde as falhas com esta direcção são mais abundantes. Estes factos indicam que estas poderão ter funcionado como fendas de tracção, com σ_3 igualmente orientado W-E (figura 151). Este campo de tensões é compatível com a fase tardi-hercínica F_4 estabelecida por Ribeiro (1979), em que a tensão intermédia (σ_2) se encontra na vertical. As falhas N-S constituíram, deste modo, canais preferenciais de circulação dos fluidos mineralizantes e condicionaram a deposição da volframite. A solubilidade da volframite, para a gama de temperaturas registadas nos fluidos, é extremamente sensível às variações de pressão (Polya 1990). Deste modo, a queda de pressão, induzida pela abertura das diaclases, contemporaneamente com a dilatação nas falhas, poderá ter constituído o mecanismo principal da deposição da volframite.

Mas, se um lado foram registadas evidências, no presente trabalho, de que os filões abriram em sobrepressão, condicionados por um campo de tensões em que σ_2 se encontra na vertical então como justificar que os mesmos ocorram sub-horizontais e não subverticais com direcção N-S, como seria de se esperar se estes tivessem sido unicamente controlados por este campo de tensões. Várias têm sido as hipóteses para explicar a fracturação (diaclasamento) sub-horizontal observado no jazigo da Panasqueira e o seu preenchimento por fluidos mineralizantes (quadro X). Este assunto foi já abordado aquando do estudo do diaclasamento mas dada a importância do mesmo na génese das mineralizações e o facto de não haver um consenso acerca da sua génese e relação temporal, iremos discutir o mesmo tendo em conta os dados obtidos no presente trabalho, com destaque para o registo de uma sobrepressão dos fluidos assim como a grande flutuação da mesma, registada nos estádios mais precoces das mineralizações.

Este sistema de fracturas tem, como já referimos aquando do enquadramento geológico do jazigo, uma expressão regional, controlando igualmente a instalação dos pegmatitos da região de Seixo Amarelo-Gonçalo assim como inúmeras mineralizações de Sn-W da Beira Baixa.

A sub-horizontalidade dos filões, se tivermos em conta que a sua abertura e preenchimento foi condicionada por um campo de tensões em que σ_2 se encontra na vertical, só poderá ser explicada por dois processos:

- ou os mesmos foram gerados num nível crustal muito superficial, em que a tensão mínima se encontra localmente na vertical, sendo possível gerarem-se fracturas sub-horizontais;

- ou teve que existir uma estrutura sub-horizontal, anterior à génese dos filões mineralizados que implicou a sua ruptura ou abertura, dado que a resistência da rocha à tracção unaxial segundo a vertical seria, neste caso, mínima ou mesmo nula.

A primeira hipótese foi proposta por Ramos et al. (1985) e Ramos (1998) para a instalação dos pegmatitos da região de Seixo Amarelo-Gonçalo (Guarda). Contudo a sua viabilidade implica que tenha existido uma contemporaneidade entre a geração da fractura sub-horizontal e a sua abertura e preenchimento. Contudo, quer a nível regional quer local, a rede de fracturação sub-horizontal só em parte está preenchida. Este facto inviabiliza, quanto a nós, a hipótese de as diaclases sub-horizontais terem sido geradas por esse campo de tensões compressivo.

Quadro X – Diaclasamento da região da Beira Baixa

Autor(es)	Génese	Relação com o granito	Abertura/ Preenchimento	Local
Marignac (1973, 1982)	Relaxamento das tensões perpendiculares ao eixo b das dobras de eixo subvertical geradas durante os desligamentos tardi-hercínicos	Anterior	Tectónica	Jazigo da Panasqueira
Kelly & Rye (1979)	Descompressão pós-tectónica e erosão, geradas num nível crustal superficial	Posterior	Sobrepressão (abertura monofásica)	Jazigo da Panasqueira
Ribeiro & Pereira (1982)	Fendas de tracção sub-horizontais, normais ao estiramento de primeira fase de deformação hercínica.	Anterior	Contração da massa granítica durante o arrefecimento	Jazigo da Panasqueira
Derré et al. (1986)	Exumação e erosão do orógeno, posterior à fase principal de deformação hercínica	Anterior à instalação dos granitos leucocratas tardios	Contração da massa granítica durante o arrefecimento e secundáriamente pressão dos fluidos	Bordo sudeste do maciço da Serra da Estrela
Noronha et al. (1992)	Fendas de tracção sub-horizontais de primeira fase de deformação hercínica.	Anterior	Pressão dos fluidos e tectónica	Jazigo da Panasqueira
Ramos et al. (1995)	Gerados num estádio compressivo, em que σ_3 se encontra vertical devido a estes se instalarem numa zona da crusta superficial			Filões pegmatíticos da região de Seixo Amarelo-Gonçalo
Foxford et al. (2000)	Fracturação hidráulica em regime compressivo, com σ_3 vertical	Posterior	Bombagem dos fluidos em sobrepressão	Jazigo da Panasqueira

No que se refere à presença de estruturas sub-horizontais anteriores à abertura dos filões, Ribeiro & Pereira (1982) e Noronha et al. (1992) defenderam que essa estrutura sub-horizontal foi constituída por fendas de tracção sub-horizontais contemporâneas da primeira fase de deformação hercínica. Contudo o facto de quase todas os filões mineralizados existentes no Jazigo da Panasqueira não apresentarem quartzos anteriores ao estádio precoce da mineralização de W-Sn-Cu, inviabiliza estas estruturas com sendo as estruturas principais reabertas pelos fluidos mineralizadores. Por outro lado, a ausência, quase por completo, de evidências de metamorfismo térmico associadas aos filões preenchidos, ao contrário do que se observa nas falhas de direcção N-S, indicam que as diaclases foram geradas posteriormente a este e portanto posteriores à primeira fase de deformação hercínica.

Deste modo pensamos que a génese dos filões sub-horizontais mineralizados da Panasqueira foi condicionada por um diaclasamento anterior, gerado durante os desligamentos tardi-hercínicos, como defendeu Marignac (1973, 1982), associado ao processo de exumação do orógeno, defendido por Kelly & Rye (1979) e Derré et al. (1986), durante um regime distensivo[1], posterior ao estádio principal de deformação. O processo de fracturação poderá ter sido assim gerado durante contemporaneamente com a fase final da cristalização do granito da Panasqueira. A abertura e preenchimento dos filões foram posteriores, condicionados pela pressão dos fluidos e pelo campo de tensões já referido.

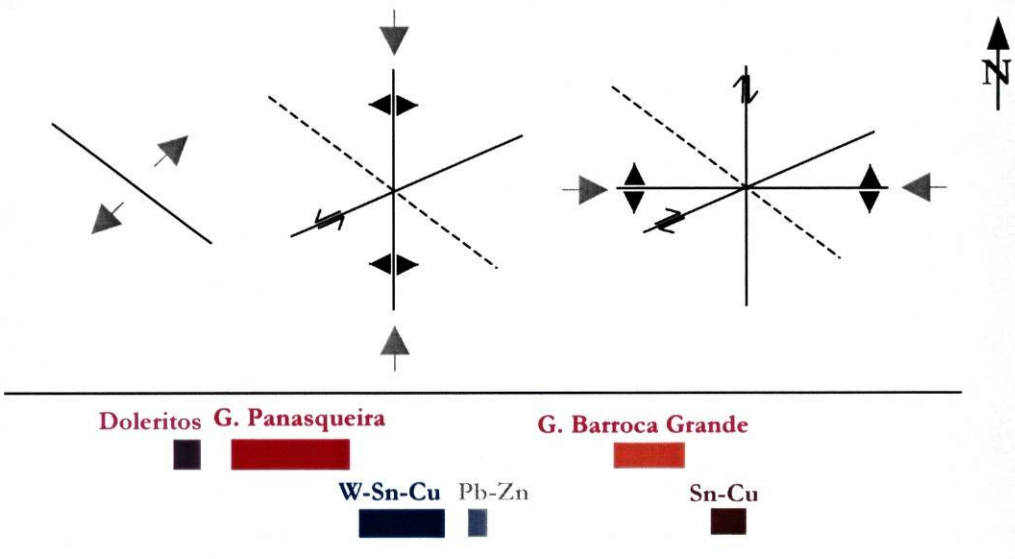


Figura 151 – Relação entre o campo de tensões, o magmatismo e as mineralizações no Couto Mineiro da Panasqueira.

[1] Este assunto será discutido com mais pormenor na terceira parte, secção 1. Evolução da Orogenia Hercínica e sua relação com as mineralizações de Sn-W.

Na medida em que os fluidos aprisionados nos filões mineralizados se encontram em sobrepressão (supralitostática), a pressão mínima registada nos mesmos não tem relação directa com a profundidade. Deste modo não será possível estimar a profundidade a que os mesmos foram aprisionados. O desenvolvimento de sobrepressão, registado nos fluidos mais precoces da mineralização de W-Sn-Cu, poderá ser explicado pela presença de uma camada de baixa permeabilidade (xistos), acima da zona onde potencialmente se encontram armazenados os fluidos.

A mineralização de Pb-(Zn) estudada, associada às falhas de desligamento, parecem igualmente controladas pelo mesmo campo de tensões que presidiu à mineralização de W-Sn-Cu. O facto de a mineralização de galena estudada na falha 1-W ocorrer em fendas de tracção, subparalelas à falha e a cimentar uma brecha de quartzo, na falha da Cebola, de direcção ENE-WSW (Thadeu 1951b), confirma esta hipótese. O facto de σ_1 se encontrar N-S e σ_2 vertical induz a activação das falhas de desligamento com a direcção ENE-WSW e a abertura de fendas de tracção segundo a direcção N-S (figura 151).

A distribuição da cassiterite explorada no Couto Mineiro da Panasqueira, abrangendo essencialmente os sectores do Vale da Ermida e Barroca Grande, está relacionada essencialmente com a mineralização de Sn-Cu (cassiterite II) na medida em que a primeira geração de cassiterite tem, a nível do jazigo, uma expressão muito reduzida. Deste modo poderemos considerar que a mineralização de Sn-Cu tem uma orientação aproximadamente W-E (figura 150). A nível regional o alinhamento Góis (Sn-W) - Panasqueira (Sn-W-Cu) - Argemela (Sn) (Carvalho 1974) apresenta igualmente uma direcção W-E. Estes alinhamentos poderão ser explicados pela rotação do campo de tensões máximo de N-S para W-E, originando fendas de tracção com a mesma direcção. Este campo de tensões é compatível com a fase F_5 tardi-hercínica, definida por Ribeiro (1979), com σ_1 W-E, σ_2 vertical e σ_3 N-S (figura 151).

No que diz respeito à presença de desligamentos (zonas de fraqueza da crusta) na região em estudo existem unicamente referência, por parte de Marignac (1973), de formação de dobras do tipo similar, com eixo b próximo da vertical e que seriam resultado de grandes deslocamentos do soco sobrejacente. Este autor registou igualmente que a auréola de xistos mosqueados, referido por Thadeu (1951a), apresenta uma forma alongada com uma direcção de N120E e encontra-se deformado, ou seja, as biotites que constituem as "moscas" apresentam uma crenulação. Este alinhamento corresponde provavelmente a uma zona de fraqueza

crustal, possivelmente associada aos desligamentos tardi-hercínicos definidos por Arthaud & Matte (1975). Deste modo este alinhamento não influenciou de um do directo a mineralização mas está na base da instalação do granito da Panasqueira, assim como na possível génese de bacias continentais, como iremos adiante referir.
O granito da Panasqueira apresenta uma forma que indica que este está relacionado com a zona de fraqueza crustal (cisalhamento ?) de direcção NW-SE, tal como os granitos biotíticos tardi a pós-tectónicos, sistematizados por Ferreira et al. (1987). O granito da Barroca Grande apresenta, por outro lado, características semelhantes ao granito da Argemela. A sua instalação, provavelmente posterior ao granito da Panasqueira, restringe-se à zona da cúpula granítica situada no sector da Barroca Grande, possivelmente condicionada pelo campo de tensões tardi-hercínico F_2 estabelecido por Ribeiro et al. (1979). Para além das ocorrências graníticas, existem, em afloramento ou interceptados nos trabalhos subterrâneos, inúmeros filões subverticais de natureza dolerítica, seguramente anteriores ao metamorfismo térmico e à génese dos filões sub-horizontais mineralizados e posteriores ao metamorfismo regional (Blaettler 1985), com uma orientação aproximadamente NW-SE (Thadeu 1949) pelo que poderão igualmente estar condicionados por este alinhamento, possivelmente num regime distensivo (figura 151).

7.2.2 Controlos estratigráficos/petrológicos

As relações entre as mineralizações de W-Sn-Cu e Sn-Cu e as rochas ígneas não são lineares embora estas se encontrem quase sempre associadas ao binómio granito/metassedimentos. No Couto Mineiro da Panasqueira foram registadas as ocorrências quer de uma cúpula granítica situada no sector da Barroca Grande quer de abundantes filões subverticais doleríticos. No presente trabalho constatou-se que a cúpula granítica não era constituída pelo granito da Panasqueira graisenizado mas sim por um outro granito (Granito da Barroca Grande), com características bastantes diferenciadas do primeiro.
No que diz respeito à mineralização de W-Sn-Cu, a presença de cassiterite é secundária em relação ao tungsténio pelo que nos iremos centrar na relação entre o tungsténio e as rochas ígneas. Uma análise das mineralizações filonianas de tungsténio existentes em Portugal revela que, com a excepção do jazigo de Vale das Gatas, associada a granitos de duas micas sin a tardi F_3 e Jazigo da Borralha, associado aos granitóides pós-tectónicos, estão associadas a granitos biotíticos tardi a pós F_3. Contudo estes granitos não apresentam evidências de especialização em W (Derré et al. 1982), à qual o granito da Panasqueira não é excepção. Então de onde

poderão ter vindo os milhares de toneladas de tungsténio reconhecidas e/ou já exploradas no Couto Mineiro da Panasqueira? Os granitos biotíticos têm uma origem basicrustal ou mesmo mantélica pelo que poderão ter sido o veículo transportador do mesmo. A ausência de granitos especializados em tungsténio poderá ser explicada por um elevado coeficiente de partição do W nos fluidos magmáticos. Por outro lado, será importante assinalar a presença de inúmero filões doleríticos associados às mineralizações, com um carácter primitivo mantélico, que poderão constituir a "selagem" de canais profundos que puseram em contacto o manto e/ou a crusta inferior com a crusta superior, num contexto tectónico distensivo. Em síntese poderemos afirmar que a origem provável do tungsténio é profunda (basicrustal ou mantélica), em que a associação dos granitos biotíticos às mineralizações tungstíferas poderá ser explicada ou pelo facto de estes terem constituído um veículo preferencial para o seu transporte para a zona da crustal superior ou constituírem ambos consequência de fenómeno mais geral.

No que se refere ao papel do granito da Panasqueira como motor térmico, pensamos que o seu papel é secundário na adjecção dos fluidos. O granito implantou-se num sector do orógeno termicamente anómalo, pelo que a sua instalação cria unicamente uma anomalia térmica local. Por outro lado, a circulação dos fluidos está igualmente dependente da rede de fracturação do encaixante e da conectividade entre estas.

No que se refere à mineralização de Sn-Cu, a sua relação com o Granito da Barroca Grande é mais evidente. A mineralização é precedida de uma fracturação não só do encaixante metassedimentar como dos próprios filões de quartzo mineralizados em W-Sn-Cu. Esta fracturação poderá ser explicada pelo facto de no granito da Barroca Grande a precipitação precoce de minerais anidros (quartzo e feldspatos) ter implicado um aumento relativo de água e outros voláteis no magma residual; na fase final da cristalização do magma, quando a pressão da fase aquosa iguala a pressão confinante, então o sistema entra em ebulição (ebulição retrógrada), o que provoca a libertação da fase volátil e consequente fracturação hidráulica. Estas fracturas são primeiramente preenchidas por turmalina e topázio, provavelmente derivados dos fluidos magmáticos (os fluidos aprisionados no topázio são de natureza aquosa de baixa salinidade). Num estádio tardi a pós-magmático este granito apresenta alterações metassomáticas alcalinas (albitização, dissolução de quartzo) seguida de uma graisenisação (silicificação e moscovitização). Charoy & Pollard (1989) sugerem que a albitização e a dissolução do quartzo estão intimamente associados. O enriquecimento em K no meio, induzido pela albitização, aumenta a solubilidade do quartzo e a dissolução do quartzo aumenta a permeabilidade da rocha e consequentemente a entrada de fluidos externos que estimulam a albitização. As

características intrínsecas do granito da Barroca Grande, nomeadamente a presença provável de fluidos magmáticos ricos em boro e flúor, provável alta $f(O_2)$ no magma assim como temperaturas de "solidus" baixas implicaram uma partição negativa do Sn e W. A mineralização de Sn-Cu poderá estar assim ligada não directamente aos fluidos magmáticos libertados pelo granito da Barroca Grande mas sim à lixiviação da cassiterite disseminada neste por fluidos exteriores, durante os processos de albitização e graisenização. O estanho transporta-se preferencialmente através de soluções cloretadas. O processo de deposição do metal, nomeadamente a sua incorporação em óxidos ou sulfuretos, implica a libertação de H^+ ou HCl. Para que este processo tenha continuidade existe a necessidade de neutralizar a acidez do fluido resultante. Os mecanismos principais de neutralização consistem na conversão do feldspato em moscovite:

$$SnCl_2 + 3(Na,K)AlSi_3O_8\,(Fk) + H_2O \longrightarrow SnO_2\,(Cs) + KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2\,(Ms) + 6\,SiO_2(Qz) + 2NaCl + H_2,$$

ou biotite em moscovite:

$$SnCl_2 + 3KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2(Bi) + 2H_2O \longrightarrow SnO_2\,(Cs) + KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2\,(Mo) + 6SiO_2(Qz) + 3Fe_3O_4(Hm) + 2KCl + 4H_2$$

O estudo dos fluidos associados a esta mineralização, nomeadamente os estudos de isótopos de δD, indicam que se tratam de fluidos resultantes da mistura de fluidos bassinais, de origem provavelmente orgânica e de fluidos meteóricos, equilibrados com o encaixante metassedimentar. Os processos de transporte e deposição do estanho poderão estar assim relacionados com os fenómenos de interacção fluido/rocha.

No diz respeito aos metassedimentos, pertencentes ao Grupo das Beiras, onde os filões de quartzo mineralizados estão encaixados, não exibem nenhuma evidência de pré-concentração em tungsténio. No que se refere à sequência estratigráfica existente aquando das mineralizações teremos que ter em conta não só o CXG (único registo estratigráfico actual no couto mineiro) como também as hipotéticas presenças uma sequência sedimentar constituída por rochas do Ordovícico ao Devónico e uma Bacia continental Carbonífera, com carvão.

A razão pela qual não ocorrem as formações do Paleozóico nesta região deve-se ao facto de a Cordilheira Central, à qual esta região está associada, ter sofrido um levantamento durante o Miocénico, numa estrutura de ressalto entre um cavalgamento para NNW e um retrocavalgamento para SSE (Ribeiro, 1988) que induziu à erosão de uma grande faixa da região, expresso quer pelo Grés do Bucaço

quer pelos Grés do Chiqueiro, adjacente ao Couto Mineiro da Panasqueira (Thadeu, 1949, 1951a).

No que se refere às hipotéticas sequências sedimentares do Paleozóico inferior, pensamos que estas poderão ter contido evaporitos, derivados do recuo do mar, durante o Devónico.

Quanto à hipótese da existência de uma bacia continental, de idade carbonífera, proposta por Polya et al. (2000) com base nos isótopos de δD pensamos que a mesma poderá ser viável se tivermos em conta o facto de as bacias intramontanhosas do Carbonífero ocorrem ao longo de zonas de fractura profundas, activas desde as fases precoces da Orogenia Hercínica (Ribeiro 1979, Domingos et al. 1983) (figura 152). Deste modo e se tivermos em conta a hipótese já avançada de o Jazigo da Panasqueira ter sido controlado por um desligamento de orientação NW-SE, possivelmente associado aos desligamentos tardi-hercínicos de Arthaud & Matte (1975), então é plausível a existência nessa fractura de uma bacia continental de idade carbonífera semelhante às que ocorrem noutros sectores da ZCI (Sousa & Wagner 1984).

Em síntese poderemos afirmar que o papel principal do encaixante metassedimentar não consistiu, com excepção da mineralização de Pb-Zn, intimamente associada aos fluidos aquosos salinos, no fornecimento dos metais mas sim no facto de estes poderem condicionar as condições do pH e Redox do meio assim como fornecer possíveis transportadores dos metais (matéria orgânica e sais), condicionando a deposição dos metais.

7.3 Natureza, origem e evolução dos fluidos

Tendo por base os estudos de petrografia, microtermometria, espectroscopia Raman, análise de lixiviados dos fluidos associados às várias mineralizações assim como tendo em conta a síntese e revisão dos numerosos dados de isótopos estáveis publicados, efectuados no presente trabalho, iremos encetar uma discussão acerca da natureza, origem e evolução dos fluidos. Com vista a uma melhor clareza na exposição vamos dividi-la em três itens distintos: natureza dos fluidos, possível origem e sua evolução.

Antes de efectuarmos a discussão dos dados obtidos e dado que irão ser discutidos alguns conceitos que por vezes são fruto de confusão, pensamos ser importante precisar as noções de miscibilidade e imiscibilidade, aprisionamento homogéneo e heterogéneo, mistura ou não mistura de fluidos.

De entre muitos autores que abordaram estes conceitos, Diamond (1994), com vista a uma clarificação, separa os conceitos que tem em consideração o estado em que estes fluidos são aprisionados, ou seja, o número de fases presentes no momento do aprisionamento do fluido dos processos que presidiram ao seu aprisionamento

Deste modo um fluido poderá ser aprisionado num estado de imiscibilidade ou heterogéneo quando o fluido é aprisionado em condições que correspondem à coexistência de duas ou mais fases de um determinado sistema ou num estado homogéneo, estado líquido, estado gasoso ou estado supercrítico quando o fluido é aprisionado em condições que correspondem a uma só fase de um determinado sistema.

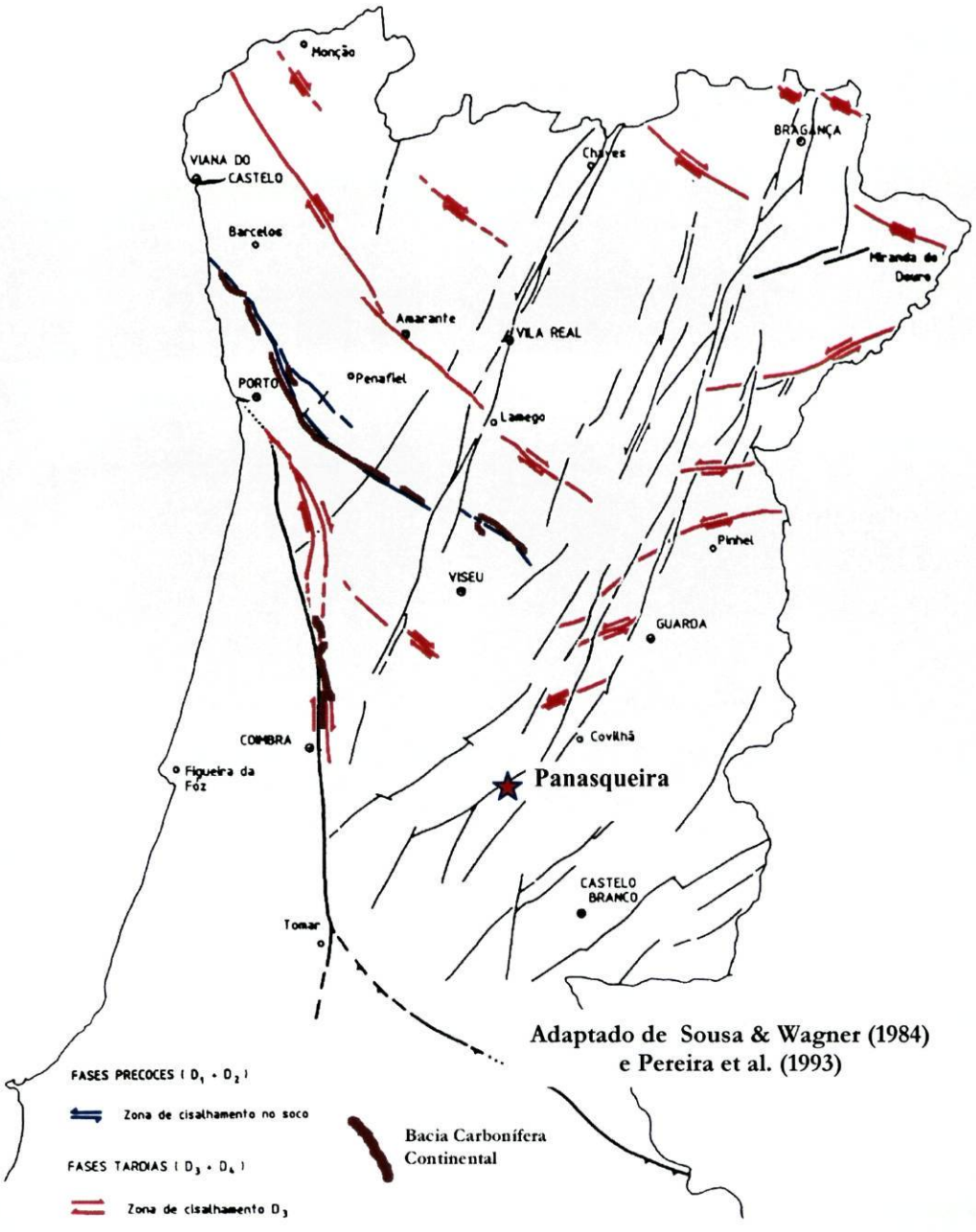


Figura 152 – Relação entre as Bacias Carboníferas Continentais e os cisalhamentos e fracturas hercínicas.

Quanto aos processos poderemos ter mistura ou não de fluidos, ebulição, devolatilização, etc. Em particular, no que se refere ao fenómeno de imiscibilidade, queremos realçar que este implica necessariamente que o sistema esteja em equilíbrio, pois duas fases são imiscíveis se a sua associação consistir em duas ou mais fases homogéneas, para condições específicas de P-T (Pichavant et al. 1982). Teremos contudo que ter em conta que poderão co-existir dois ou mais tipos de fluidos com características físico-químicas diversas que poderão resultar de sucessivos aprisionamentos, na mesma estrutura, de fluidos com origens diversas (Ramboz 1980). Com vista a esclarecer esta questão Ramboz et al. (1982) definiram os seguintes critérios para o estabelecimento de um fenómeno de imiscibilidade:

- os fluidos ocorrem em dois tipos de IF que têm de ocorrer fisicamente próximos e têm de existir evidências de que o seu aprisionamento foi contemporâneo;

- os dois tipos de IF têm que apresentar uma homogeneização global dentro da mesma gama de temperaturas, uma em líquido e outra em vapor;

- os dois tipos de IF têm que apresentar a mesma gama de pressões à temperatura de homogeneização global.

Na figura 153 apresentamos uma síntese dos diversos fluidos associados à mineralização de W-Sn-Cu (EP, EOS I e EPS I) e Sn-Cu (EOS II e EPS II), assim como da evolução das condições de temperatura, pressão, fugacidade de oxigénio e densidade desses mesmos fluidos.

A mineralização de W-Sn-Cu apresenta genericamente quatro tipos de fluidos diferentes:

- **fluido I** - aprisionado essencialmente no quartzo I, aquoso, de baixa a média salinidade, cujo eutético indica a presença provável de KCl para além de NaCl; é constituído por parte das IF do tipo Lw_1;

- **fluido II** - aprisionado essencialmente no quartzo II e IV, aquoso, de elevada salinidade cujo eutético indica a presença provável de $CaCl_2$ como sal dominante; é constituído pelas IF do tipo Lw_2; contudo temos que ter em atenção que o eutético do sistema H_2O-LiCl se situa igualmente a baixas temperaturas, inferiores a -60°C, pelo que não poderemos por de lado a hipótese de que estes fluidos também contenham lítio.

- **fluido III** - aprisionado essencialmente no quartzo II' e cassiterite I, aquo-carbónico, de baixa a média salinidade, cuja fase volátil se encontra enriquecida em dióxido de carbono (cerca de 70 %); é constituído por parte das IF do tipo Lw_1, Lw-c e Lc-w;

- **fluido IV** - aprisionado essencialmente no quartzo II, aquo-carbónico, de baixa a média salinidade, cuja fase volátil se encontra enriquecida em metano (cerca de 40 %) em relação aos outros fluidos estudados; a fugacidade de oxigénio revela que estamos na presença de fluidos aprisionados num ambiente mais redutor do que o fluido IV; é constituído pelas IF do tipo Lw_1, Lw-c e Lc-w.

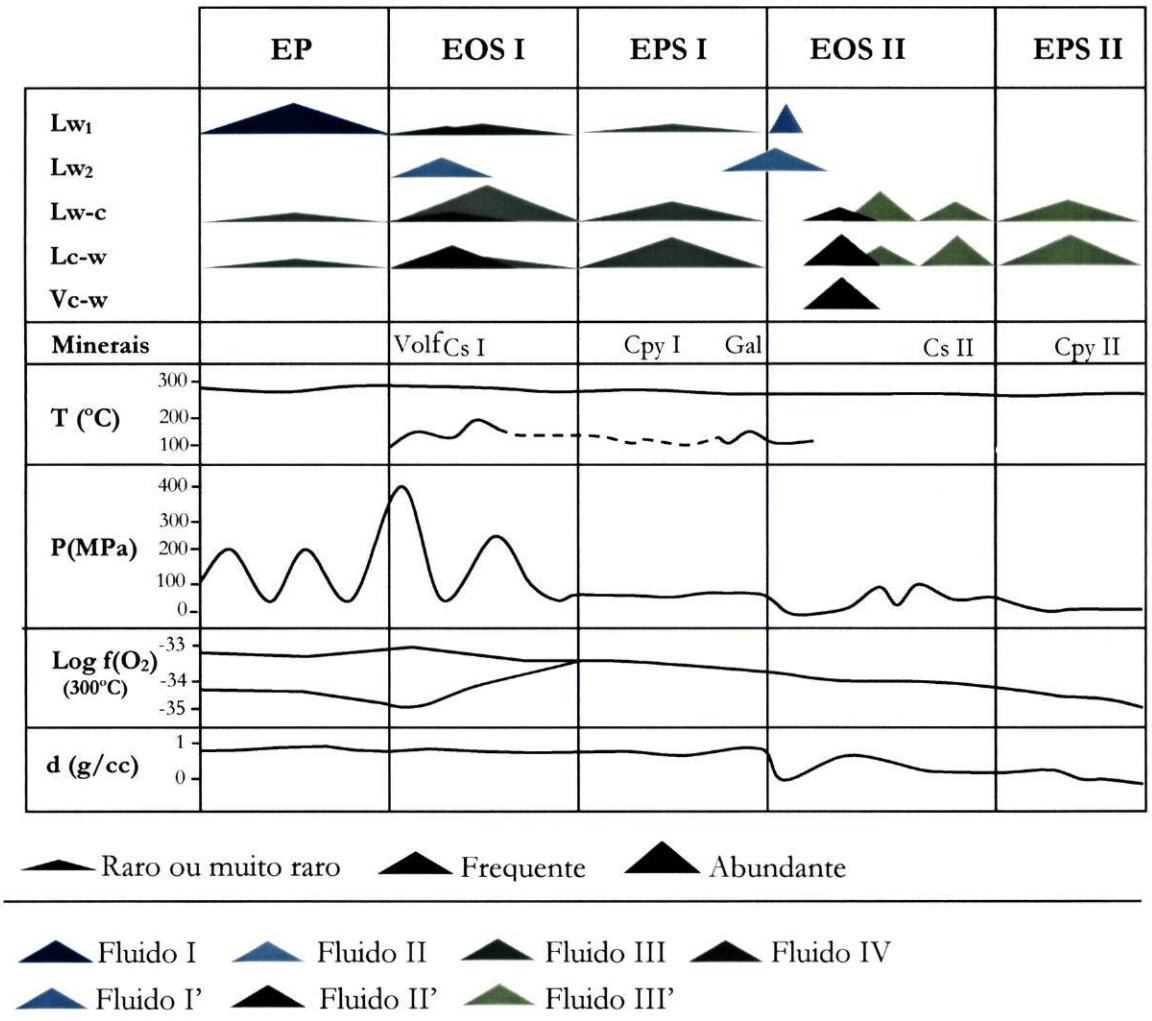
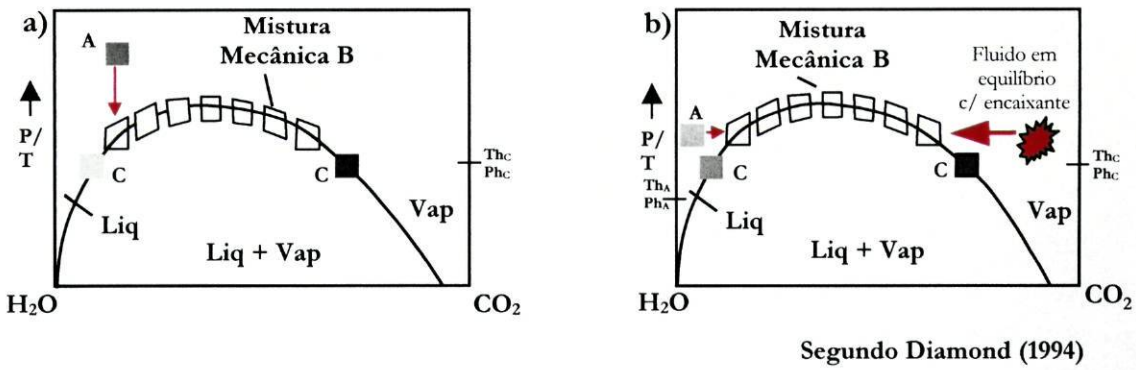


Figura 153 - Síntese da evolução das condições físico-químicas dos diversos fluidos presentes nos vários estádios do Jazigo da Panasqueira.

No que se refere às evidências de mistura destes fluidos poderemos afirmar que embora todos mantenham uma entidade própria, existem algumas evidências de mistura parcial entre os fluidos. O diagrama de fusão do gelo versus temperatura de homogeneização global (figura 126) revela que os fluidos do tipo I e II sofreram, em parte, uma mistura antes de serem aprisionados no Qz II. O mesmo não aconteceu entre os fluidos do tipo II e do tipo III e IV pois nesse caso os fluidos aquo-carbónicos apresentariam uma maior gama de salinidades e a presença de $CaCl_2$ dissolvido na sua fase aquosa. Por outro lado, pensamos que os fluidos do tipo III e IV, dada a sua afinidade, poderão ter sofrido uma mistura parcial.
No que se refere ao estado em que os fluidos foram aprisionados existem algumas evidências, principalmente nos fluidos presentes no quartzo II, de fenómenos de imiscibilidade do sistema H_2O-CO_2, ou seja IF onde se registaram valores de aprisionamento mínimo de pressão e temperatura semelhantes, com proporções variáveis da fase gasosa e a coexistência de IF aquo-carbónicas e aquosas. Contudo, o facto de todas as IF apresentarem uma homogeneização global em líquido, invalida, segundo os critérios de Ramboz et al. (1982), um fenómeno de imiscibilidade, ou seja, terem sido aprisionados no campo de imiscibilidade do sistema de H_2O-CO_2. Diamond (1994, 2000) considera que um fluido embora possa ter sido aprisionado no campo da miscibilidade do sistema de H_2O-CO_2, devido a um fenómeno de mistura de fluidos ou mudança das condições de P-T ou de composição poderá evoluir para o campo da imiscibilidade. De entre as várias hipóteses apresentadas pelo autor pensamos que a queda das condições de pressão ou a modificação das condições de composição dos fluidos devido a um fenómeno de desvolatilização e consequente libertação do CO_2 do encaixante metassedimentar poderão explicar a grande variação da composição dos fluidos aquo-carbónicos aprisionados nestes estádios. No primeiro caso (figura 154a) a queda de pressão, registada principalmente nos estádios mais precoces, induz que o fluido inicial (A), aprisionado na zona de miscibilidade evolua ao longo da curva de "solvus", com mistura mecânica de fases imiscíveis (B) e na fase final com separação de fases (C). No segundo caso (figura 154b), a libertação de CO_2 do encaixante metassedimentar implica que o fluido aquoso inicial (A) evolua para a curva do solvus e consequente mistura mecânica (B) e separação de fluidos (C). Registe-se que a curva do "solvus" representada é esquemática na medida que o campo de imiscibilidade no sistema CO_2-H_2O é dependente da quantidade de sais dissolvidos na fase aquosa.

O fluido aquoso salino (II) constituído por IF do tipo Lw_2 apresenta bastantes afinidades com o fluido associado à mineralização de galena existente nas falhas de desligamento (figura 126).



Segundo Diamond (1994)

Figura 154 – Representação esquemática do diagrama de fases do sistema H_2O-CO_2. **a**. Evolução de um fluido (A) por quebra de pressão ou temperatura. **b**. Evolução de um fluido (A) por devolatilização do encaixante.

A mineralização de Sn-Cu encontra-se associada a um outro sistema hidrotermal, posterior e independente do anterior. Esta mineralização apresenta igualmente três tipos de fluidos:

- **fluido I'** - aprisionado essencialmente no topázio, aquoso, de baixa a média salinidade, cujo eutético indica a presença provável de NaCl; é constituído por IF do tipo Lw_1;

- **fluido II'** - aprisionado essencialmente no quartzo V e em PIF no quartzo II (?), aquo-carbónico, de baixa salinidade constituído por IF do tipo Lc-w e Vc-w.

- **fluido III'** - aprisionado no quartzo IV, cassiterite II, apatite II e siderite II, aquo-carbónico, de baixa a média salinidade, cuja fase volátil se encontra enriquecida em dióxido de carbono; é constituído pelas IF do tipo Lw-c e parte das IF do tipo Lc-w;

Ao contrário da cassiterite I, os fluidos aquo-carbónicos do tipo III' aprisionados na cassiterite II apresentam características que indiciam um aprisionamento num meio mais redutor assim como um maior desenvolvimento da fase volátil, constituída por metano, dióxido de carbono e azoto.

No quartzo VI e no PIF 3 as IF apresentam características únicas que as diferenciam dos outros fluidos aquo-carbónicos, ou seja, a co-existência de IF do tipo Lc-w e Vc-w. Ambos os tipos apresentam evidências de que foram aprisionados contemporaneamente e assim como temperaturas de homogeneização global idênticas, uns em líquido e outros em vapor, assim como pressões mínimas de aprisionamento semelhantes. Deste modo poderemos afirmar que, segundo os

critérios de Ramboz et al. (1982), os mesmos resultaram de um mesmo fluido que foi aprisionado na zona da imiscibilidade do sistema H_2O-CO_2. Esta associação de fluidos apresenta um carácter episódico, somente registado em algumas das estruturas mineralizadas e de um modo descontínuo.

A origem dos fluidos é um tema extremamente complexo e para o qual as respostas a estas questões nos levam a emitir hipóteses, necessariamente fundamentadas não só com base em técnicas analíticas (isótopos estáveis, análise de lixiviados, etc) mas também com base num conhecimento aprofundado da envolvente geológica onde se integram as estruturas que aprisionaram esses mesmos fluidos.

Os fluidos aquosos de baixa salinidade (I e I') poderão ter uma origem ou meteórica, em equilíbrio com um granito ou magmática como os estudos de isótopos estáveis indicam (Kelly & Rye 1979, Campbell et al. 1984, Polya et al. 2000). Na hipótese de estes fluidos terem uma origem magmática, quanto a nós a origem mais provável, então estes poderão ter resultado da condensação dos voláteis libertados durante a fase final da cristalização do granito da Panasqueira.
No que se refere à presença de fluidos salinos, de natureza cálcica provável, associados quer à mineralização de W-Sn-Cu quer à mineralização de Pb-(Zn), constituem um facto a assinalar. A origem destes fluidos pode ser diversa, desde magmática até uma origem sedimentar, por dissolução de salmouras por águas meteóricas. No que diz respeito à possível origem magmática estes fluidos podem ter derivado de dois processos distintos: por ebulição e separação da fase volátil e aquosa salina de fluidos tardi-magmáticos (Roedder 1984, Hedenquist & Lowenstern 1994) ou exsolvidos directamente da cristalização do magma (Samson 1990). No que diz respeito à possível origem sedimentar, estes fluidos, dada a sua natureza cálcica provável, não poderão ter derivado directamente da dissolução de salmouras formadas por evaporação de água do mar (Hardie 1984, 1990 e McKibben & Hardie 1997). As salinas derivadas da evaporação da água do mar são constituídos por NaCl e não por $CaCl_2$. Os fluidos hidrotermais salinos ricos em $CaCl_2$ são somente reconhecidos em determinados contextos geológicos, nomeadamente em rifts modernos activos e bacias controladas por falhas de desligamento. Segundo estes autores a razão para que tal ocorra prende-se com o facto de estes fluidos serem gerados por interacção de águas meteóricas resultantes da dissolução de salmouras (NaCl), em contextos termais anómalos e tectonicamente activos, com o encaixante. De entre as alterações hidrotermais do encaixante metassedimentar a albitização constitui o modo eficaz de troca de sódio por cálcio e consequente formação de fluidos ricos em $CaCl_2$.

Deste modo pensamos que a natureza cálcica dos fluidos salinos assinalados no jazigo da Panasqueira foi adquirida através da interacção de fluidos aquosos salinos (NaCl), com o encaixante metassedimentar, possivelmente segundo um mecanismo de albitização. Quanto à origem destes fluidos pensamos que se estes tivessem sido exsolvidos directamente da cristalização magmática então o seu registo encontrar-se-ia preferencialmente nos fluidos mais precoces e não nos associados à mineralização de Pb-Zn, como na realidade acontece. A origem sedimentar destes fluidos apresenta-se igualmente complexa. Mateus (2001) aponta a hipótese de fluidos com esta natureza derivarem de águas meteóricas fortemente influenciadas por aerossóis marinhos, infiltradas em massas continentais próximas a uma linha de costa. Se tivermos em conta que durante o Carbonífero, só as formações situadas na Zona Cantábrica sofreram influência marinha (Wagner 1983), pensamos que esta hipótese não é viável. Posteriormente ao Carbonífero só há registo de sedimentos marinhos confinados à Bordadura Lusitânica e Bordadura do Algarve e durante o Lias inferior, posteriores à génese das mineralizações[1] pelo também não poderão constituir a fonte dos sais. Deste modo pensamos que estes fluidos salinos, independentemente da sua natureza, possam ter sido derivados de salmouras formadas devido ao recuo do mar, durante o Devónico inferior ou através da infiltração da água do mar nos sedimentos do Paleozóico inferior. A existência de zonas de cisalhamento profundas, associadas a zonas termicamente anómalas, induz a remobilização das salmouras e/ou águas do mar para zonas mais profundas e a maior interacção entre os fluidos e o encaixante metassedimentar.

No que se refere aos fluidos aquo-carbónicos a sua origem poderá ser igualmente diversa. Os fluidos aquo-carbónicos do tipo III poderão ter sido originados por mistura de um fluido (vapor) constituído por H_2O-CO_2-CH_4-N_2, resultante da desvolatilização do encaixante metassedimentar e um fluido aquoso mais denso (I e I'). Os voláteis (CO_2, CH_4 e N_2) poderão ter origem na matéria orgânica dispersa incorporada nos sedimentos ou nas micas formadas durante a diagénese, no caso específico do N_2, libertada durante o evento térmico (Bottrell et al. 1988). Noronha et al. (1992) referem igualmente a presença abundante de nitrogénio nos fluidos associados ao metamorfismo de contacto existentes em filonetes de quartzo existentes no Couto Mineiro da Panasqueira, tendo estes autores referido que este foram libertados das micas e/ou feldspatos durante o evento térmico.
Os fluidos aquo-carbónicos do tipo IV, com um carácter mais redutor e uma maior % de metano poderão ter uma origem orgânica, tendo sido libertados de uma

[1] A idade da mineralização de Pb-Zn será discutida aquando da apresentação do modelo geral da génese do Jazigo da Panasqueira.

hipotética bacia de carvão. Segundo Bussink (1984) os valores de $\delta^{13}C$ do CO_2 extraídos da volframite apresentam valores mais baixos do que os registados no quartzo associado, o que poderá indicar que os fluidos associados à volframite têm uma componente orgânica maior. Polya et al. (2000) registam igualmente a presença de fluidos orgânicos no EPS, possivelmente associados a uma bacia do carbonífero existente na região.

Os fluidos aquo-carbónicos do tipo II', em ebulição, poderão estar relacionados com a libertação de voláteis da fase final da cristalização do granito da Barroca Grande, originados por mistura de fluidos magmáticos, aquosos, com fluidos bassinais, num estádio tardi a pós-magmático, libertados durante a ebulição retrógada. Os fluidos do tipo III' poderão representar a evolução dos fluidos anteriores mas aprisionados posteriormente à ebulição, possivelmente durante os estádios de graisenização do granito Barroca Grande.

No que se refere à evolução dos fluidos associados à mineralização de W-Sn-Cu regista-se primeiramente a presença de fluidos aquosos pouco a moderadamente salinos (fluido I). Não observamos nenhuma evidência de ebulição nos fluidos associados a esta mineralização, ao contrário do que Kelly & Rye (1979) e Bussink (1984) afirmaram. Este facto poderá estar relacionado com o facto de estes autores terem considerado os fluidos associados à mineralização de Sn-Cu como contemporâneos deste estádio. A interacção deste fluido aquoso com o encaixante metassedimentar, associado a um processo de desvolatilização deste, originou a presença de fluidos aquo-carbónicos (fluido III). Esta interacção implica um aumento progressivo da componente volátil do fluido, principalmente em dióxido de carbono, primeiramente com os fluidos do tipo Lw-c a serem predominantes e numa fase posterior a predominarem os fluidos do tipo Lc-w. Os fluidos associados à primeira geração de cassiterite são essencialmente aquosos, estando o CO_2 aprisionado principalmente sob a forma de clatratos e parecem estar associados a este ciclo da desvolatilização do encaixante metassedimentar. Contemporaneamente com este processo regista-se a presença de outros tipos de fluidos (fluidos do tipo II e IV) que poderá ser explicada pelo facto de neste estádio ter sido registada uma intensa fracturação hidráulica e uma circulação de fluidos associada à bombagem sísmica, o que implica a abertura do sistema e a possibilidade de infiltração de fluidos de diversas origens. Deste modo pensamos que os fluidos aquo-carbónicos enriquecidos em metano e os fluidos aquosos salinos, embora aprisionados na mesma estrutura, não parecem ter nenhuma relação directa com os fluidos pertencentes ao sistema hidrotermal anteriormente referido. O carácter singular

destes fluidos não invalida contudo que estes poderão ter tido um carácter fundamental na génese da mineralização, nomeadamente nos processos relacionados com a mineralização de volframite. Segundo Bussink (1984) os gases libertados pela volframite apresentam um maior enriquecimento em metano do que o quartzo associado. Por outro lado, as razões Br/Cl da volframite e do quartzo associado são igualmente díspares. Estes factos parecem confirmar a hipótese acima proposta e contrariar as observações efectuadas por Luders (1996) de que os fluidos contidos na volframite são unicamente salinos, de origem magmática, relacionados com um fenómeno de ebulição.

Aprisionados num quartzo que cresce epitaxialmente sobre o quartzo associado ao EPS I regista-se a presença de fluidos salinos, ricos em $CaCl_2$, com grandes afinidades com os fluidos associados com a mineralização de Pb-Zn.

A mineralização de Sn-Cu inicia-se por fluidos aquosos de baixa salinidade. Posteriormente regista-se a presença de fluidos aquo-carbónicos, primeiramente em ebulição (fluido II') e posteriormente aprisionados numa só fase. Associada a esta mineralização regista-se novamente uma flutuação dos valores da pressão mas de menor magnitude do que a registada no início da mineralização de W-Sn-Cu.

8. Comparação com a mineralização de Sn da Pedra Alta

Embora o âmbito principal deste trabalho consista no estudo do Jazigo da Panasqueira, iremos estudar, de uma maneira sucinta, a mineralização de cassiterite da Pedra Alta (Argemela) (figura 155). A razão porque optamos estudar esta mineralização de cassiterite prende-se com o facto de Carvalho (1974) ter posto hipótese de Gois-Panasqueira-Pedra Alta constituírem um eixo de mineralização. Deste modo iremos comparar as cassiterites que ocorrem na mineralização de Pedra Alta, espacialmente associada ao granito da Argemela com as gerações de cassiterite do Jazigo da Panasqueira.

A mineralização de Pedra Alta situa-se a 12 km a Este do Jazigo da Panasqueira (figura 21), consistindo numa mineralização filoniana de cassiterite encaixada nos "Xistos das Beiras" tal como o Jazigo da Panasqueira. Espacialmente associada a esta mineralização de Sn encontra-se uma intrusão granítica de pequenas dimensões (figura 155), denominada de cúpula da Argemela. O estudo aprofundado deste granito (Bussink 1984, Charoy & Noronha 1996) revelou a presença de um granito peraluminoso, sódico, enriquecido em elementos incompatíveis (F, P, Rb, Cs, Li, Sn, Be) e extremamente empobrecido em Sr, Ba, Zr e Terras Raras Leves. Charoy & Noronha (1996) defenderam que a sequência de cristalização deste granito se efectuou em fases distintas:

- estádio mais precoce, em que cristalizou quartzo, albite e fengite;

- estádio mais tardio, em que cristalizou quartzo, albite, lepidolite e ambligonite.

O estádio mais tardio é caracterizado pela presença de Li, F, P, (Rb, Cs, Be, Sn, Nb, Ta, etc), possuindo características mineralógicas e químicas de um pegmatito enriquecido em elementos raros.

O granito da Argemela possui algumas características semelhantes ao granito da Barroca Grande, como já referimos, embora neste não se observe a presença do estádio mais tardio, enriquecido em lítio.

Segundo Inverno & Ribeiro (1980) os filões de quartzo mineralizados em cassiterite de Pedra Alta consistem em dois tipos distintos, embora contemporâneos:

- filões instalados em fendas de tracção, com uma distribuição radial, embora com uma orientação preferencial em torno de E-W;

- filões instalados em fendas de cisalhamento, com uma distribuição concêntrica.

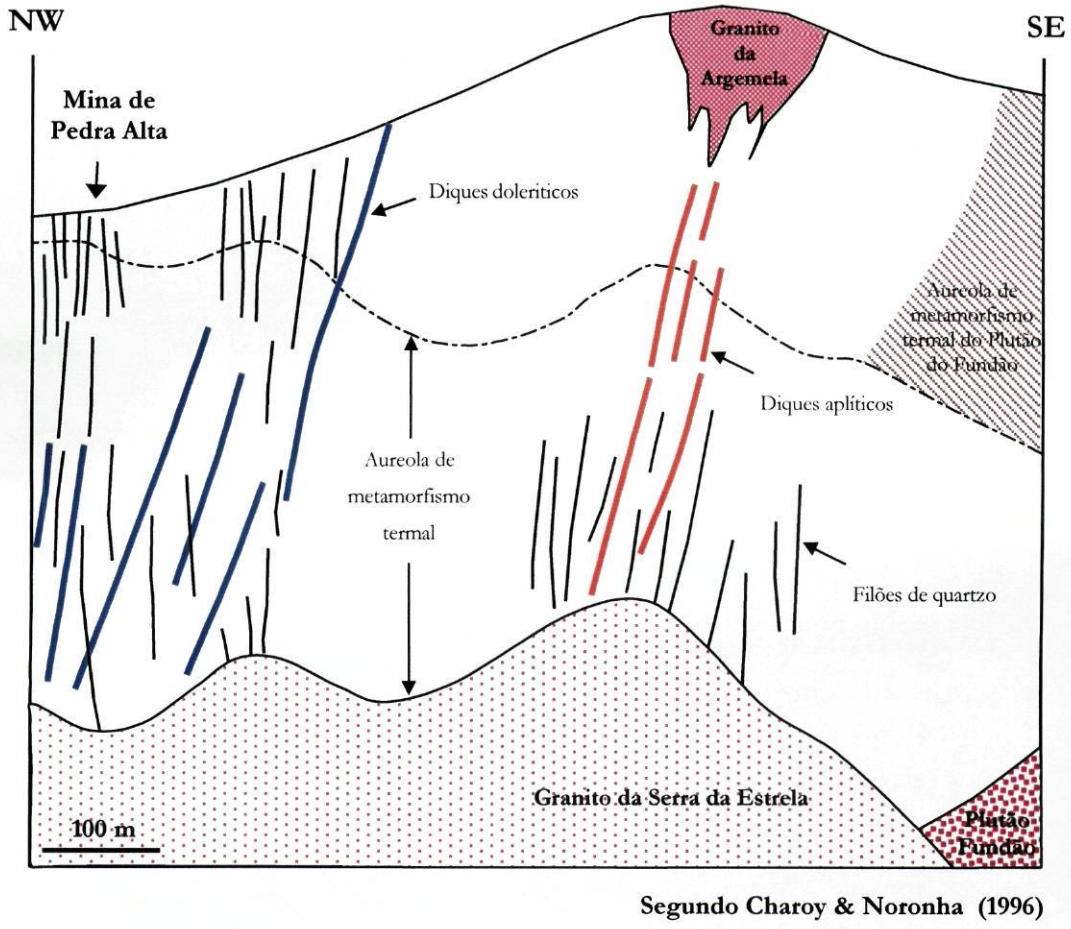


Figura 155 – Corte geológico interpretativo da Mina de Pedra Alta e Granito da Argemela.

Segundo estes autores estes dois sistemas de filões mineralizados são indicadores que estes foram instalados sob a conjugação de dois campos de tensões distintos: um campo regional, pertencente à quarta fase de deformação hercínica, com□□1 horizontal E-W e consequente abertura de fendas de tracção com a mesma orientação e um outro campo, relacionado com a instalação de uma cúpula granítica em que depois de uma primeira fase com a compressão máxima vertical, derivada da ascensão magmática, esta passa a exercer uma força do encaixante para dentro da câmara magmática com abertura de fendas de tracção dispostas radialmente e fendas de cisalhamento fazendo ângulos agudos com a direcção de tracção.

Com base numa amostragem do Professor Fernando Noronha e amostras colhidas nas escombreiras, efectuamos um breve estudo sobre a mineralogia desta mineralização tendo-se só registado a presença de moscovite que cresce intimamente associada com a cassiterite. As cassiterites estudadas apresentam

características muito idênticas às cassiterites do Jazigo da Panasqueira, ou seja, automórficas, de cor castanha e com complexos zonamentos concêntricos, em que alternam bandas de cor castanha clara e bandas de cor escura. Estas cassiterites ocorrem em fracturas de um quartzo deformado (intensa extinção ondulante e formação de neo-grãos de quartzo) (figura 156). A microfracturação observada, segundo uma distribuição em mosaico, apresenta neograos de quartzo de pequenas dimensões. Este microfracturação forma-se por circulação de um fluido sob pressão formando-se hidrofracturas móveis (Bons 2001).

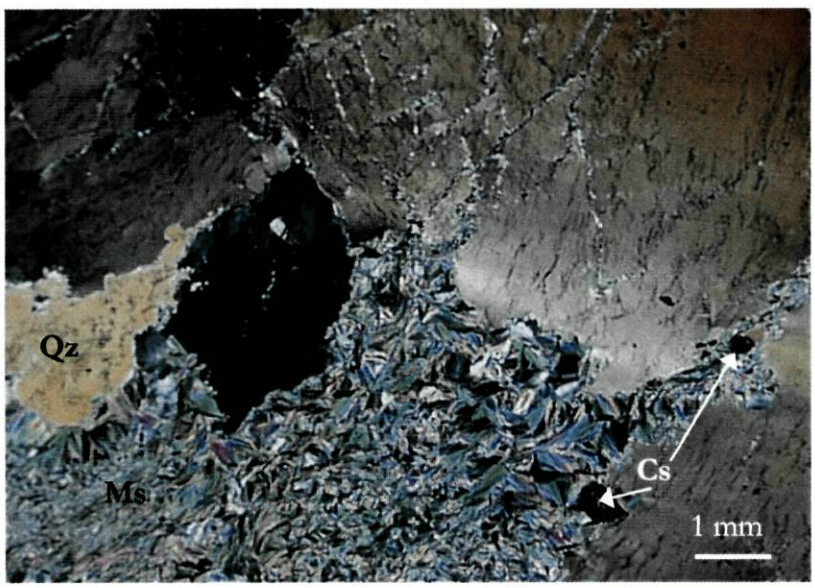


Figura 156 – Ocorrência de cassiterite associada a moscovite em fracturas de um quartzo leitoso deformado.

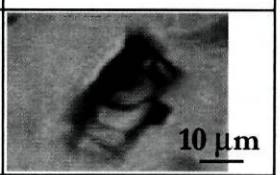
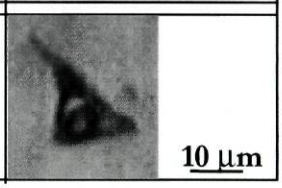
As cassiterites foram analisadas para os elementos maiores e alguns menores na Microssonda Electrónica Cameca Camebax do Instituto Geológico e Mineiro, S. Mamede Infesta. As condições de análise foram as seguintes: 20 kV e um feixe de corrente de 20 nA, 20 segundos de análise para cada elemento e foram usadas correcções de ZAF. A análise química das cassiterites estudadas (PA 2 e PA 7) (Tabela IV) revela a existência de cassiterites praticamente puras, ou seja, com uma percentagem de elementos menores inferiores a 1%.

Os estudos de cristaloquímica das cassiterites desta mineralização, apresentado conjuntamente com o estudo efectuado nas cassiterites do jazigo da Panasqueira (figura 89, 90 e 91), não permitiram discriminar as diferentes cassiterites. Este facto é indicador que embora tenham proveniências distintas, a sua génese parece ter sido idêntica. Charoy & Noronha (1996), com base em estudos de Ressonância Electrónica Paramagnética efectuados em cassiterites da mineralização de Pedra Alta, também apontam para estas uma origem hidrotermal.

O estudo dos fluidos associados à mineralização de cassiterite da mineralização de Pedra Alta foi unicamente efectuado na cassiterite, na medida em que os estudos de petrografia revelaram que o quartzo é anterior à mineralização, pelo menos nas amostras por nós estudadas. Neste estudo, de carácter preliminar, não foram analisadas nenhumas IF por Espectroscopia Raman pelo que os estudos de microtermometria se cingiram à criometria. Por último foram analisados os lixiviados resultantes do esmagamento das cassiterites.

As IF aprisionadas na cassiterite apresentam-se geralmente em grupos ou isoladas. Os estudos de microtermometria (tabela XV) revelaram que as IF aprisionadas (quadro XI) são, na sua maioria, aquosas de baixa salinidade (< 2 eq. % NaCl) (figura 157). As IF aquo-carbónicas (quadro XI), praticamente ausentes nesta geração de cassiterite, apresentam unicamente clatratos. Devido à escassa representação das IF aquo-carbónicas (Lw-c) não foi efectuada nenhuma análise estatística (histogramas) dos dados obtidos da fusão dos clatratos neste tipo de IF. A fusão dos clatratos, a cerca dos 15 °C, revela a presença significativa de metano, para além do dióxido de carbono.

Quadro XI - Características principais das IF de Pedra Alta

Mineral	Tipo	Modo de ocorrência	Tamanho	FLW	Frequência (1)	Imagem
Cs	Lw	P ou PS	10–70 µm	0.80/0.90	Abundante	
Cs	Lw-c	P ou PS	10–80 µm	0.70/0.80	Rara	

(1) - Parâmetro relativo da frequência de cada tipo de IF num determinado mineral. Varia entre abundante, frequente, rara ou muito rara.

Com vista à análise iónica global dos fluidos associados a esta mineralização foram analisados unicamente lixiviados de cassiterite. O estudo dos iões, apresentado conjuntamente com os dados referentes ao jazigo da Panasqueira (tabela XII e XIII) compreendeu a análise do Na, K, Li, B, F, Cl, Br e SO_4. Em termos globais a mineralização de Pedra Alta apresenta composições semelhantes aos registados no

Jazigo da Panasqueira, em particular, na mineralização de Sn-Cu. A maior diferença regista-se na maior percentagem de Li nas cassiterites da mineralização de Pedra Alta, embora semelhantes aos registados no Granito da Barroca Grande.

Tabela XV – Síntese dos dados de microtermometria de IF associadas ao mineralização de Pedra Alta

Mineral	Tipo	Tf Gelo	Tf Clat.
Cassiterite	**Lw**	-2.8/-1.1 **-2.1**	
Cassiterite	**Lw-c**	-2.1/-0.8 **-1.5**	14.3/14.9 **14.6**

Nota: números a negrito – valores médios

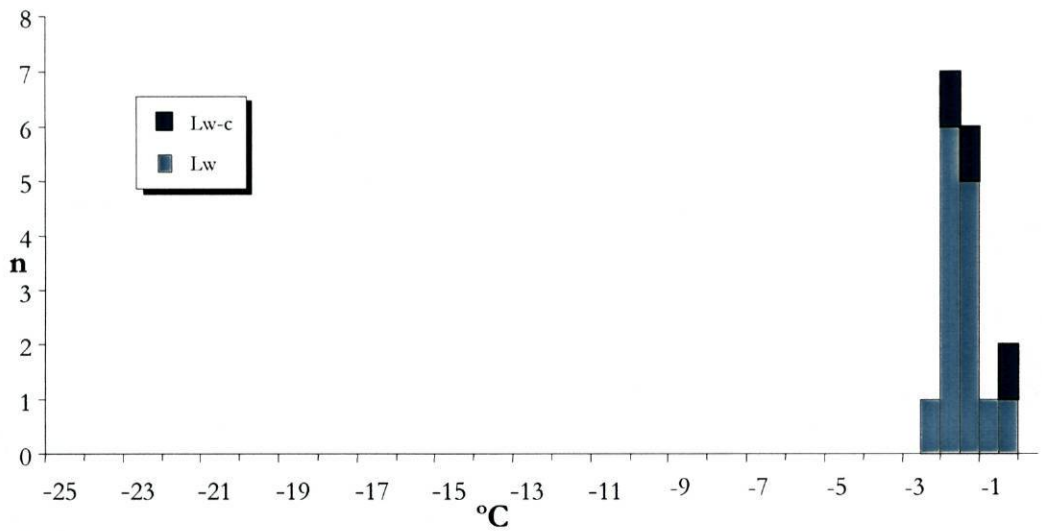


Figura 157 - Histograma da fusão do gelo nos vários tipos de IF contidas na cassiterite da mineralização de Pedra Alta.

O modo de ocorrência da mineralização e o estudo dos fluidos revelou a semelhança entre a mineralização de Sn da mineralização de Pedra Alta e a mineralização de Sn-Cu do Jazigo da Panasqueira. Ressalve-se contudo que ao contrário da mineralização de Sn-Cu do Jazigo da Panasqueira, os fluidos são essencialmente aquosos. Este facto é revelador de que estes fluidos ou tiveram uma menor interacção com o encaixante metassedimentar ou a génese desta mineralização foi posterior à desvolatilização do encaixante metassedimentar. O

facto de estes fluidos apresentarem uma elevada concentração de K em relação ao Na (figura 133), semelhante às cassiterites pertencentes à mineralização de Sn-Cu do Jazigo da Panasqueira, poderá indicar uma intensa interacção destes fluidos com um granito. Este facto poderá indicar que a mineralização de cassiterite não teve origem directa de fluidos magmáticos mas sim resultante da lixiviação de um granito (granito da Argemela ?) por fluidos meteóricos. O modo de ocorrência da mineralização, ou seja, em fracturas dos filões de quartzo subverticais, derivados em parte, segundo Inverno & Ribeiro (1980), da instalação de um batólito granítico, reforça esta hipótese.

Assim, confirmando-se a hipótese de esta mineralização apresentar uma afinidade com a mineralização de Sn-Cu do jazigo da Panasqueira viabilizaria a hipótese anteriormente avançada de que o alinhamento de Góis-Panasqueira-Argemela, ou melhor Góis (?) - Vale da Ermida - Barroca Grande - Pedra Alta poderá estar associada ao campo de tensões F_5 definido por Ribeiro (1979).

9. Modelo genético

O estabelecimento de um modelo genético para o Jazigo da Panasqueira, dada a complexidade deste, constitui um desafio ao qual nós não nos poderíamos alhear. Desde a década de cinquenta que tem sido propostos vários modelos genéticos para o jazigo da Panasqueira. Com excepção de Marignac (1973, 1982), todos os outros autores (Thadeu 1951a, Clarke 1964, Kelly & Rye 1979, Bussink 1984, Polya 1987, Noronha et al. 1992, Foxford 2000) defenderam, genericamente, a génese das mineralizações da Panasqueira segundo a seguinte sequência:

- a instalação da cúpula granítica pós-tectónica e consequente metamorfismo de contacto;

- génese dos filões de quartzo com mineralização de W-Sn-Cu.

Por seu lado, Marignac (1973, 1982) considerou, com base em estudos estruturais, que o metamorfismo de contacto é anterior ou contemporâneo da instalação do granito da Panasqueira, tendo ainda sofrido uma deformação pelo que, assim sendo, este granito não seria pós-tectónico.

No que se refere ao papel da cúpula granítica e dos fluidos associados, na génese das mineralizações de W-Sn-Cu existem diferentes perspectivas, umas que defendem que o granito é essencialmente a fonte dos metais (Thadeu 1951a, Clarke 1969, Kelly & Rye 1979, Bussink 1984 e Luders 1996) e outras, que defendem um papel essencial para os fluidos não magmáticos (Polya 1987, Noronha et al. 1992, Noronha et al. 1999b e Polya et al. 2000).

Thadeu (1951a) e Clarke (1969) defenderam que os fluidos mineralizantes derivaram directamente da cúpula granítica.

Bussink (1984) defendeu igualmente que os fluidos do estádio principal da mineralização são magmáticos, tendo o CO_2, CH_4 e N_2 sido originados pela assimilação do magma granítico de rochas metassedimentares (CXG), ricas em matéria orgânica. Segundo este autor os processos de deposição da mineralização estariam relacionados com a concentração dos fluidos magmáticos no contacto impermeável xisto-granito, seguido de uma abertura do sistema que provocou uma queda de pressão e consequente ebulição do fluido.

Luders (1996), com base na diferença de salinidades, registadas por este autor, nas IF aprisionadas na volframite e quartzo associado, defendeu igualmente que a deposição deste mineral esteve associada a uma ebulição dos fluidos.

Kelly & Rye (1979), com uma perspectiva menos ortomagmatisma, defenderam que existiu um claro hiato temporal e de temperaturas, entre os últimos eventos magmáticos e a mineralização. Deste modo estes autores defendem que a génese da mineralização está relacionada com uma mistura, em profundidade, entre um fluido de origem meteórica e um fluido mais quente e salino, de origem magmática equilibrados com o encaixante metassedimentar.

Polya (1987), com base no modelo de equilíbrio isotópico ($\delta^{18}O$, δD) entre um fluido meteórico e um granito, proposto por Campbell et al. (1984), propôs um papel fundamental para os fluidos meteóricos que remobilizam os elementos metálicos (W, Sn, Zn e As) do granito da Panasqueira. No que se refere à origem do CO_2 e N_2, este autor defendeu que os mesmos tiveram origem da interacção com as rochas do encaixante metassedimentar. Polya et al. (2000), com base nos valores anómalos de δD avançaram com a hipótese de a matéria orgânica ter tido origem numa bacia sedimentar, de idade carbonífera, com leitos de carvão. No que diz respeito à deposição de volframite, Polya (1989) defendeu que a quebra de pressão, devido à abertura dos filões foi o mecanismo principal. Pelo contrário, o processo principal de deposição da cassiterite deveu-se principalmente à interacção dos fluidos mineralizantes com o encaixante metassedimentar, segundo reacções de neutralização, tais como, a conversão do feldspato em moscovite.

Noronha et al. (1992) & Noronha et al. (1999b) sugeriram que a variação da temperatura de homogeneização global e variação da densidade, registada por estes autores nos fluidos associados aos estádios principais da mineralização, podem ser induzidas por variação da pressão dos fluidos, provocada por eventos tectónicos. De acordo com estes autores o papel do granito da Panasqueira consistiu principalmente no fornecimento de calor que induziu a circulação dos fluidos e não a fonte dos fluidos ou dos metais.

Marignac (1973), na medida em que defendeu que o desenvolvimento da auréola de metamorfismo de contacto do granito da Panasqueira foi anterior à deformação principal e os fenómenos hidrotermais associados à mineralização de W-Sn-Cu foram posteriores, então a mineralização não poderia estar ligada à cúpula granítica. O Jazigo da Panasqueira poderia estar ligado ou a uma nova fase intrusiva, pós-tectónica ou ligado a fenómenos de secreção lateral, em condições epizonais.

A idade e génese do episódio mineralizante Pb-Zn do Jazigo da Panasqueira, enquadrado na sub-província metalogenética de Pb-Zn da Beira Baixa, embora tenham sido objecto de poucos estudos (Thadeu 1951b e Blattler 1985), não permanecem isentas de polémica. Thadeu (1951b) considerou que esta mineralização se formou a baixas profundidades em estreita dependência de uma

tectónica de estilo epirogénico e independente das formações graníticas. Assim, segundo este autor, a mineralização de Pb instalou-se em fracturas ENE-WSW correspondentes às últimas fases meso-alpinas e a mineralização de Pb-Zn instalou-se nas fracturas N-S neo-alpinas.
Blattler (1985) considera que o episódio mineralizante em Pb é contemporâneo da brechificação observada nas falhas de direcção W-E, geneticamente ligada, segundo este autor, à intrusão granítica.

Depois desta síntese das principais propostas de modelo genético para o jazigo da Panasqueira, iremos apresentar um modelo genético para as várias mineralizações da Panasqueira estudadas no presente trabalho. O facto de propormos um novo modelo não invalida que parcialmente possamos estar de acordo com as diversas propostas apresentadas pelos outros autores. Mas dado a existência no presente trabalho de novos dados que levou a alguns casos à reinterpretação de dados obtidos por outros autores e na medida em que os modelos anteriormente propostos são incongruentes com muitas das observações efectuadas no presente trabalho pensamos ser importante apresentar, em consonância com estas, uma nova proposta de modelo genético do Jazigo da Panasqueira.

Recuando até há cerca de 380 M.a (Devónico médio), no início da Orogenia Hercínica, observamos o recuo do mar por acção da tectónica colisional (primeira fase de deformação hercínica D_1) que vai originar a formação de montanhas. O recuo do mar origina, em zonas mais deprimidas e/ou controladas pela tectónica, o aparecimento de bacias marinhas confinadas, cuja água do mar vai sofrer uma rápida evaporação e possível formação de salmouras ou a formação de sedimentos impregnados com sal (NaCl) (figura 158a).

Durante o Carbonífero, provavelmente entre o Vestefaliano e o Estefaniano, por analogia com as outras bacias carboníferas conhecidas, formou-se na região uma bacia sedimentar continental, no seio da qual ocorreriam leitos de carvão (figura 158b). A formação desta bacia poderá ter sido assim controlada pela existência de uma zona de cisalhamento, com uma orientação geral NW-SE, associada à fase principal de deformação da Orogenia Hercínica (D_1), reactivada durante uma fase distensiva, pós-colisional. Este sulco constitui uma zona termicamente anómala. Este facto é evidenciado, a nível regional, pela existência de uma faixa com uma direcção semelhante à zona de cisalhamento em que os metassedimentos do CXG apresentam um intenso metamorfismo termal. Segundo Marignac (1973, 1982) as biotites das "moscas" apresentarem uma crenulação, o que confirma o carácter

sincinemático deste metamorfismo. O facto de esta auréola de metamorfismo apresentar uma grande expressão regional, inviabiliza o granito, não aflorante, da Panasqueira como o causador deste metamorfismo térmico. A zona de cisalhamento, na medida em que constitui uma zona de fraqueza crustal, termicamente anómala e tectonicamente activa, constitui uma zona preferencial de circulação de fluidos, nomeadamente fluidos bassinais associados à dissolução de salmouras, ou seja, fluidos aquosos com grandes quantidades de NaCl dissolvidos (figura 158b). A interacção destes fluidos com os metassedimentos do CXG resulta na aquisição de um carácter cálcico, possivelmente através de um processo de albitização, registado por Polya (1987) nos "Xistos das Beiras" pertencentes ao Couto Mineiro da Panasqueira. Contemporaneamente com esta fase distensiva instalaram-se vários diques doleríticos subverticais, de orientação geral NW-SE.

Igualmente condicionado pela zona de cisalhamento de orientação NW-SE instalou-se o granito da Panasqueira (figura 158c).

Na fase final da fase distensiva, associada ao processo de exumação do orógeno formaram-se um sistema de fracturas sub-horizontais em toda a região (figura 158b) que mais tarde foram abertas e preenchidas por fluidos mineralizantes. Este processo de fracturação poderá ter continuado ao longo do tempo, na medida em que alguns dos filões, embora raros, cortam a cúpula granítica.

A mudança do regime distensivo para um regime compressivo, correspondente à fase de deformação F_4, estabelecida por Ribeiro (1979), com σ_1 N-S, σ_2 vertical e σ_3 E-W, associada aos processos de desvolatilização no encaixante metassedimentar e aos diversos sistemas de falhas existentes, num sector do orogeno termicamente anómalo, induziu uma grande produção e circulação de fluidos, em sobrepressão. Na medida em que no campo de tensões compressivo vigente σ_2 se encontrava vertical, só devido à existência de uma extensa fracturação sub-horizontal, é que os fluidos mineralizados, em sobrepressão, não ficaram aprisionados em filões subverticais de orientação N-S. Os fluidos associados à mineralização de W-Sn-Cu, principalmente nos seus estádios associados à deposição da volframite e cassiterite, registam uma grande flutuação de pressão, a uma temperatura constante. A flutuação da pressão registada é indicadora de que a abertura das fracturas (diaclases) foi contemporânea da deposição da mineralização (figura 158c). Deste modo as IF em sobrepressão registam a circulação de fluidos antes da abertura das diaclases e as IF de mais baixa pressão registam a circulação de fluidos posteriormente à abertura das diaclases. Na medida em que a flutuação da pressão se regista em todos os estádios da mineralização, embora mais acentuada nos estádios mais precoces, é indicador que a abertura das diaclases foi polifásica e não segundo um só impulso como defendeu Kelly & Rye (1979). O quartzo possivelmente associado à deposição

da volframite, apresenta uma associação heterogénea de fluidos, ou seja, uma associação provável de fluidos de diversas origens: orgânicos, meteóricos associados à dissolução de salmouras e metamórficos (s.l.) associados a processos de desvolatilização no encaixante metassedimentar.

A deposição da volframite encontra-se assim relacionada quer com uma mistura de fluidos quer com a abertura das diaclases que induziu a uma queda de pressão. Associados a estes processos observa-se um fenómeno de imiscibilidade dos fluidos pertencentes ao sistema H_2O-CO_2, sendo este considerado como um mecanismo provável de deposição de metais, nomeadamente do tungsténio e ouro (Ramboz et al. 1985, Robert & Kelly 1987, Cathelineau et al. 1993, Wilkinson & Johnston 1996, Dugdale & Hagemann 2001, Montomoli et al. 2001), devido ao decréscimo da solubilidade destes metais decorrente do aumento do pH do fluido e devido ao decréscimo da aptidão de certos complexos transportarem os metais decorrente da perda das espécies voláteis, tais como, CO_2 e H_2S da fase líquida.

O enriquecimento dos filões, principalmente em volframite, na intercepção com as falhas N-S assim como a distribuição da exploração da volframite alongada segundo a mesma direcção são indicadores de que estas falhas, comprovadamente anteriores ao metamorfismo térmico, condicionaram, pelo menos em parte, a deposição da volframite. O facto de σ_1 se posicionar segundo a direcção das falhas N-S sub-horizontal, aquando da abertura das diaclases, induz a que segundo esta direcção se formem fendas de tracção. Deste modo estas falhas devido ao aumento da porosidade, constituíram um meio preferencial de circulação de fluidos e posterior deposição da volframite, condicionada pela queda de pressão na intercepção dos filões sub-horizontais e as falhas subverticais.

A cassiterite, por seu lado, regista a presença unicamente de fluidos aquo-carbónicos associados unicamente aos processos de desvolatilização no encaixante metassedimentar e a sua dissolução em fluidos aquosos, de origem provavelmente magmática, embora os dados referentes aos isótopos estáveis não excluam uma origem meteórica para os mesmos.

Na fase final deste processo, ainda sob o mesmo campo de tensões, intimamente associada às falhas de desligamento depositou-se uma mineralização que no caso estudado se restringiu unicamente à galena (figura 158c). A mineralização está associada a fluidos salinos em que o carácter cálcico destes é revelador que se tratam de fluidos originados provavelmente da dissolução de salmouras, reequilibrados com o encaixante metassedimentar. A origem do chumbo poderá ser derivado da lixiviação do encaixante metassedimentar, transportado pelos fluidos salinos. O campo de tensões em que σ_3 se orienta W-E e σ_1 N-S vai condicionar a deposição

da galena em fendas de tracção encaixadas nas falhas N-S (Falha Principal, Falha 1-W, Falha das Freiras, etc) e a cimentar uma brecha no encaixante das falhas NE-SW (Falha da Cebola e Falha 8-E). Embora haja registo da circulação destes fluidos através dos filões de quartzo já formados, a galena depositou preferencialmente ao longo das falhas.

O granito da Barroca Grande pode ter tido a sua origem ligada a um processo de cristalização fraccionada do magma associado ao granito da Panasqueira (figura 158d). A presença de F e P diminui a viscosidade do magma, facilitando a expulsão de um líquido residual segundo um processo de "filter pressing". A existência de uma zona impermeável, constituída pelos Xistos das Beiras, não permitiu a ascensão deste para uma zona mais superficial. A instalação deste segundo granito foi condicionada pela rotação da tensão máxima de N-S para W-E. Na sua fase tardi a pós-magmática este granito apresenta alterações metassomáticas, num estádio sub-solidus, constituídas principalmente por fenómenos de albitização e dissolução de quartzo seguida de uma graizenização. Possivelmente associado às alterações tardi a pós-magmáticas, observa-se uma intensa turmalinização do encaixante assim como a deposição de topázio em fracturas do encaixante metassedimentar. Neste último foram registados fluidos aquosos pouco salinos, originidados possivelmente por condensação de voláteis libertados durante a cristalização do granito da Barroca Grande.
Num estádio posterior regista-se a presença de fluidos aquo-carbónicos em ebulição. Esta ebulição poderá estar relacionada com uma ebulição retrógrada dos fluidos magmáticos depois de misturados com fluidos exteriores ao sistema magmático. A libertação dos voláteis na sua fase final de cristalização do granito induziu uma intensa fracturação hidráulica do encaixante metassedimentar e dos próprios filões de quartzo sub-horizontais onde mais tarde se foi instalar a mineralização de Sn-Cu.
A graisenização do granito, associada a uma intensa moscovitização observada no encaixante metassedimentar, encontra-se associada a fluidos aquo-carbónicos semelhantes aos anteriormente referidos. A mineralização de Sn-Cu encontra-se relacionada com este processo de graisenização do granito que terá induzido a lixiviação do estanho aprisionado no granito (figura 158e).

Posteriormente à mineralização de Sn-Cu o Jazigo da Panasqueira ainda teve uma história longa, registada nos EAP e ECT dos filões sub-horizontais estudados por Kelly & Rye (1979) tendo estes autores registado essencialmente a circulação de fluidos aquosos de baixa salinidade possivelmente associados com a Orogenia Alpina.

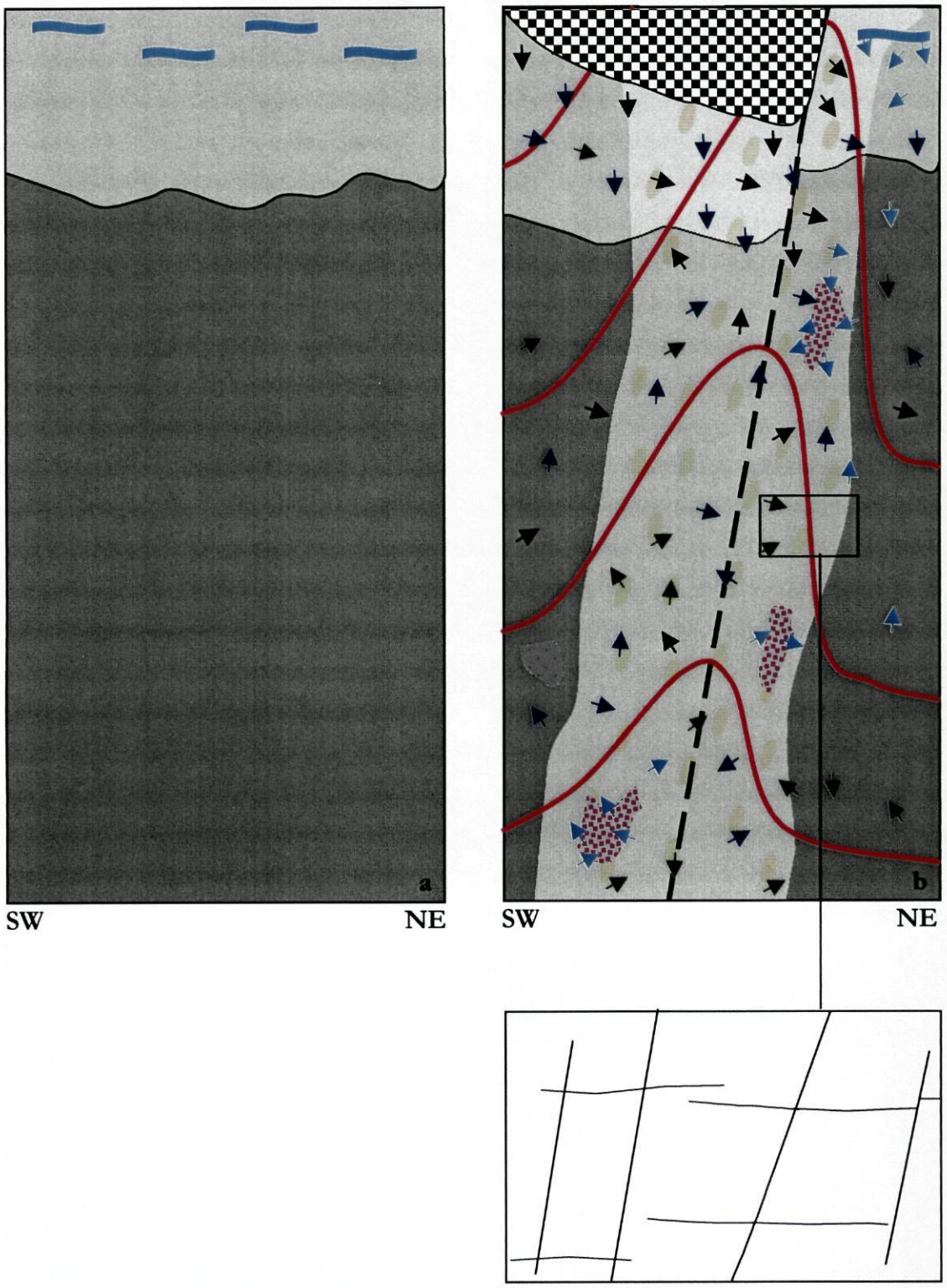
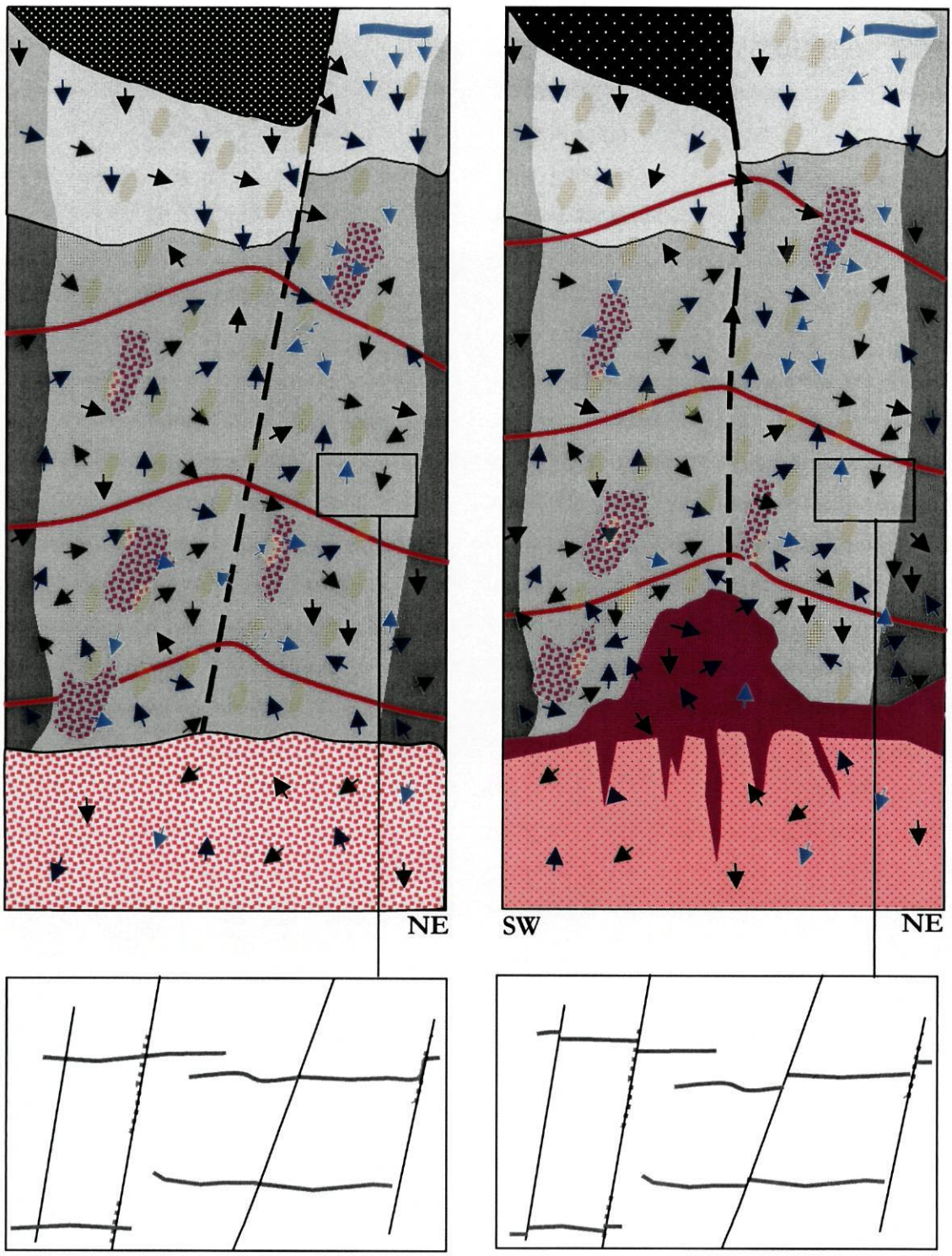


Figura 158 – Proposta reconstituição esquemátima do sector do Couto Mineiro da Panasqueira entre o Devónico superior e o início do Pérmico. Secção vertical hipotética com direcção NE-SW. **a.** Recuo do mar por acção da tectónica, durante o Devónico médio e consequente formação de bacias marinhas confinadas onde se vão formar salmouras. **b**. Formação de uma bacia continental, durante o Carbonífero superior, associada a uma zona de cisalhamento termicamente anómala. Formação de fracturas sub-horizontais associadas à exumação do orogeno.

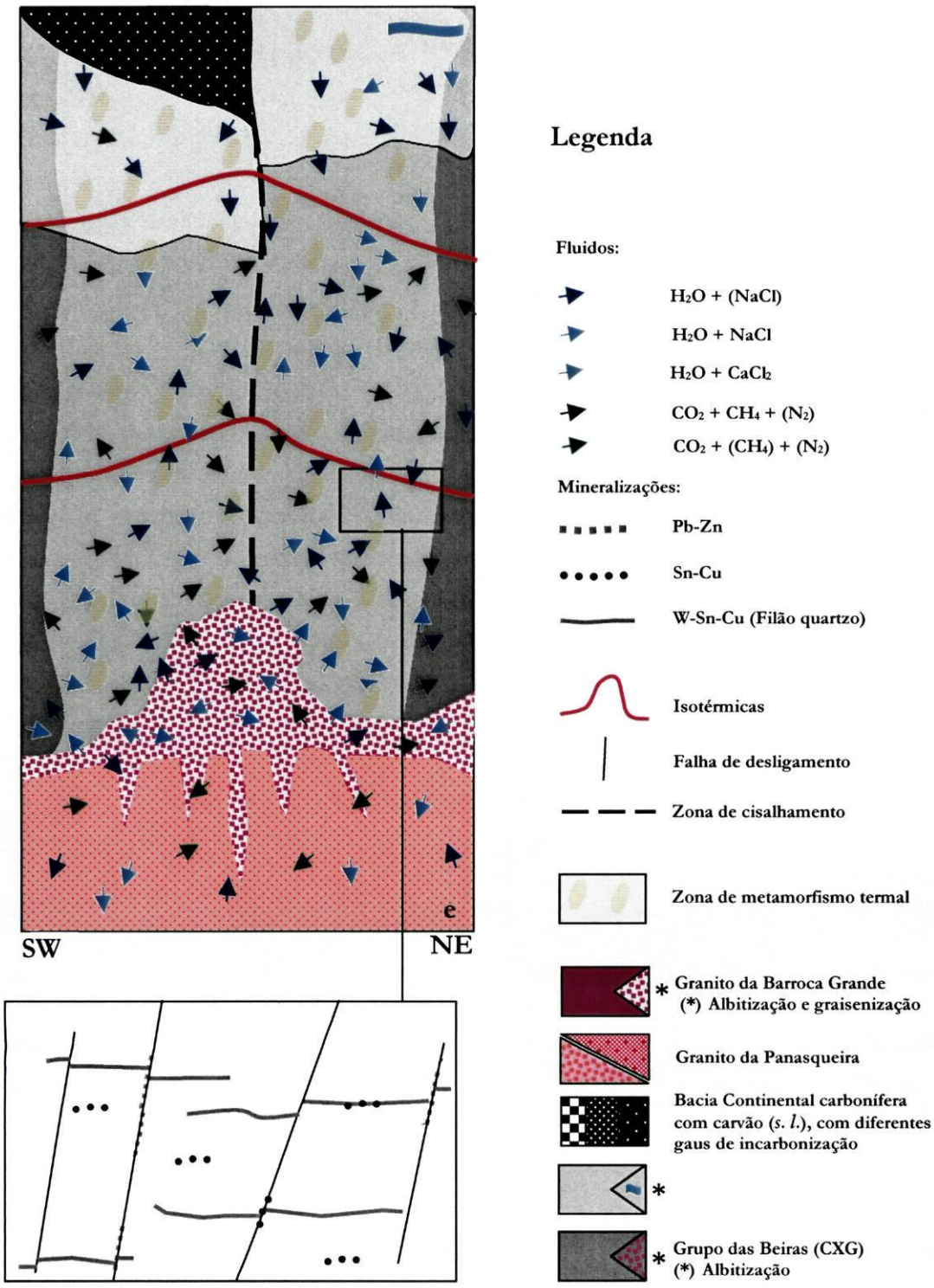


c. Instalação do granito da Panasqueira e génese das mineralizações de W-Sn-Cu e posteriormente da mineralização de Pb-Zn. **d.** Instalação do granito da Barroca Grande.

A história das falhas subverticais direccionais, nomeadamente o estádio mais tardio das falhas argilosas (1-W, 3-W, Cebola, 8E, etc) e as falhas de Carbonatos (D25 e D19) registam as fases finais do EPS II e o EAP e ECT.

A associação de minerais de Ni-As, registada numa falha pertencente ao sistema de falhas de direcção NE-SW poderá estar ligada com os reaquecimentos registados nas apatites, com base na técnica de "fission track" (Kelly & Wagner 1977), tendo

estes autores relacionado estes com a abertura do Atlântico Norte (152 Ma) e com as intrusões subvulcânicas de Sintra, Sines e Monchique (79 Ma).



e. Génese das mineralizações de Sn-Cu.

III Parte

Considerações finais

" É esse percurso que gostaria de retraçar aqui para todos aqueles que, como eu, num dado momento das suas vidas, sentiram a dor desta cunha cruel. Podemos continuar a maravilhar-nos com os espectáculos naturais depois de a ciência nos ter revelado os bastidores?"
Hubert Reeves (1990) – Malicorne. Reflexões de um observador da Natureza

" Tudo isto, provavelmente, teria que ver com a fenda. Afinal, uma montanha sujeita a tais jogos de tracção e braço-de-ferro, não admira que lá venha o dia em que se veja obrigada a ceder, a partir-se, a desmoronar-se, ou, como no caso vertente, a abrir racha"
José Saramago (1986) – A jangada de Pedra

1. Evolução da Orogenia Hercínica e sua relação com as mineralizações de Sn-W

A última parte do presente trabalho tem como objectivo principal integrar os dados obtidos nos objectos de estudo na evolução global das fases tardias no Orógeno Hercínico do território português. Temos consciência de que algumas das interpretações que vamos apresentar são polémicas mas ao apresenta-las esperamos, de algum modo, possam germinar um amplo debate da comunidade científica sobre as fases finais da Orogenia Hercínica e a sua estreita relação com uma (re)concentração anómala de metais na crusta. No presente trabalho iremos restringir a nossa discussão à ZCI, com destaque para as mineralizações estano-tungstíferas, na medida em que estas constituíram o objecto principal do nosso estudo.

A Orogenia Hercínica é um exemplo de um orógeno colisional de alta temperatura e baixa pressão (HT-LP) (Sylvester 1998). Vários têm sido os modelos desenvolvidos com vista a se perceber este fenómeno, nomeadamente do porquê do aumento da temperatura no estádio final da orogenia:

- decaimento de elementos radioactivos (U, Th, K) durante e pós o espessamento crustal (England & Thompson 1984);

- "*underplating*" (Platt 1986);

- colapso gravítico (Dewey 1988, Ménard & Molnar 1988);

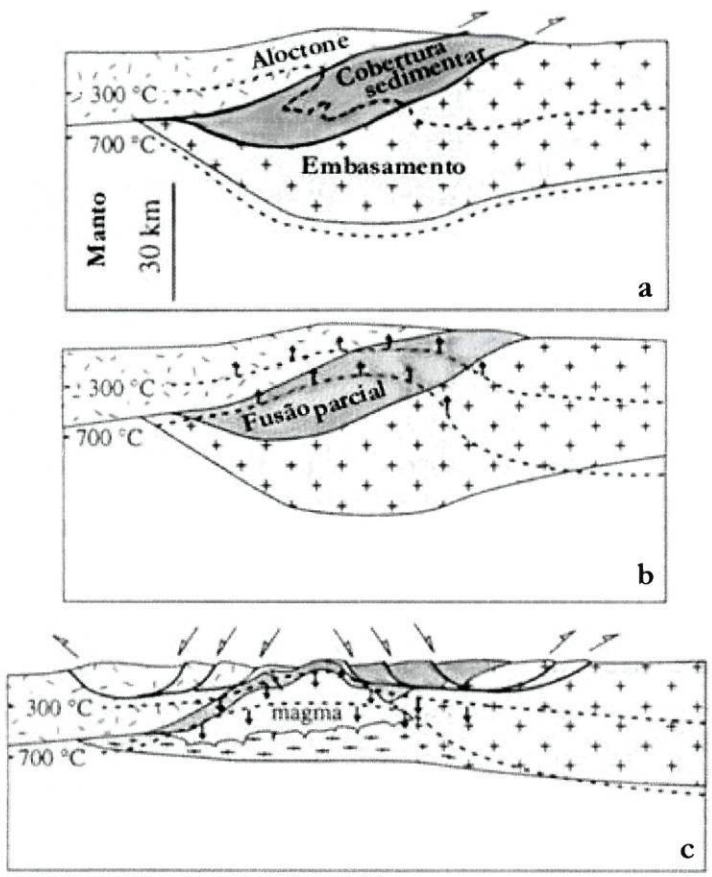
- "*oceanic slab breakoff*" (Van den Beukel 1990);

- pluma mantélica (Watson & McKensie 1991);

- delaminação mantélica (England 1993);

Alguns destes processos estão sumariamente descritos em Gerdes et al. (2000) e Henk et al. (2000). A questão principal que se põe consiste em perceber se esta anomalia térmica é resultado da interacção crusta/manto (underplating, colapso gravítico, ruptura da crusta oceânica, pluma mantélica e delaminação mantélica) ou se pelo contrário poderá ser explicada por produção interna de calor na crusta espessada (decaimento de elementos radioactivos).

De entre os modelos anteriormente referidos iremos desenvolver, em particular, o modelo do colapso gravítico (Dewey 1988, Ménard & Molnar 1988, Mattauer et al. 1988, Echtler & Malavieille 1990, Vanderhaeghe & Teyssier 2001 e Rey et al. 2001) pois pensamos que é o que melhor explica não só a anomalia térmica e a sua relação com o magmatismo granítico como também a relação da orogenia com as bacias continentais carboníferas, associadas a uma fase distensiva generalizada a todo o orógeno. O modelo do colapso gravítico (figura 159), aplicado somente no caso dos orógenos colisionais, baseia-se principalmente no facto de pós o estádio colisional (figura 159a), o potencial de energia gravítica acumulado na crusta espessada, devido à acreção de vários terrenos, é libertada lateralmente, condicionada por falhas normais (figura 159c). A descompressão induz um levantamento generalizado das geotérmicas na crusta, ao qual se associa o calor produzido pelo decaimento de elementos radiogénicos (figura 159b). O aumento da temperatura vai induzir uma fusão parcial da crusta média e ascensão de magmas de natureza granítica (figura 159c).



Vanderhaeghe & Teyssier (2001)

Figura 159 – Evolução do orógeno colisional segundo o modelo do colapso gravítico.
a. Espessamento crustal no estádio colisional. **b.** Maturação termal. **c**. Colapso gravítico.

Associado ao colapso gravítico do orógeno regista-se um processo generalizado de exumação[1] das rochas existentes na crusta. Vigneresse (1999a) considera que a taxa de erosão do orógeno Hercínico foi bastante baixa, pelo que o seu contributo no processo de exumação foi praticamente nulo, pelo que a mesma foi devida a processos tectónicos. A taxa de exumação do orógeno, segundo falhas normais, depende da inclinação das falhas. Ring et al. (1999) estimou uma taxa de exumação de 3.5 a 4.5 Km/Ma^{-1} para falhas normais com uma inclinação de 30°.

A exumação encontra-se intimamente associada à circulação de fluidos na crusta, sendo importante distinguir entre os fluidos que estão ligados ao processo de exumação e os fluidos resultantes desta (Vanderhaeghe & Teyssier 2001) (figura 160).

Tendo por base o modelo do colapso gravítico e a exumação associada poderemos perceber melhor o porquê do aumento da temperatura no estádio pós-colisional assim como a íntima relação (espacial e temporal) entre o pico térmico, o magmatismo granítico, a deformação (zonas de cisalhamento), a formação de bacias continentais, a circulação de fluidos e as mineralizações (Sn, W, Au, As, Cu, Mo, Bi, Ta, Nb, Li, etc).

A evolução do orógeno hercínico[2] poderá ser dividida em dois estádios principais: o estádio colisional e estádio pós-colisional (figura 161).
A fase colisional é constituída, no autóctone, pela D_1 (Dias & Ribeiro 1995) em que a tensão máxima se orienta aproximadamente NE-SW (Balda et al. 1990) (figura 161). Os mantos de carreamento associados à D_2 encontram-se unicamente representados nos sectores do parauctótone e alóctone. Na fase final do estádio colisional, a crusta atinge o seu espessamento máximo, há cerca de 360 Ma. (Dias & Ribeiro 1995).

[1] A exumação constitui um termo que descreve unicamente o fenómeno de retorno de rochas formadas em profundidade para a superfície, independentemente do ou dos processos associados a este. Assim, poderemos ter genericamente três processos distintos de exumar uma rocha: falhas normais, adelgaçamento dúctil e erosão (Ring et al. (1999).

[2] Teremos de ter em atenção a dificuldade em integrar os diversos dados numa evolução coerente do orógeno se tivermos em consideração que:
- existe um marcado diacronismo das fases de deformação hercínicas nos diferentes sectores do orógeno (Noronha et al. 1979);
- a idade os granitos é obtida com base em métodos de datação absoluta enquanto a idade das bacias continentais são obtidas com base no seu conteúdo paleontológico, portanto datações relativas.

Tendo em conta o modelo do colapso gravítico, pensamos que a fase D_3 (Ferreira et al. 1987), pós-colisional, definida por Dias & Ribeiro (1995) como estando num regime de transpressão, poderá corresponder a uma fase distensiva generalizada do orógeno (figura 161). Na fase pós-colisional foram registados, no território português, diversos períodos distensivos na ZCI. O primeiro foi registado na transição das fases de deformação D_2 e D_3 (Pereira 1987,), entre o Viseano e o Namuriano. Pereira (1987) e posteriormente Dias & Ribeiro (1995) consideram que esta teve unicamente consequências locais, associadas ao colapso gravítico. Posteriormente a esta foram ainda consideradas a existência de uma fase distensiva compreendida entre o ínicio do Vestefaliano e o Pérmico Inferior (Domingos et al. 1983, Pinto et al. 1987 e Couto 1993) e uma outra posterior, pérmica (Pinto et al. 1987 e Couto 1993).

Deste modo defendemos que no estádio pós-colisional, devido ao abrandamento das forças tectónicas horizontais, geradas pela colisão, a força gravítica (subvertical) se tornou preponderante, induzindo o relaxamento do orógeno no sentido contrário ao da compressão colisional. Deste modo as zonas de cisalhamento de direcção NW-SE, geradas durante a colisão crustal (Iglesias & Ribeiro 1981 e Ribeiro et al. 1990) foram reactivadas em regime distensivo. As leis cinemáticas dos desligamentos, cavalgamentos e falhas normais são semelhantes (Choukroune & Iglesias 1980). Deste modo os dobramentos gerados numa zona de cisalhamento em regime compressivo são semelhantes aos gerados segundo um regime distensivo, podendo levar a interpretações erróneas quanto ao regime a que estes podem ter sido gerados (Harris et al. 2002).

A génese das bacias intramontanhosas do carbonífero superior (figura 161) poderá assim estar condicionada por esta tectónica distensiva, associada à reactivação dos cisalhamentos gerados durante a fase colisional, segundo uma componente normal (figura 152). A existência generalizada de uma extensão tardi-hercínica, associada à génese de bacias carboníferas continentais foi igualmente proposta para o Maciço Central Francês (Mattauer et al. 1988, Echtler & Malavieille 1990, Malavieille 1993, Burg et al. 1994 e Faure 1995) e para a Cornualha (Shail & Wilkinson 1994 e Alexander & Shail 1995).

O relaxamento do orógeno vai induzir, por outro lado, o levantamento global das isotérmicas na crusta, induzido pelo levantamento da astenosfera (Wickham & Oxburgh 1987). As zonas de cisalhamento constituíram, deste modo, zonas preferenciais de circulação de fluidos e portanto de calor. Como exemplo destas zonas termicamente anómalas poderemos referir o metamorfismo térmico registado na Serra da Freita (cerca de 550 °C), ao longo de uma zona de cisalhamento (Reavy

1987, Aguado 1992 e Mendes 1997) ou a Bacia Carbonífera do Douro, instalada ao longo de uma zona de cisalhamento, onde os carvões atingiram elevado grau de incarbonização (perantracites altamente evoluídas), tendo-se atingido uma temperatura entre os 270 e 360 °C (Sousa 1978).

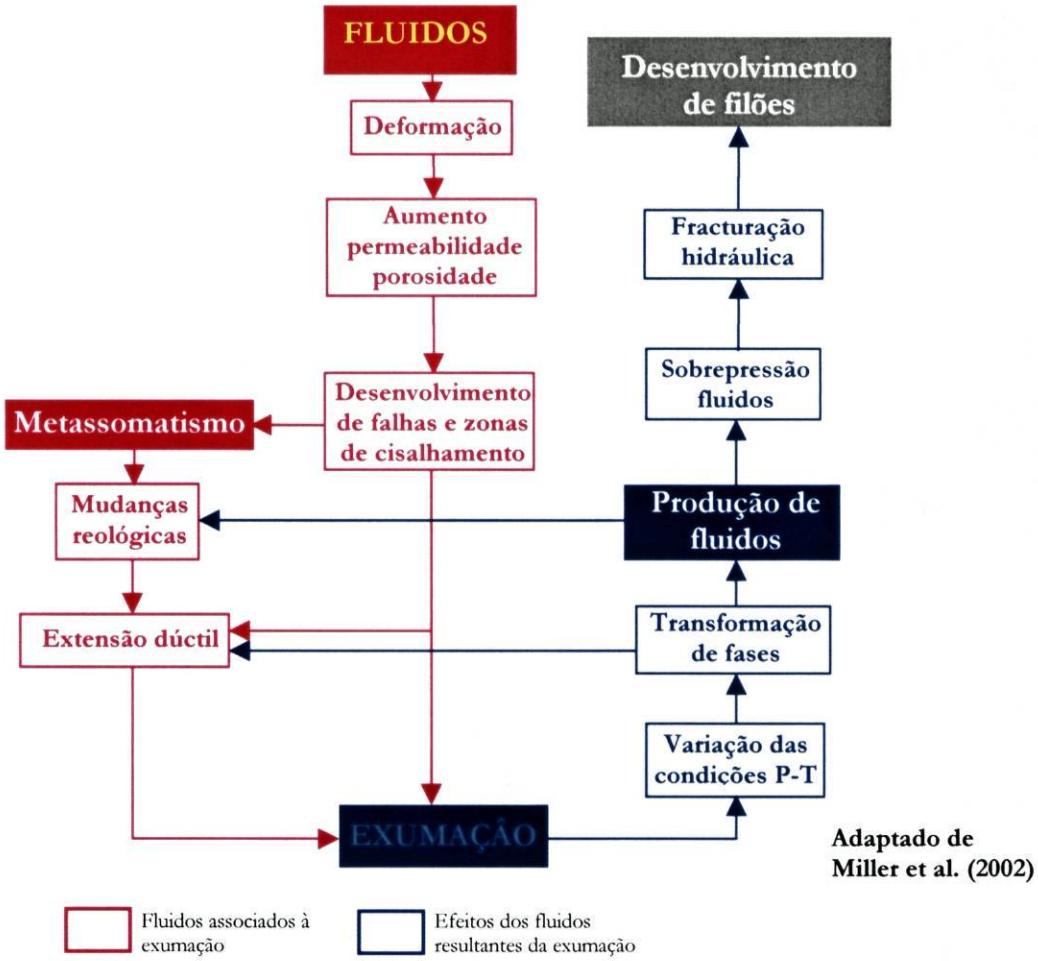
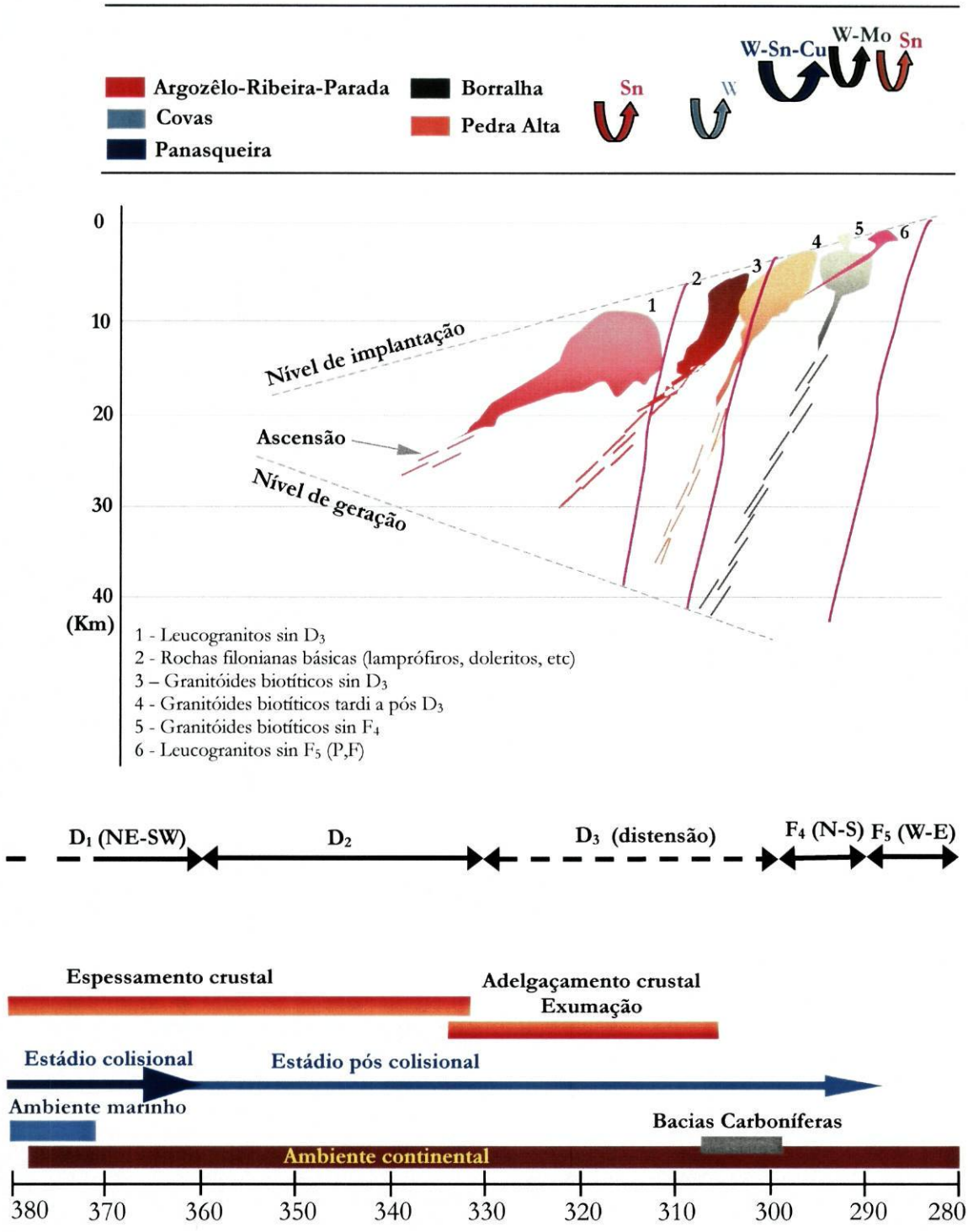


Figura 160 – Esquema da relação entre a exumação e os fluidos.

O levantamento global das isotérmicas na crusta vai induzir não só um aumento do gradiente anómalo na crusta como também a manutenção da anomalia térmica na crusta durante um período de tempo alargado. Buttner (1999) estimou que o arrefecimento da crusta nos estágios tardios da Orogenia Hercínica foi bastante lento, a uma taxa de 9 °C/Ma. Com vista a poder perceber-se a importância deste facto na sustentação dos sistemas hidrotermais na crusta, poderemos comparar esta taxa de arrefecimento com o facto de uma intrusão magmática poder sustentar um sistema hidrotermal, no máximo, entre 0.5 a 1 Ma (Cathles & Erendi 1997).



Esquema efectuado com base no presente trabalho e em: Adam 1987, Brink 1960, Beetsma 1995, Capdevilla et al. 1973, Carta Geológica 1:500 000 dos Serviços Geológicos de Portugal 1992, Castro et al. 1991, Corretgé et al. 1977, Dias & Ribeiro 1995, Ferreira et al. 1987, Noronha 1983, Coelho 1993, Ribeiro 1974, Ribeiro 1979, Seltmann 1999 e Sousa & Wagner 1983.

Figura 161 – Esquema global da relação da Orogenia Hercínica com os episódios de granitização, bacias sedimentares e mineralizações.

Posteriormente a esta distensão generalizada do orógeno assiste-se a uma rotação da compressão regional para N-S (D_4) (figura 161). Contemporaneamente a esta fase assiste-se, num regime essencialmente frágil, a activação dos sistemas conjugados NNW-SSE direito e NNE-SSW esquerdo. Esta rotação do campo de tensões sugere que esta deformação tardia, registada na Ibéria, poderá reflectir uma actividade transpressional durante o final da amalgamação da Pangeia (Weil et al. 2000), possivelmente relacionada com um mega-cisalhamento situado na região Norte Atlântica (Arthaud & Matte 1977).
O campo de tensões que do estádio colisional para o tardi-hercínico rodou de NE-SW para N-S continuou a rodar até uma direcção W-E, correspondente à fase F_5 definida por Ribeiro (1979). Este campo de tensões é responsável principalmente pela reactivação das fracturas de direcção N-S assim como a geração de fendas de tracção de direcção W-E.

Depois desta proposta de evolução tectónica da Orogenia Hercínica no território português iremos associar esta à intensa implantação de granitóides, intimamente associados à evolução do orógeno, principalmente no seu estádio pós-colisional. A classificação proposta tem como base a classificação de Ferreira et al. (1987) e a classificação da Carta Geológica 1:500 000 dos Serviços Geológicos de Portugal (1992), tendo em conta a classificação das fases de deformação propostas no presente trabalho.

No final da colisão registou-se um aumento da temperatura na crusta espessada, devida ao decaimento radioactivo de certos elementos. Este aumento da temperatura, associado à descompressão do orógeno, gerou a anatexia crustal, principalmente das litologias pelíticas, ricas em moscovite. Deste modo vão ser gerados abundantes magmas graníticos peraluminosos, de filiação crustal (Capdevilla et al. 1973 e Corretgé et al. 1977), com uma ascensão adiabática na crusta.
Deste modo poderemos considerar este grupo de granitos como **leucogranitos sin D_3** (figura 161), pois o magma é gerado e instalado durante esta fase distensiva, pós-colisional.
O relaxamento do orógeno vai induzir, por outro lado, uma grande interacção entre o manto e a crusta inferior, induzido pelo levantamento da astenosfera. A modelação efectuada por Davies & Blanckenburg (1995) indica de que a astenosfera pode ascender a profundidades próximas dos 50 Km. Este período é assim caracterizado pela existência de granitos calco-alcalinos derivados da mistura de magmas originados na crusta inferior e/ou mantélicos e de magmas de origem crustal (Capdevilla et al. 1973, Castro et al. 1991). Pertencem a este grupo os

Granitóides biotíticos sin D_3 e os **Granitóides biotíticos tardi a pós D_3** (figura 161). Embora estes granitos tenham sido instalados numa série contínua, é possível distinguir os mais precoces (Granitóides biotíticos sin D_3), com um carácter mais crustal, instalados nas zonas de cisalhamento dúcteis activas durante esta fase, dos mais tardios, com um carácter híbrido (mistura de magmas mantélicos e magmas de origem crustal), instalados nas mesmas zonas de cisalhamento mas inactivas.

Contemporaneamente com a fase distensiva observam-se um cortejo de rochas filonianas de carácter básico (figura 161), constituídas por lamprófiros, doleritos, microdoritos, etc., cuja orientação geral dominante é coincidente com a direcção de cisalhamentos de D_3 (figura 10). Estas rochas têm um carácter primitivo mantélico (Beetsma 1995), com uma ascensão na crusta muito rápida pelo que apresentam fraca interacção com a mesma.

Na mudança de um regime distensivo para um regime compressivo, num regime essencialmente frágil, regista-se a presença de **granitos biotíticos sin F_4** (figura 161), geralmente porfiróides, instalados em fracturas reactivadas durante a compressão N-S, principalmente as de direcção NNE-SSW. Estes granitos foram os que tiveram uma origem mais profunda, (Albuquerque 1971 e 1978, Capdevilla et al. 1973, Corretgé et al. 1977), de carácter mais básico, cujos magmas foram gerados num nível infracrustal ou mesmo mantélico.

Espacialmente associados aos granitóides biotíticos sin F_4 ocorrem pequenos batólitos de granitos peraluminosos **granitos peraluminosos sin F_5** (figura 161), na medida em que a sua instalação se encontra já condicionada por esta fase. Estes granitos são geoquimicamente evoluídos, com abundantes alterações tardi a pós-magmáticas. No que diz respeito à sua origem alguns autores (Pollard & Taylor 1991, Charoy & Noronha 1996, Bea et al. 1999 e Fernández-Suárez et al. 2000) defendem que estes e os granitos biotíticos têm um magma comum que por um processo de cristalização fraccionada se individualiza no seu estádio final. A expulsão do líquido residual, segundo um processo de "filter pressing" (Vignerese 1999b), poderá ser facilitada pela presença de F e P que fazem diminuir a viscosidade do magma (Webster et al. 1997).

As concentrações metálicas, das quais destacamos as mineralizações de Sn-W, concentram-se essencialmente nas fases pós-colisionais da Orogenia Hercínica, em que a interacção do manto com a crusta induziu não só um gradiente geotérmico anómalo, com a consequente ascensão e implantação de magmas graníticos assim como uma grande circulação de fluidos. Esta dinâmica conduziu não só a uma remobilização dos metais na crusta como também poderá ter permitido a transferência de elementos do manto para a crusta. A tectónica, com destaque para

as zonas de cisalhamento, constituíram os circuitos preferenciais da circulação de fluidos, permitindo não só a sua mobilidade como também a mistura de fluidos de várias origens.

Em síntese, poderemos considerar que no exemplo do território português, as mineralizações de estanho sin D_3 (figura 161), tal como, o jazigo de Argozêlo-Ribeira-Parada, situadas essencialmente no sector de Trás-Os-Montes, ocorrem intimamente associados aos leucogranitos sin D_3 (Adam 1987). Embora estes granitos possam conter um alto potencial metalogenético, principalmente em Sn (Almeida et al. 1995), devido ao facto de estes se terem instalado a um nível crustal relativamente profundo, não foi possível desenvolver um significativo hidrotermalismo peribatolítico e consequentes concentrações metálicas significativas (Marignac & Cuney 1999).

As mineralizações de tungsténio tardi D_3 (figura 161), tal como, o jazigo de Covas, encontram-se espacialmente associadas aos granitos biotíticos tardi a pós D_3 e a rochas de natureza lamprófirica (Coelho 1993 e Coelho & Rodrigues). A sua ligação genética com este tipo de rochas não é directa, constituindo o encaixante metassedimentar um controlo primordial na concentração dos metais (W).

A mineralização de W-Sn, tal como, o jazigo da Panasqueira (Barroca Grande) constitui o melhor exemplo das mineralizações associadas à F_4. A sua relação com os granitos biotíticos tardi a pós D_3 não é linear. A sua relação espacial poderá ser explicada pelo facto de ambos (o granito e a mineralização) serem consequência de um mesmo processo geodinâmico (íntima relação entre a crusta continental e o manto superior, derivada do relaxamento do orógeno pós a colisão). A origem do W é assim provavelmente profunda e a sua concentração e aprisionamento estão relacionados com as zonas de cisalhamento reactivadas durante a F_4. Estas zonas de cisalhamento constituem uma zona de bombagem de fluidos que devido à queda de pressão induzida pela fracturação hidráulica, poderá levar à deposição da volframite.

A mineralização de W-Mo encontra-se espacialmente associadas aos granitos biotíticos sin F_4, tal como, no Jazigo da Borralha (Noronha 1983), num contexto pós-tectónico e num nível crustal bastante elevado, associadas a brechas de colapso.

Por último regista-se, associadas aos leucogranitos especializados sin F_5, as mineralizações de Sn, entre as quais o eixo Vale Ermida - Barroca Grande - Pedra Alta. Estas mineralizações estarão provavelmente ligadas não a fluidos magmáticos libertados num estádio tardio mas sim a fluidos externos, de origem meteórica provável, que vão lixiviar estes granitos e precipitar os metais (Sn) em fracturas no encaixante.

2. Proposta de guias de prospecção de jazigos estano-tungstíferos na ZCI

Um jazigo mineral não constitui uma entidade ilimitada no espaço e obedece a leis complexas, muitas vezes difíceis de apreender. Este facto é tanto mais verdade quanto maior for a riqueza do mesmo. Como foi possível constatar, o Jazigo da Panasqueira não constitui uma excepção a este facto. Este foi gerado pela conjugação de diversos factores, cuja evolução espacio-temporal permitiu a concentração de determinados metais num espaço singular da crusta terrestre. Deste modo o estabelecimento de leis que poderão reger a distribuição espacial dos metais é uma tarefa que, dada a contingência da própria Natureza, tem sido votada ao insucesso.

Mesmo tendo em conta as dificuldades acima expostas, iremos propor alguns guias de prospecção com vista a contribuir, na medida do possível, para a continuação da exploração do Jazigo da Panasqueira e prospecção/reavaliação de outras mineralizações de Sn-W.

Em termos gerais poderemos afirmar que as zonas de cisalhamento D_3 constituem os sectores preferenciais na prospecção de concentrações minerais de W-Sn, sendo importante ter em atenção não só as zonas de cisalhamento de direcção NW-SE (dominante) mas também a sua conjugada (NE-SW). Dentro destas pensamos que será importante dar atenção à presença de metamorfismo térmico ao longo dessas zonas, mesmo na ausência de rochas graníticas. Algumas das mineralizações mais tardias, principalmente de W-Mo poderão estar relacionadas com a reactivação das fracturas N-S durante a F_5.

A utilização de determinados granitos como guias de prospecção poderá ser válida, nomeadamente a relação entre as mineralizações de Sn e os leucogranitos sin a tardi D_3, entre a mineralização de W-Sn e os granitos biotíticos sin F_4, as mineralizações de Sn e elementos raros (Li, Ta. Nb, etc.) e os leucogranitos sin F_5 e as mineralizações de W-Mo e os granitos biotíticos tardi a pós F_5. Contudo teremos sempre de ter em conta que os granitos não são a causa das mineralizações mas sim ambos manifestações de um processo geodinâmico mais geral, derivado da interacção do manto com a crusta terrestre. Deste modo pensamos ser importante ter em conta a presença de rochas filonianas de carácter básico pois se, tal como os granitos, estas não constituíram a fonte dos metais, a sua presença indica que estamos perante um sector da crusta onde existiu uma grande interacção com o manto.

A utilização da geoquímica e particularmente no estabelecimento de granitos especializados, como guias de prospecção, poderá levar igualmente a resultados efémeros, pelas razões acima expostas.

No que diz respeito ao Jazigo da Panasqueira pensamos que existem algumas particularidades que terão de ser tidas em conta na exploração do jazigo, nomeadamente a sobreposição de duas mineralizações distintas.
Relativamente à exploração da mineralização de W-Sn-Cu, constituída principalmente por volframite e secundariamente cassiterite pensamos ser importante ter em conta que:

- esta se encontra controlada, em termos gerais, por uma hipotética zona de cisalhamento de direcção NE-SW, evidenciada pela faixa de xistos mosqueados com a mesma direcção;

- a nível mais local é importante ter em conta principalmente as falhas de direcção N-S pois estas controlaram a deposição da volframite;

- ter em conta que devido ao facto de a mineralização se ter depositado em fracturas abertas por fracturação hidráulica induzida pela sobrepressão de fluidos, a mineralização em profundidade terá uma tendência a ser menor e mais dispersa;

No que diz respeito à mineralização de Sn-Cu, constituída principalmente por cassiterite pensamos ser importante ter em conta que:

- esta mineralização ocorre de um modo disperso, ocorrendo principalmente em fracturas do encaixante metassedimentar pelo que é mais difícil de ser detectada;

- a presença de determinados minerais, nomeadamente a presença de turmalina, topázio, apatite é indicadora da presença desta mineralização;

- a presença do granito da Barroca Grande e outras cúpulas graníticas de pequenas dimensões (tal como a provável cúpula granítica do Vale da Ermida) constituem um bom indicio da presença desta mineralização.

No que se refere à mineralização de Sn-Cu pensamos que a sua exploração só será viável nos sectores onde ocorre em conjunto com a mineralização de W-Sn-Cu, na medida em que devido às suas características específicas, são mineralizações de

baixo teor e grande volume. Ressalvemos contudo o caso específico do Vale da Ermida que, com base nos estudos anteriores, pensamos terá ocorrido essencialmente a mineralização de Sn-Cu. A diferença maior que registamos em relação à mineralização que ocorre no sector da Barroca Grande é que no sector do Vale da Ermida a mineralização ficou concentrada, tal como para a mineralização de W-Sn-Cu do sector da Barroca Grande, em estruturas filonianas sub-horizontais, pelo que facilitou a exploração da mesma.

Bibliografia

Adam, D., 1987. Minéralizations stanno-wolframifères en liaison avec l'évolution d'un segment de la chaîne hercynienne au Nord-Est du Portugal. Contribution à la métallogénie de l'étain-tungstène. Universidade de Nancy I, 319 pp. Tese de doutoramento.

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'éxploration minière. Chron. Rech. Min., 496: 57-74.

Adams, S. F., 1920. A microscopic study of vein quartz. Econ. Geol., 15:623-664.

Aguado, V., 1992. Geologia estrutural de la Zona de Cisalha de Porto-Tomar en la región de Oliveira de Azeméis-Serra de Arada (Norte de Portugal). Universidade de Salamanca, 254 pp. Tese de doutoramento.

Aires-Barros, L., 1962. Mineralogia dos filões da concessão da folha da Atalaia, Almeida. Bol. Soc. Geol., 14/2-3: 105-122.

Albuquerque, C. R., 1971. Petrochemistry of a series of granitic rocks from Northern Portugal. Geol. Soc. Amer. Bull., 82/10: 2783 – 2798.

Albuquerque, C. R., 1978. Rare earth elements in "younger granites", Northern Portugal. Lithos 11/3: 219-229.

Alexander, A. C. & Shail, R. K., 1995. Late variscan structures on the coast between Perranporth and St. Ives, Cornwall. Proceedings of the Ussher Society, 8: 398-404

Almeida, A. & Noronha, F., 1988. Fluid associated with W and Ag-Au deposits of the Mirandela area, NE Portugal, an example of peri-granitic zoning. Bull. Minéral. 111: 331-342.

Almeida, A., Noronha, F. & Leterrier, J., 1995. Estudo geoquímico do Complexo granítico de Cabeceiras de Basto: implicações petrogenéticas e metalogenéticas. 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: 687-691.

Amilcar, M., 1930. Minerais de portugal continental. Com. Serv. Geol. de Portugal, 16: 51-152.

Arthaud & Matte, 1975. Les decrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation. Tectonophysics, 25: 139-171.

Arthaud, F. & Matte, Ph., 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. Bull. Geol. Soc. Am., 88: 1305-1320.

Audétat A. & Gunther D., 1999. Mobility and H_2O-loss from fluid inclusions in natural quartz crystals. Contrib. Mineral. Petrol. 137: 1–14.

Audétat A., Gunther D., and Heinrich C. A., 1998. Magmatic-hydrothermal evolution in a fractionating granite: A microchemical study of theSn-W-F-mineralized Mole Granite (Australia). Geochim. Cosmochim. Acta, 64/19: 3373–3393.

Bakker, R. J., 1995. The application of a computerised and optimized clathrate stability model to fluid inclusion studies. In: XIII ECROFI European Current Research on Fluid Inclusions, Abstracts ECROFI, Barcelona. Bol. Soc. Esp. Miner., 18: 15-17.

Bakker R. J., 1999. Adaption of Bowers & Helgeson (1983) equation of state to isochore and fugacity coefficient calculation in the H_2O-CO_2-CH_4-N_2-NaCl fluid system. Chem. Geol., 154: 225-236

Bakker R. J., 2001. FLUIDS: new software package to handle microthermometric data and to calculate isochores. In: XVI ECROFI European Current Research on Fluid Inclusions, Porto 2001, Abstracts (eds. F. Noronha, A. Doria, A. Guedes) Faculdade de Ciências do Porto, Departamento de Geologia, Memória 7, 23-25.

Bakker R. J., Diamond, L. W., 2000. Determination of the composition and molar volume of H_2O-CO_2 fluid inclusions by microthermometry. Geochim. Cosmochim. Acta, 64, 1753-1764.

Bakker, R. J., Dubessy, J. & Cathelineau, M., 1996. Improvements in clathrate modelling. I : the H2O-CO2 system with various salts. Geochim. Cosmochim. Acta, 60: 1657-1681.

Bakker, R. J. & Jansen, B. H., 1990. Preferential water leakage from fluid inclusions by means of mobile dislocations. Nature, 345: 58-60.

Bakker, R. J. & Thierry, R., 1994. Application of clathrates to fluid inclusion studies. In: Fluid inclusions in minerals: methods and applications, Short Course of the Working Group (IMA) "Inclusions in minerals" (eds. B. De Vivo & M.L. Frezzoti), Virginia Polytechnic Institute and State University, Siena: 191-208.

Burg J.P., Vandendriessche J., Brun J.P., 1994. Syn-to post-thickening extension: mode and consequences. C R Acad Sci Ser II, 319/9 (2): 1019-1032.

Banks, D. A., Davies, G. R., Yardley, B. W., McCaig, A. M. & Grant, N. T., 1991. The chemistry of brines from an Alpine thrust system in the Central Pyrenees: An application of fluid inclusion analysis to the study of fluid behaviour in orogenesis. Geochim. Cosmochim. Acta. 55: 1021-1030.

Banks, D.A. & Yardley, B. W. D., 1992. Crush-leach analysis of fluid inclusions in small natural and synthetic samples. Geochim. Cosmochim. Acta, 56: 245-248.

Banks, D.A., Yardley, B. W., Giuliani, G., Cheilletz., A. & Rueda, F., 1995. Chemistry and source of the high temperature brines in the Columbian emerald deposits. In: Mineral Deposits (eds. Pasava, J., Kribek, B. & Zak, K), Rotterdam, Balkema :557-560.

Banks D.,Yardley B. W., Miller M.F., Sheperd T.J., Cathelineau M., Boiron M.C., Urbano R., Florido P., Garcia Palomero F., Pereira E., Noronha F. & Barriga F. 1993. Fluid inclusion chemistry of hercynian granite hosted vein Au- mineralization. In: Proceedings of the second biennial SGA meeting "Current reasearch in geology applied to ore deposits", Granada: 403-406.

Barbosa, A. A., 1944. Algumas notas sobre o campo filoniano da Panasqueira. Técnica, 150:11-19.

Bard, J. P., Capdevila, R., Matte, P. & Ribeiro, A., 1973. Geotectonic model for the Iberian Variscan Orogen. Nature, 241: 50-52.

Barriga, F., 1983. Hydrothermal methamorfism and ore genesis at Aljustrel, Portugal. Universidade de Western Ontario, 368 pp. Tese de doutoramento.

Bayer, H., 1968. Lager statten kundlich-Petrografisch. Unterschungen der wolfram verkommen von Valdarcas bei Covas, District Viana do Castelo, Nordwest Portugal, end ibrer Nebengestène. Rhein-West. Techn. Norfsch., 229 pp.

Beetsma, J.J., 1995. The late Proterozoic r Paleozoic and Hercy-nian crustal evolution of the Iberian Massif, N Portugal. Universidade de Vrije, 223 pp. Tese de doutoramento.

Blattler, A., 1985. Structural analysis of the fault pattern in the tungsten -tin mine of Panasqueira, Portugal. Universidade de Geneva, 71 pp.

Bloot, C. & Wolf, L. C., 1953. Geological features of the Panasqueira tin-tungsten ore-ocurrence (Portugal). Bol. Soc. Geol. Portg., 11/1: 2-75

Bodnar, R. J., 1993. Revised equation an table for determining the freezing point depression of H_2O-NaCl solutions. Geochim. Cosmochim. Acta, 57: 683-684.

Bodnar, R. J., Binns, P. R. & Hall, D. L., 1989. Synthetic fluid inclusions IV. Quantitative evaluation of the decripitation behaviour of fluid inclusions in quartz at one atmosphere confining pressure. J. Metamorphic Geol., 7: 229-242.

Bohlke, J. K. & Irwin, J. J., 1992. Laser microprobe analysis of Cl, Br, I and K in fluid inclusions: Implications for sources of salinity in some ancient hydrothermal fluids. Geochim. Cosmochim. Acta. 56: 203-226.

Boiron, M. C., Barakat, A., Cathelineau, M., Banks, D., Durisová, J. & Morávek, P., 2001. Geometry and P-V-T-X conditions of microfissural ore fluid migration: the Mokrsko gold deposit (Bohemia). Chem. Geol., 173: 207-225.

Boiron, M.C., Cathelineau, M., Banks, D.,Yardley, B.W.D., Noronha, F. & Miller, M.F., 1996. P-T-X- Conditions of late Hercynian fluid penetration of granite-hosted Au-quartz veins in NW Iberia: a multidisciplinary study of fluid inclusions and their chemistry. Geochim. Cosmochim. Acta, 1: 43-57.

Boiron, M.C. & Dubessy, J., 1994. Determination of fluid inclusion compositions: microanalytical techniques. In: Fluid inclusions in minerals: methods and applications, Short Course of the Working Group (IMA) "Inclusions in minerals" (eds. B. De Vivo & M.L. Frezzoti), Virginia Polytechnic Institute and State University, Siena.

Boiron, M.C., Essarraj, S., Sellier, E., Cathelineau, M., Lespinasse, M., & Poty, B., 1992. Identification of fluid inclusions in relation to their host microstructural domains in quartz by cathodoluminescence: Geochim. Cosmochim. Acta, 56: 175-185.

Bons, P.D., 2001. The formation of large quartz veins by rapid ascent of fluids in mobile hydrofractures. Tectonophysics 336: 1-17.

Borges, F. S., Noronha, F., Pereira, E. & Ribeiro, A., 1979. Ocorrência de filões aplíticos deformados, com mineralização estanífera. In: VI reunião sobre a Geologia do Oeste Peninsular: 224-229.

Bottrell, S. H., Yardley, B. W. & Buckley, F., 1988. A modified crush-leach method for analysis of fluid inclusion electrolytes. Bull. Mineral. 111: 279-290.

Boullier, A. & Charoy, B., 1994. Fluctuation in porosity and fluid pressure during hydrothermal events: textural evidences in the Emuford District, Australia. J. Struct. Geol., 16:1417-1429.

Boullier, A. & Robert, F., 1992. Paleoseismic events recorded in Archean gold quartz vein networks, Val d'Or, Abitibi, Quebec, Canada. J. Struct. Geol., 14: 161-179.

Bowers, T.S. & Helgeson, H.C., 1983. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H_2O-CO_2-NaCl on phase relations in geological systems: metamorphic equilibria at high pressures and temperatures. Am. Mineralogist, 68: 1059-1075.

Brandão, J. M., Silva, A. R. & Ribeiro, A., 1978. Controle estrutural da mineralização do estanho e volfrâmio no antiforma de Chaves-Miranda do Douro (Trás-os-Montes Oriental). Com. Serv. Geo. Portugal, 63: 171-178.

Brink, A.H., 1960. Petrology and geology of the Vila Real - Sabrosa - V.P. Aguiar region, northern Portugal. Com. Serv. Geo. Portugal, 43.

Brown, P.E. & Hagemann, S.G., 1994. MacFlinCor: A computer program for fluid inclusion data reduction and manipulation. In: Fluid inclusions in minerals: methods and applications, Short Course of the Working Group (IMA) "Inclusions in minerals" (eds. B. De Vivo & M.L. Frezzoti), Virginia Polytechnic Institute and State University, Siena: 231-250.

Brown, P. & Lamb, W., 1989. P-V-T properties of fluids in the system H_2O-CO_2-NaCl : New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies. Geochim. Cosmochim. Acta, 53: 1209-1221.

Burg J.P., Vadendriessche J. & Brun J.P., 1994. Syn-to post-thickening extension: mode and consequences. C R Acad Sci Ser II, 319/9 (2): 1019-1032.

Bussink, R.W., 1984. Geochemistry of the Panasqueira tungsten-tin deposit, Portugal. Geologica Ultraiectina, 33, 170 pp. Tese de outoramento

Bussink, R.W., Kreulen, R. & Jong, F.M., 1984. Gas analyses, fluid inclusions and stable isotopes of Panasqueira, W-Sn deposits, Portugal. Bull. Minéral., 107: 703-713.

Buttner, S. H., 1999. The geometric evolution of structures in granite during continous deformation from magmatic to solid-state conditions: an example from the central European Variscan Belt. Am. Mineralogist., 84:1781-1792.

Campbell, A., Robinson-Cook, S. & Amindyas, C., 1988. Observation of fluid inclusions in wolframite from Panasqueira, Portugal. Bull. Minéral., 111: 331-342.

Campbell, A.R., Rye, D.M. & Peterson, U., 1984. A hydrogen and oxygen isotope study of San Cristobal mine, Peru: Implications of the role of water to rock ratio for the genesis of wolframite deposits. Econ. Geol., 79: 1818-1832.

Capdevila, R., Corretge, G., Floor, P., 1973. Les Granitoides varisques de la Meseta Iberique. Bull. Soc. Geol. France, 15: 209–228.

Capdevila, R. & Floor, P., 1970. Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord ouest de l'Espagne: Boletín Geológico y Minero, Madrid, 81: 215-225.

Carta Geológica de Portugal, escala 1:500 000, 1992. Serviços Geológicos de Portugal/ Instituto Geológico e Mineiro.

Carvalho, D., 1974. Lineament patterns and hypogene mineralization in Portugal. Estud. Notas Trab. Serv. Fom. Min., 23/ 3-4: 91-106.

Castro A, Moreno-Ventas, I. & Rosa J.D., 1991. H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature. Earth-Science Reviews 31: 237-253.

Cathelineau, M., 1987. U-Th-REE mobility during albitization and quartz dissolution in granitoids: evidence from south-east French Massif Central. Bull. Minéral., 110: 249-259.

Cathelineau, M., 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. Clay Minerals, 23: 471-485.

Cathelineau M., Boiron M., Essarraj S., Dubessy J., Lespinasse M. & Poty B., 1993. Fluid pressure variation in relation to multistage deformation and uplift: a fluid inclusion study of Au quartz veins. Eur. J. Mineral., 5: 107-121.

Cathelineau, M., Marignac, C., Boiron, M. C., Gianelli, G. & Puxeddu, M., 1994. Evidence for Li-rich brines and early magmatic fluid-rock interaction in the Larderello geothermal system. Geochim. Cosmochim. Acta, 58: 1083-1099.

Cathelineau, M. & Nieva, D., 1985. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. Contr. Min. Geol., 91: 235-244.

Cathles, L.M., Erendi, A.H.J. & Barrie, T., 1997. How long can a hydrothermal system be sustained by a single intrusive event? Econ. Geol., 92: 766-771.

Chappell, B.W., & White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. Pacific Geol. 8: 173-174.

Charoy, B. & Noronha, F., 1996. Multistage growth of a rare-element volatile-rich microgranite at Argemela (Portugal). J. Petrology, 37/1: 73-94.

Charoy, B. & Pollard, P., 1989. Albite-rich, silica-depleted metasomatic rocks at Emuford, northeast Queensland: mineralogical, geochemical and fluid inclusion constraints on hydrothermal evolution and tin mineralization. Econ. Geol., 84:1850-1874.

Chinnery, M. A., 1963. The stress changes that accompany strike-slip faulting: Seismological. Soc. Am. Bull., 53: 921-932.

Chinnery, M.A., 1966. Secondary faulting; Part 1, Theoretical aspects; Part 2, Geological aspects. Canadian J. of Earth Sciences, 3: 163-190.

Choukroune, P. & Iglesias, M., 1980. Zonas de cizalla ductil en el NW de la Peninsula Iberica. Cuard. Lab. Xeoloxico de Laxe. 1: 163-164.

Clark, A. H., 1964. Preliminary of the temperatures and confining pressures of granite emplacement and mineralization, Panasqueira, Portugal. Trans. Inst. Min. Metallurg., 73: 813-824.

Clark, A. H., 1970. Potassium-argon ages and regional relationships of the Panasqueira tin-tungsten mineralization. Comun. Serv.Geol.Portg., 54: 243-261.

Coelho, J. 1993. Os "skarns" cálcicos, pós-magmáticos, mineralizados em scheelite do Distrito Mineiro de Covas, V. N. Cerveira (N. de Portugal). Ed. MLMG, Fac. Ciênc. Porto, I & II, 570 pp. Tese de doutoramento.

Coelho, J. & Rodrigues, C. O lamprófiro atípico de Cerdeirinha: uma rocha de tendência tonalítica. Geologos, 5: 21-46.

Collins, P. L.., 1979. Gas hydrates in CO2-bearing fluid inclusions and the use of freezing datra for estimation of salinity. Econ. Geol., 74 : 1435-1444.

Conde, L. N., Pereira, V., Ribeiro, A. & Thadeu, D., 1971. Jazigos hipogénicos de estanho e volfrâmio. Livro-Guia da excursão nº 7. Congr. Hisp. – Luso-Amer. Geol. Econ., D. G. Min. Serv. Geol.

Corretgé, L. G., Ugidos, J. M. & Fernandez, F. M., 1977. Les séries granitiques varisques du secteur Centre-Occidental espagnol. In : La chaîne Varisque d'Europe moyenne et occidentale. Coll Internat. C. N. R. S., Rennes, 243:453-461.

Couto, H., 1993. As mineralizações de Sb-Au da região Dúrico-Beirã. Fac. Ciênc. Univ. do Porto, 463 pp. Tese de doutoramento.

Cox, S. F., Etheridge, M. A. & Wall, V. J., 1986. The role of fluids in syntectonic mass transport and localization of metamorphic vein-type ore deposits. Ore Geol. Rev., 2:65-86.

Crawford, M. L., 1981. Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. In: Fluid Inclusions: Applications to Petrology, Short Course Handbook (eds. L.S.Hollister & M. L. Crawford), Mineralogical Association of Canada. Calgary, Alberta, 6: 75-100.

Cuney, M., Marignac, C. & Weisbrod, A., 1992. The Beauvoir Topaz-Lepidolite Albite Granite (Massif Central, France): The Disseminated Magmatic Sn-Li-Ta-Nb-Be Mineralization. Econ. Geol., 87: 1766-1794.

Dallmeyer, R. D., Martínez Catalán, J., Arenas, R., Ibarguchi, J. G., Gutiérrez Alonso, G., Farias, P. Bastida, F. & Aller, J., 1997. Diachronous variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: evidence from 40 Ar/39Ar dating of regional fabrics. Tectonophysics, 277: 307-337.

Davies, J.H. & von Blanckenburg, F., 1998. Thermal controls on slab breakoff and the rise of high-pressure rocks during continental collision. In: When Continents Collide: Geodynamics and Geochemistry of ultra-high Pressure Rocks. (Eds. Hacker, B, Liou, JG). Kluwer Academics: 97-115.

Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J., 1981. Minerais constituintes das Rochas. Uma introdução. 558 pp. Fundação Calouste Gulbenkian. Lisboa.

Deicha, G., 1955. Les lacunes des cristaux et leurs inclusions fluides. Signification dans la genèse des gîtes minéraux et des roches. 126 pp. Masson. Paris.

Delhaye, M. & Dhamelincourt, P., 1975. Raman microprobe and microscope with laser excitation. J. Raman Spectrosc., 3: 33-43.

Derré, C., Lécolle, M., Maurel-Palacin, D., Noronha, F. & Roger, G., 1987. Evolution granitique et minéralisations filoniennes à Sn-W dans le nord du Portugal. Chron. Rech. Min., 487: 63-74.

Derré, C., Lécolle, M., Noronha, F. & Roger, G., 1982. Minéralisations a Sn-W liées aux granitoides du nord du Portugal: importance des processus magmatiques et métasomatiques hydrothermaux. Comun. Serv. Geol. Portug., 68: 191-211.

Derré, C., Lécolle, M., Roger, G. & Carvalho, J., 1986. Tectonics, magmatism, hydrotermalism 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., 1: 43-56.

Dewey, J.F., 1988. Extensional collapse of orogens. Tectonics, 7:1123-1139.

Dhamelincourt, P., Bény, J. M. , Dubessy, J. & Poty, B., 1979. Analyse d'inclusions fluides à la microsonde mole à effet Raman. Bull. Minér., 102: 600-610.

Diamond L. W., 1990. Fluid inclusion evidence for P-V-T-X evolution of hydrothermal solutions in Late-Alpine gold-quartz veins at Brusson, Val d'Ayas, NW Italian Alps. Am. J. of Science 290: 912-958.

Diamond L.W., 2001. Review of the systematics of H_2O-CO_2 fluid inclusions. Lithos 55: 69-99.

Dias, R. & Ribeiro, A., 1995. The Ibero Armorican Arc: a collision effect against an irregular continent? Tectonophysics, 246: 113-128.

Doblas, M., López-Ruiz, J., Oyarzun, R., Mahecha, V., Sanchez-Moya, Y., Hoyos, M., Cebria, J.M., Capote, R., Hernandez-Enrile, J.L, Lillo, J., Lunar, R., Ramos, A. & Mahecha, V. 1994. Extensional tectonics in the central Iberian Peninsula during the Variscan to Alpine transition. Tectonophysics, 238, 95-116.

Domingos, L. C. G., Freire, J. L. S., Silva, F. G., Gonçalves, F., Pereira, E. & Ribeiro, A., 1983. The structure of the intramontane upper Carboniferous Basins in Portugal. In: The Carboniferous of Portugal. (eds. M. J. Lemos de Sousa & J. T. Oliveira), Mem. Serv. Geol. Portg., 29: 187-194.

Dong, G., Morrison, G. & Jaireth, S., 1995. Quartz textures in epithermal veins, Queensland- classification, origin and implicatio. Econ. Geol. 90:1841-1856.

Dória, A., 1987. Dedução das condições físico-químicas de formação de filões quartzosos. O exemplo dos filões de região tungstífera Murçós-Agrochão. Provas de aptidão pedagógica e Científica. Fac. Ciências da Univ Porto. 84 pp.

Dória, A., 1999. Evolução dos fluidos associados a processos mineralizantes: aplicação à região aurífera de Vila Pouca de Aguiar. Fac. Ciênc. Univ. do Porto, 318 pp. Tese de doutoramento.

Dubessy, J., 1984. Simulation des équilibres chimiques dans le système C-O-H. Conséquences méthodologiques pour les inclusions fluides. Bull. Minér., 107: 155-168.

Dubessy, J., Poty, B. & Ramboz, C., 1989. Advances in the C-O-H-N-S fluid geochemistry based on micro-Raman spectroscopic analysis of fluid inclusions. European. J. Miner., 1: 517-534.

Dubessy, J., Ramboz, C., Nguyen, T. C., Cathelineau, M., Charoy, B., Cuney, M., Leroy, J., Poty, B. & Weisbrod, A., 1987. Physical and chemical controls (fO_2, T, pH) of the opposite behaviour of U and Sn-W as exemplified by hydrothermal deposits in France and Great Britain, and solubility data. Bull. Minér., 110: 261-281.

Dugdale, A. L. & Hagemann, S. G., 2001. The Bronzewing lode-gold deposit, western Australia: P-T-X evidence for fluid immiscibility caused by cyclic decompression in gold-bearing quartz-veins. Chem. Geology, 173:59-90.

Echtler & Malavieille, J., 1990. Tectonophysics, 177: 125-138.

England, P. C., 1993. Convective removal of the thermal boundary layer of thickened continental lithosfere: a brief summary of causes and consequences with special reference to the Cenozoic tectonics of the Tibetan Plateau and surrounding regions. Tectonophysics, 223: 67-73.

England, P.C. &.Thompson A. B, 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. J. of Petrology. 25: 894- 928.

Eugster,H.P. & Wilson, 1985. Transport and deposition of ore-forming elements in hydrothermal system associated with granites. In High Heat production granites, hydrothermalcirculation (ed. C. Halls), Institute of Mining and Metallurgy, 87-98.

Fabre, C. 2000. Reconstitution chimique des paléofluides par spectrométrie d'émission optique couplée à l'ablation laser. Applications aux fluides alpins et aux fluides de bassins. Universidade Henri Poincaré, 257 pp. Tese de doutoramento.

Fabre, C., Boiron, M. C., Marignac, C. & Aissa, M., 2001. Li-F-rich magmatic fluids exsolved from rare metal granites: the example of the Beauvoir granite (French Massif Central); a micro thermometric and LIBS study. In: XVI ECROFI European Current Research on Fluid Inclusions, Porto 2001, Abstracts (eds. F. Noronha, A. Doria, A. Guedes), Faculdade de Ciências do Porto, Departamento de Geologia, Memória 7: 145-147.

Farias, P., Gallastegui, G., Lodeiro, F., Marquinez, J., Parra, L., Catalán, J., Macia, J. & Fernandez, L., 1987. Aportaciones al conocimiento de la litostratigrafía y estructura de Galicia Central. Faculdade de Ciências do Porto, Departamento de Geologia, Memória 1: 441-431.

Faure, M., 1995. Late orogenic Carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central. Tectonics, 14: 132-153.

Fernandez-Suarez, Dunning, G. R., Jenner, G. A. & Gutierrez-Alonso, 2000. Variscan collisional magmatism and deformation in NW Iberia: constraints from U-Pb geochronology of granitoids. J. Geol. Soc., London, 157:565-576.

Ferreira, M. P., Oliveira, J. S. & Andrade, R. S., 1971. Ocorrências de antimónio no Norte de Portugal. In: Congr. Hispano Luso-Amerericano de Geologia Económica (1°-Madrid; Lisboa - 1971). Secç. 4 - Investigação Mineira., 1: 597-617.

Ferreira, M. P. & Macedo, C.R., 1979. Actividade magmática durante o Meszóico: Achega para a datação K-Ar das rochas filonianas básicas intrusivas na Zona Centro Ibérica (Portugal). Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, 87: 29-49.

Ferreira, M. P., Macedo, C.R. & Ferreira J. T., 1982. Idade pérmica dos doleritos intrusivos no Plutão de Arouca. Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, 94: 21-29.

Ferreira, M. P., Matos, A.V. & Pires C., 1991. Late permian early triassic calc-alkaline dyke swarm in northern Portugal: the initial rifting of Pangea. Pub. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências do porto, 97: 5-19.

Ferreira, N., Iglesias, M., Noronha, F., Pereira, E., Ribeiro, A. & Ribeiro, M.L., 1987. Granitóides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinamica. In: Geologia de los Granitóides y Rocas asociadas del Macizo Hespérico. (eds Bea, et al.) (Libro Homenaje a L.C. Garcia de Figuerola): 37-51.

Foxford, K. A., Nicholson, R. & Polya, D. A., 1991. Textural evolution of W-Cu-Sn-bearing hydrothermal veins at Minas da Panasqueira, Portugal. Miner. Mag., 55: 435-445.

Foxford, Nicholson, Polya & Hebblethwaite, 2000. Extensional failure and hydraulic valving at Minas da Panasqueira, Portugal: evidence from vein spatial distributions, displacements and geometries. J. Struct. Geol., 22:1065-1086.

Frantz, J. D., 1998. Raman spectra of potassium carbonate and bicarbonate aqueous fluids at elevated temperatures and pressures: comparison with theoretical simulations. Chem. Geol. 152:211-225

Garcia, D., 1985. Le pipe bréchique à W-Sn de Cumieira (Vila Real, Nord Portugal). Comun. Serv. geol. Portg, 71/2:139-150.

Garcia, D., 1987. Behaviour of Fe, Mn and Mg during the differentiation of granites and W-Sn bearing hydrothermal activity in the Vila real area (Northern Portugal). Bull. Minéral., 110: 613-622.

Gaspar, O., Bowles, W. & Shepherd, J., 1987. Silver mineralization at the Vale das Gatas tungsten mine, Portugal. Miner. Mag., 51: 305-310.

Gerdes, A., Worner, G. & Henk, A. 2000. Post-collisional granite generation and HT-LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith. J. Geol. Soc., London, 157: 577-587.

Goldstein, R.H. & Reynolds, T.J., 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. SEPM-Society for Sedimentary Geology. Tulsa, Okla. SEPM Short Course 31, 199 pp.

Gomes, P., 1996. Mineralogia, petrologia e geoquímica das rochas granitóides da área de Rebordelo-Bouça-Torre de D. Chama-Agrochão e as mineralizações associadas. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro. Tese de doutoramento.

Grasby, S. E., Hutcheon, I. & Krouse, H. R., 2000. The influence of water-rock interaction on the chemistry of thermal springs in western Canada. Applied Geochem., 15: 439-454.

Guilhamou, N., Dhamelincourt, P., Touray, J. C. & Barbillat, J., 1978. Analyse à la microsonde à effet Raman d'inclusions gazeuses du système N_2-CO_2. C. R. Acad. Sci. Paris, 287: 1317-1319.

Gumiel, P, & Arribas, A., 1990. Central Iberian Zone – Metallogeny. In: Pre-Mesozoic Geology of Iberia, (eds R. Dallmeyer & E. Martínez García), Verlag: 212-219.

Hardie, L. A., 1984. Evaporites: marine or nonmarine? Am. J. Sci., 284: 193-240.

Hardie, L. A., 1990. The roles of rifting and hydrothermal $CaCl_2$ brines in the origin of potash evaporites: an hypothesis. Am. J. Sci., 290: 43-106.

Harris, L. B., Hemin A. K. & Fossen, H., 2002. Mechanisms for folding of high-grade rocks in extensional tectonic settings. Earth-Science Reviews 1250, in press.

Hebblethwaite, R. B. & Antão, A.M., 1982. A report on the study of dilation patterns within the Panasqueira orebody. Beralt Tin and Wolfram (Portugal) S.A., Relatório interno.

Hedenquist, J.W. & Lowenstern, J.B., 1994. The Role of Magmas in the Formation of Hydrothermal Ore Deposits, Nature, 370: 519-527.

Heinrich C. A., 1990. The chemistry of hydrothermal tin-tungsten ore deposition. Econ. Geol., 90: 705–729.

Henk A., von Blanckenburg F., Finger F., Schaltegger U. & Zulauf G., 2000. Syn-convergent high-temperature metamorphism and magmatism in the Variscides: a discussion of potential heat sources. In Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt, (eds. W. Franke, V. Haak, O. Oncken, and D. Tanner), Geological Society London Special Publications, 179: 387-399.

Hibbard, M. J. & Watters, R. J., 1985. Fracturing and diking in incompletely crystallized granitic plutons. Lithos, 18: 1-12.

Higgins,N.C., 1980. Fluid inclusion evidence for the transport of tungsten by carbonate complexes in hydrothermal solutions. Canad. J. Earth Sci., 17/7: 823.

Hollister, L. H., 1990. Enrichment of CO_2 in fluid inclusions in quartz by removal of H_2O during crystal plastic deformation. J. Struct. Geol., 12: 895-907.

Hollister, L. S., Crawford, M. L., Roedder, E., Burruss, R. C., Spooner, E. T. C. & Touret, J.,1981. Pratical aspects of microthermometry. In: Fluid Inclusions: Applications to Petrology, Short Course Handbook (eds .L.S.Hollister & M. L. Crawford), Mineralogical Association of Canada. Calgary, Alberta, 6: 278-304.

Iglesias, M., P. L. & Ribeiro, A., 1981. Zones de cisaillement ductile dans l'arc Ibéroarmoricain. Comun. Serv. Geol. Portg., 67, 1: 85-87.

Inverno, C. & Ribeiro, M. L., 1980. Fracturação e cortejo filoneano nas Minas da Argemela (Fundão). Comun. Serv. Geol. Portg., 66: 185-193.

Ishihara, S., Lee, D. S. and Kim, S. Y., 1981. Comparative study of Mesozoic granitoids and related W-Mo mineralization in southern Korea and southwestern Japan. Mining Geol., 31: 311-320.

Ivanova, G.F.; Khitarov, D.N.; Levkina, N.I.; Milovskiy, C.A. & Bannykh, L.P., 1976. Gas-liquid inclusion data on the compositions of tungsten-bearing hydrothermal solutions. Geoch. internat., 13/5: 17-26.

Jacobs, G. K. & Kerrick, D. M., 1981. Methane: an equation of state with application to the ternary system H2O-CO2-CH4 system. Geochim. Cosmochim. Acta, 45: 607-614.

Julivert, M., Fontboté, J. M. Ribeiro, A. & Conde, L., 1974. Mapa tectónico da Península Ibérica y Baleares. Escala 1/1.000 000. Memoria explicativa. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.

Kelly, W. C., 1977. The relative timing of metamorphism, granite emplacement and hydrothermal ore deposition in the Panasqueira district (Beira Baixa, Portugal). Comun. Serv. Geol. Portg., 61: 239-244.

Kelly, W. C. & Wagner, G. A., 1977. Paleothermometry by combined application of fluid inclusion and fission trad methods. N. Jb. Miner. Mh., 1: 1-15.

Kelly, W.C. & Rye, R.O., 1979. Geologic, fluid inclusions and stable isotope studies of the tin-tungsten deposits of Panasqueira, Portugal. Econ.Geol., 74: 1721-1822.

Kerkhoff, A. M., 1990. Isochoric phase diagrams in the systems CO_2-CH_4 and CO_2-N_2: Application to fluid inclusions. Geochim. Cosmochim. Acta, 54: 621-629.

Kerkhof , A.M. & Hein, U., 2001. Fluid inclusion petrography. Lithos, 55: 27-47.

Kerrick, D.M. & Jacobs, G.K., 1981. Methane: an equation of state with application to the ternary system H_2O- CO_2-CH_4. Geochim. Cosmochim. Acta, 45: 607-614.

Knutson, C., Peacor, D. R. & Kelly, W. C., 1985. Luminescence, color and fission track zoning in apatite crystals of the Panasqueira tungsten-tin deposits, Beira Baixa, Portugal. Am. Mineral., 70: 829-837.

Kretschmar, U. & Scott, S.D., 1976. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. Canadian Mineral., 14: 364-386.

Leroy, J., 1979. Contribution to the evaluation of internal pressure in fluid inclusions when they decrepitate. Bull. Minér., 102: 584-593.

Luders, V., 1996. Contribution of infrared microscopy to fluid inclusion studies in some opaque minerals (wolframite, stibine, bournonite): metallogenic implications. Econ. Geol., 91:1462-1468.

Malavieille, J., 1993, Late orogenic extension in mountain belts: Insight from the Basin and Range and the late Paleozoic Variscan belt: Tectonics, v. 12, p. 1115–1130.

Malavieille, J., Guihot, P., Lardeaux, J.M. & Gardien, V., 1990. Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and St. Etienne Late Carboniferous basin. In: Terranes in the Variscan Belt of Europe and Circum-Atlantic Paleozoic Orogens (Ed. Ph Matte). Tectonophysics, 177: 139-149.

Marignac, C., 1973. Analyse estructurale de l'environment du gisement à tungsten-étain de Panasqueira (Beira Baixa, Portugal); implications génétiques. C R Acad Sci Ser D, Paris, 277: 269-272.

Marignac, C., 1982. Geologic, fluid inclusions and stable isotope studies of the Panasqueira tungsten-tin deposits, Portugal- A discussion. Econ. Geol., 77: 1263-1266.

Marignac, C. & Cuney, M., 1999. Ore deposits of the French Massif central: insight into the metallogenesis of the Variscan collision belt. Mineral. Deposit, 5/6: 472-504.

Marignac, C., Cathelineau, M. & Noronha, F. The nature of ore-forming fluids in Sn-W deposits. In: Métallogénie 2000, Colloque en hommage à Bernard Poty, Nancy: 93-96

Mateus, A., 2001. Dinâmica de fluidos tardi-varisca; contrangimentos geodinâmicos e implicações metalogenéticas. 7ª Conferência anual do GGET: 12-18.

Mateus, A., 1995. Evolução tectono-térmica e potencial metalogénico do troço transmontano da Zona de Falha Manteigas-Vilariça-Bragança. Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 994 pp. Tese de doutoramento.

Mateus, A. & Barriga, F., 1986. Hydrothermal activity and ore genesis at the Borralha tungsten lode (western Trás-os-Montes). Maleo, 2/13: 28.

Matos, V., 1992. Geologia do Couto Mineiro de Vale das Gatas (N de Portugal): Tipologia mineralógica, geoquímica e evolução paragenética. Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, 113: 29-56.

Mattauer, M., Brunel, M. & Matte, P., 1988. Failles normales ductiles et grands chevauchements. Une nouvelle analogie entre l'Himalaya et la chaîne hercynienne du Massif Central Français. C. R. Acad. Sci. Paris, 306: 671-676.

Matte, P., 1968. La structure de la virgation hercynienne de la Galice (Espagne). Geol. Alpine, Grenoble, 44: 157-280.

Matte P., 1986. Tectonics and plate tectonics models for the Variscan belt of Europe. Tectonophysics 126: 329–374.

Matte, P., 1991. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. Tectonophysics 196: 309–337.

Maurel-Palacin, D., 1985. Etude des filons polymétalliques (W, Au, Ag...) au Sud de Mirandela (Trás-os-Montes, Portugal). Relations avec les granites. Mém. des Sciences de la Terre, Nancy, 85/1, 214pp. Tese de doutoramento.

McKibben, M. A. & Hardie, L. A., 1997. Ore-forming brines in active continental rifts. In Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (ed. H. L. Barnes), 3rd Edition, J. Wiley & Sons, inc., N.Y.: 875-933.

Ménard, G. & Molnar, P. 1988.Collapse of a Hercynian Tibetan Plateau into a late Palaeozoic European Basin and Range province. Nature, 334: 235-237.

Mendes, H. A.1997. Processos metamórficos variscos na Serra da Freita (Zona Centro Ibérica-Portugal). Universidade de Aveiro, 288pp. Tese de doutoramento.

Mignardi, Masi, Ferrini, Conde & Sousa, B., 1995a. Sphalerite-stannite relationships In the wolframite hydrothermal deposits of Panasqueira and Vale das Gatas (Portugal). XIII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular: 198-202.

Mignardi, Ferrini, Masi, Conde & Sousa, B., 1995b. Significance of the arsenopyrite composition from hydrothermal wolframite deposits of Panasqueira and Vale das Gatas (Portugal). XIII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular: 187-190.

Mignardi, Ferrini, Masi, Conde & Sousa, B. 1995c. Trace element abundance In pyrite and chalcopyrite from hydrothermal wolframite deposits of Panasqueira and Vale das Gatas (Portugal). XIII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular: 191-197.

Miller, J. A., Buik, I. S., Cartwright, I. & Barnicoat, A., 2002. Fluid processes during the exhumation of high-P metamorphic belts. Mineralogical Magazine, 66/1: 93-119.

Molen, I., & Paterson, M. S., 1979. Experimental deformation of partially-melted granite, Contrib. Min. Petrol., 70: 299-318.

Moller, P., Dulski, P., Szacki, W., Malow, G. & Riedel, E., 1988. Substitution of tin in cassiterites by tantalum, niobium, tungsten, iron and manganese. Geochim. Cosmochim. Acta, 52: 1497-1503.

Montomoli, C., Ruggieri, G., Boiron, M. C. & Cathelineau, M., 2001. Pressure fluctuation during uplift of the Northern Apennines (Italy): a fluid inclusions study. Tectonophysics, 121: 121-139.

Neftali da Costa, 1943. Notas sobre o Jazigo de volfrâmio da Panasqueira. Bol. Soc. Geol. Portugal, 3/1-2: 103-108.

Neiva, J.M.Cotelo, 1944. Jazigos portugueses de cassiterite e de volframite. Comum. Serv. Geol. Portugal., 25: 1-251.

Neiva, A., 1987a. Geochemistry of white micas from portuguese tin and tungsten deposits. Chem. Geol., 63: 299-317.

Neiva, A., 1987b. Geochesmitry of greisenized granites and metasomatic schist of tungsten-tin deposits in Portugal. In: Chemical transport in metassomatic processes, (ed. H. C. Helgeson): 681-699.

Neiva A., 1996. Geochemistry of cassiterite and its inclusions and exsolutions products from tin and tungsten deposits in Portugal. Can. Min. , 34: 745-768.

Noronha, F. ,1974. Étude des inclusions fluides dans les quartz des filons du gisement de tungsténe de Borralha (Nord du Portugal). Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências do Porto. 4ªSér., 45pp.

Noronha, F., 1976. Niveaux à scheelite dans la zone tungstifère de Borralha. Leur importance metallogénique. Publ. Mus. e Labor. miner geol.. Fac. Ciênc. Porto, Porto, 4ªSér., 87, 15 pp.

Noronha, F., 1983. Estudo metalogénico da área tungstífera da Borralha. Tese Universidade do Porto, 413 pp. Tese de doutoramento.

Noronha, F., 1984. Caractéristiques physico-chimiques des fluides associés a la genèse du gisement de tungstène de Borralha - Nord du Portugal. Bull. Minéral.,107: 273-284.

Noronha, F., 1988. Mineralizações. Geonovas,10: 37-54.

Noronha, F., 1990. Dedução de condições físico-químicas de formação de jazigos hidrotermais através do estudo de inclusões fluidas. O exemplo de alguns jazigos portugueses. Bol. Acad. Galega Ciênc., 9: 86-126.

Noronha, F.; Dória, A.; Dubessy, J. & Charoy, B., 1992. Characterisation 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, 27: 72-79.

Noronha, F., Dória, A., Guedes, A. & Lourenço, A., 2000. Variscan mineralizations in northern Portugal. An example of a 70 Ma productive hydrothermal activity. In: Métallogénie 2000, Colloque en hommage à Bernard Poty, Nancy: 123-124.

Noronha, F., Lourenço, A. & Banks, D., 1999a. The tungsten-tin ore deposit of Panasqueira, Portugal (revisited). In: Mineral deposits: Processes to Processing, (ed. Stanley et al.), Balkema, 1: 75-78.

Noronha, F., Lourenço, A., Banks, D. & Boiron, M.C., 1999b. Fluid mixing evidence on tungsten-tin ore deposits of Portugal. ECROFI XV Abstracts. Terra Nostra 99/6: 223-225.

Noronha, F., Ramos, J.M.F., Rebelo, J., Ribeiro, A. & Ribeiro, M.L., 1981. Essai de corrélation des phases de déformation hercyniennes dans le NW de la Péninsule Ibérique. Leid. Geol. Meded., 52/1: 89-91.

Oakes, C.S., R.J. Bodnar & J.M. Simonson (1990) The system NaCl-$CaCl_2$-H_2O. I. The vapor-saturated ice liquidus. Geochim. Cosmochim. Acta, 54: 603-610.

Oen, I. S. , 1970. Granite intrusion, folding and metamorphism in Central Northern Portugal. Bol. Geol. Min., Madrid, 81, 2/3: 271-298.

Olivier, N. S., 2001. Linking of regional and local hydrothermal systems in the mid-crust by shearing and faulting. Tectonophysics, 335:147-161.

Oliver, B. G. & Davis, A. R., 1973. Vibration spectroscopic studies of aqueous alkali metal bicarbonate and carbonate solutions. Can. J. Chem., 51: 698-702.

Oosterm, M. G., Bussink, R. W, & Vriend, S. P., 1984. Lithogeochemical studies of aureoles around the Panasqueira Tin-Tungsten Deposits, Portugal. Mineral. Deposita, 19: 283-288.

Orey, F.C., 1967. Tungsten-tin mineralization and paragenesis in the Panasqueira and Vale de Ermida mining districts, Portugal. Com. Serv. Geol. Portugal, 52: 117-167.

Parry, W.T. & Bruhn, R.L., 1990. Fluid pressure transients on seismogenic normal faults. Tectonophysics, 179: 335-344.

Pereira, E. (1987). Estudo geológico-estrutural da região e Celorico de Basto e sua interpretação geodinâmica. Faculdade de Ciências de Lisboa, 274 pp. Tese de doutoramento.

Pereira, E., Iglésias, M. & Ribeiro, A., 1984. Leucogranitos –"stockscheider" e o controlo estrutural da mineralização na mina de Montesinho-Bragança. Com. Serv. Geol. Portg., 70/1:11-22.

Pereira, E., Ribeiro, A. & Meireles, C., 1993. Cisalhamentos hercínicos e controlo das mineralizações de Sn-W, Au, e U na Zona Centro Ibérica, em Portugal. Cuard. Lab. Xeoloxico de Laxe. 18: 89-119.

Philips, W. J., 1972. Hydraulic fracturing and mineralization. J. Geol. Soc., London, 128: 337-359.

Pichavant M., Ramboz C., and Weisbrod A., 1982. Fluid immiscibility in natural systems: use and misuse of fluid inclusion data. I Phase equilibria anlysis. a theoretical and geometrical approach. Chem. Geol., 37, 1-27.

Pinto, A. F., 1979. Rochas calco-silicatadas portuguesas e mineralizações scheelíticas. Com. Serv. Geol. Portg., 65: 131-135.

Pinto M. S., Casquet C., Ibarrola E., Corretge L. G. & Ferreira M. P., 1987. Sintese geochronologica dos granitodes do macico hesperico. In: Geologia de los Granitóides y Rocas asociadas del Macizo Hespérico. (eds Bea, et al.) (Libro Homenaje a L.C. Garcia de Figuerola): 69-86.

Platt, J.P., 1986. Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. Geol. Soc. of Am. Bull., 97: 1037-1053.

Pollard, P. J. & Taylor, R. P., 1991. Petrogenetic and metallogenetic implications of the occurrence of topaz, Li-mica granite at Yichun Ta-Nb-Li mine, Jiangxi Province, South China. In: Source, Transport and Deposition of Metals (eds. M. Pagel and J. L. Leroy), Balkema: 789-791.

Polya, 1987. Chemical behaviour of tungsten In hydrothermal fluids and genesis of the Panasqueira W-Cu-Sn deposit, Portugal. Na experimental, theoretical and field study. Universidade Manchester, 243pp. Tese de doutoramento.

Polya, D., 1988. Compositional variation in wolframites from the Barroca Grande mine, Portugal: evidence for fault-controlled ore formation. Mineral. Mag., 52: 497-503.

Polya, D., 1989. Chemistry of the main-stage ore-forming fluids of the Panasqueira W-Cu(Ag)-Sn Deposit, Portugal: Implications for models of ore genesis. Econ. Geol., 84: 1134-1152.

Polya, D., 1990. Pressure-dependence of wolframite solubility for hydrotheraml vein formation, Transactions. Institution Mining & Metallurgy, 99: 120-124.

Polya, D., Foxford, K., Stuart, F., Boyce, A. & Fallick, A., 2000. Evolution and paragenetic contex of low δD hydrothermal fluids from the Panasqueira W-Sn deposit, Portugal: New evidence from microthermometric, stable isotope, noble gas and halogen analyses of primary fluid inclusions. Geochim. Cosmochim. Acta, 64: 3357-3371.

Potter, R. W., 1977. Pressure corrections for fluid inclusion homogenization temperatures based on the volumetric properties of the system NaCl-H_2O. J. Res. U.S. Geol. Surv., 6: 245-257.

Potter, R. W., Clynne, M. A. & Brown, D. L., 1978. Freezing point depression of aqueous sodium chloride solution. Econ. Geol., 73: 284-285.

Poty, B. 1969. La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de la Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du massif du Mont-Blanc. Sciences de la Terre, Mem. 17, 162 pp. Tese de doutoramento.

Poty, B., Leroy, J. & Jachimowicz, L., 1976. Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope: l'installation de microthermométrie Chaixmeca. Bull. Soc. Franç. Minér. Cristallogr., 99: 182-186.

Price, N. J., 1966. Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock. Pergamon-Press, Oxford, London, 176 pp.

Price, N.J., Cosgrove, J.W., 1990. Analysis of Geological Structures. Cambridge University Press, 502 pp.

Priem & Tex, 1984. Tracing crustal evolution In the NW Iberian Peninsula through the Rb-Sr and U-Pb systematics of Paleozoic granitoids: a review. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 35: 121-130.

Ramboz, C., 1980. Géochimie et étude des phases fluides des gisements et indice d'étain-tungstène du Massif Central (France). Institut National Polytechnique de Lorraine. Tese de doutoramento.

Ramboz C, Pichavant M. & Weisbrod A., 1982. Fluid immiscibility in natural processes: use and misure of fluid inclusion data. II- Phase: Interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility . Chem. Geol., 37:29-48.

Ramboz, C., Schnapper, D. & Dubessy, J., 1985. The P-V-T-X-fO_2 evolution of H_2O-CO_2-CH_4-bearing fluids in a wolframite vein: Reconstruction from fluid inclusion studies. Geochim. Cosmochim. Acta, 49: 205-219.

Ramos, F. 1998. Mineralizações de metais raros de Seixo Amarelo-Gonçalo (Guarda) - Contribuição para o seu conhecimento. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Tese de doutoramento.

Ramos, F., Barriga, J. A. & Ribeiro, A., 1995. O campo filonianano aplopegmatítico com mineralizações de metais raros de Seixo Amarelo-Gonçalo (Guarda). Algumas notas sobre a sua génese. 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: 593-598.

Reavy, R. J., 1987. Strctural controls on metamorphism and syn-tectonic magmatism: the portuguese hercynian collision belt. J. Geol. Soc., London, 146: 649-657.

Reis, C., 1971. As Minas da Panasqueira. Bol. Minas, 8,1:3-44.

Rey, P. Vanderhaeghe, O. & Teyssier, C., 2001. Collapse of the continental crust: Definition, Regimes, and Modes. Tectonophysics, 342: 435-449.

Ribeiro, A., 1968. Controle estrutural da mineralização de estanho e volfrâmio em Trás-os-Montes oriental. Bol.Min., 5/4: 306-307.

Ribeiro, A., 1974. Contribution à l'étude de Trás-os-Montes Oriental. Mem. Serv. Geol. Portg., N.S., 24, 177pp. Tese de doutoramento.

Ribeiro, A., 1979. Éssai de reconstitution paléogéographique par cycles orogéniques. Le cycle hercynien. In: Introduction à la Géologie génerale du Portugal (eds. A. Ribeiro, M. T. Antunes, M. P. Ferreira, R. B. Rocha, A. F. Soares, G. Zbyszewsky, F. M., Almeida, D. Carvalho & J. H. Monteiro): 31-45.

Ribeiro, A. & Pereira, E., 1982. Controles paleogeográficos, petrológicos e estruturais na génese dos jazigos portugueses de estanho e volfrâmio. Geonovas, 1/3: 23-31.

Ribeiro, A. Quesada, C. and Dallmeyer, R.D, 1990, Geodynamic evolution of the Iberian Massif: In: Pre-Mesozoic Geology of Iberia, (eds R. Dallmeyer & E. Martínez García), Verlag: 399-410.

Ribeiro, A., Sanderson, D & SW-Iberia colleagues, 1996. SW Iberia transpressional orogeny in the Variscides. In: EUROPROBE 1996 - Lithosphere Dynamics: Origin and Evolution of Continents (eds. D. G Gee & H. J. Zeyen), Uppsala University, 138 pp.

Robert, F., Kelly, W.C., 1987. Ore-forming fluids in Archean gold bearing quartz veins at Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. Econ. Geol., 82: 1464-1482

Roedder, E., 1981. Origin of fluid inclusions and changes that occur after trapping. In: Fluid Inclusions: Applications to Petrology, Short Course Handbook (eds .L.S.Hollister & M. L. Crawford), Mineralogical Association of Canada. Calgary, Alberta, 6: 101-137.

Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. Reviews in Mineralogy, 12, Mineralogical Society of America, 644pp.

Roedder, E. & Bodnar, R. J., 1980. Geologic pressure determination from fluid inclusion studies. Annual Rev. Earth Planet. Sci., 8: 263-301.

Ruck, R., 1987. Etude par resonance paramagnetique electronique du couplage des elements en trace dans les cassiterites naturelles et des cristaux synthetiques de SnO_2 dope. Université Nancy. Tese de doutoramento.

Sá, A. C., Naique, R. A. & Nobre, E. N., 1999. Minas da Panasqueira - 100 anos de História mineira. Bol. Minas, 36/1:3-22.

Samson, I. M., 1990. Fluid evolution and mineralization in a subvolcanic granite stock: the Mount Pleasant W-Mo-Sn deposits, New Brunswick, Canada. Econ. Geol., 85: 145-163.

Saraiva, M., 1971. A composição e distribuição das volframites no Jazigo das Minas da Panasqueira (Portugal Central). Inv. Mineira Sec. 41 Cong. Hispano-Luso-Americano de geologia Económica, II: 917-932.

Sawkins, F., 1990. Metal Deposits in relation to Plate Tectonics. Springer Verlag, Berlin, 461pp.

Schermerhorn, 1956. Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro-Daire-S. Pedro do Sul-Satão region. Comun. Serv. Geol. Portg., 37, 617 pp. Tese de doutoramento.

Schermerhorn L. J., 1981. Framework and evolution of hercynian minerallization in the Iberian meseta. Leidse Geol. Med. 52, 1: 23-56.

Secor, D.T., 1965. Role of fuid pressure in jointing. Am. J. of Science, 263: 633-646.

Seltmann, R., 1999. Anatomy and magmatic-hydrothermal evolution of ore-bearing granitic systems. in Mineral deposits: In: Mineral deposits: Processes to Processing, (ed. Stanley et al.), Balkema, 1: 433-435.

Shail, R.K. & Wilkinson, J. J., 1994. Late - to post - Variscan extensional tectonics in south Cornwall. Proc. of the Ussher Soc., 8: 262-270.

Sheppard S. M., 1994. Stable Isotope and Fluid Inclusion Evidence for the Origin and Evolution of Hercynian Mineralizing Fluids. In: Metallogeny of Collisional Orogens (eds. R. Seltmann, H.Kampf and P. Moller), Czech Geological Survey, Prague: 49-60.

Sheppard S. M. & Charef A., 1986. Eau organique: characterisation isotopique et evidence de son role dans la gisement Pb-Zn Fedj-el-Adoum, Tunisie. C.R. Acad. Sci. Paris, Ser. II 302, 1189–1192.

Shepherd, T.; Rankin, A. & Alderton, D., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. 239 pp. Blackie. Glasgow, London.

Sibson, R. H., Moore, J. & Rankin, A. H., 1975. Seismic pumping - a hydrothermal fluid transport mechanism. J. Geol. Soc., London, 131: 653-639.

Sibson R.H. Robert F. & Poulsen K.H., 1988. High angle reverse fault, fluid-pressure cycling and mesothermal gold quartz deposits. Geology, 16: 551-555.

Sibson, R.H., 1981. Controls on low-stress hydrofracture in thrust, wrench and normal fault terrains. Nature, 289: 665-667.

Sibson, R.H., 1987. Earthquake rupturing as mineralizing agent in hydrothermal systems. Geology, 15: 701-704.

Snee, L.W.; Sutter, J.F. & Kelly, W.C., 1988. Thermochronology of economic mineral deposits: dating the stager of mineralization at Panasqueira, Portugal, by high-precious 40Ar/39Ar age spectrum techniques on muscovite. Econ.Geol., 83: 335-354.

Soares de Andrade, 1971. As mineralizações volframíticas da região de Valpaços-Vilarandelo-Sonim (Trás-os-Montes). Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, 72: 3-14.

Sousa, B., 1975. Sobre o enquadramento geológico e mineralização da Mina de Olgas (Castelo Branco) - Mogadouro, Trás-os-Montes. Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, 79: 39-67.

Sousa, B., 1981. Skarns e rochas calco-silicatadas do Complexo xisto-grauváquico do Douro (NE Portugal) – seu enquadramento litoestratigráfico. Comun. Serv. Geol. Port., 67/2: 169-172.

Sousa, M. B., 1982. Litoestratigrafia e estrutura do "Complexo Xisto-Grauváquico Ante-Ordovícico - Grupo do Douro (Nordeste de Portugal). Universidade de Coimbra, 222pp. Tese de doutoramento.

Sousa, B., 1985. Perspectiva sobre os conhecimentos actuais do Complexo Xisto-Grauváquico de Portugal. Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, 100: 1-16.

Sousa, L., 1978. O grau de incarbonização (rang) dos carvões durienses e as consequências genéticas, geológicas e estruturais que resultam do seu conhecimento. Comun. Serv. Geol. Portg., 63: 179-365.

Sousa, L. & Wagner, R. H., 1983. General description of the terrestrial Carboniferous basins in Portugal and History of investigations. In: The Carboniferous of Portugal. (eds. M. J. Lemos de Sousa & J. T. Oliveira), Mem. Serv. Geol. Portg., 29: 117-126.

Sterner, M. S. & Bodnar, R. J., 1984. Synthetic fluid inclusions in quartz I. Compositional types synthetized and applications to experimental geochemistry. Geochim. Cosmochim. Acta, 48: 2659-2668.

Stuart, F.; Boyce, A.; Foxford, A.; Polya D.& Fallick, A, 1996. Constraints on the origin of low δD hydrothermal fluid inclusions from halogen and Ar isotopes: Evidence from Panasqueira W-Sn Mine, Portugal. In: PACROFI VI: 129-131.

Sylvester, 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. Lithos 45: 29–44

Taylor, H. P., 1997. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits.In Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (ed. H. L. Barnes), 3rd Edition, J. Wiley & Sons, inc., N.Y.: 229-302.

Thadeu, D., 1949. A cordilheira central entre as Serras da Guardunha e de São-Pedro-do Açor. Bol. Soc. Geol. Portg., 8/1-2: 5-18.

Thadeu, D., 1951a. Geologia do Couto Mineiro da Panasqueira. Comun. Serv. Geol. Portg., 32: 5-64.

Thadeu, D., 1951b. Geologia e jazigos de chumbo e zinco da Beira Baixa. Bol. Soc. Geol. Portg., 9, 1/2: 1-144.

Thadeu, D., 1965. Carta Mineira de Portugal. Notícia explicativa. Serv. Geol. Portugal. 46pp.

Thadeu, D., 1973. Les gisements stanno wolframitiques du Portugal. Ann. Soc. Géol. Belg., 79/1: 5-30.

Thadeu, D., 1979. Le gisement stanno-wolframifère de Panasqueira (Portugal). Chron. Rech. Min., 450: 35-42.

Thadeu, D., 1982. Gîtes filoniens à Pb, Zn et Ba post-hercyniens au Portugal. Bull. BRGM, Orléans, Sect.II, 2: 207-209.

Thadeu, D., 1986. Tungsten deposits of Portugal. In: International geological correlation programme, project 26 "MAWAM", (ed. Alexei Beus):115-125.

Thiery, R., Van den Kerkhoff, A. M. & Dubessy, J., 1994a. V-X properties of CH_4-CO_2 and CO_2-N_2 fluid inclusions : modelling for T< 31°C and P< 400 bars. European J. Miner., 6: 753-771.

Thiery, R., Vidal, P. & Dubessy, J., 1994b. Phase equilibria modelling applied to fluid inclusions : Liquid-vapour equilibria and calculation of the molar volume in the CO_2-CH_4-N_2 system. Geochim. Cosmochim. Acta, 58: 1073-1082.

Tugarinov, A. I. & Naumov, V. B., 1972. Physicochemical parameters of hydrothermal mineral formation. Geochem. internat., 9/2: 161-167.

Turpin, L.; 1980. Contribution à l'étude du gisement Sn-W de Panasqueira-Portugal: paragenèse et gèochimie isotopique. Quelques données sur le gisement d'Oulmes-Maroc. Rapport de D. E. A. "Petrologie-geochimie-metallogenie". I. N. P. L.

Turpin, L., Ramboz, C. & Sheppard, S.M., 1981. Chemical and isotopic evolution of the fluids in the Sn-W deposits of Panasqueira, Portugal. Terra Cognita, Spec.Issue, Ist EUG meeting, 42.

Van den Beukel J., 1990. Breakup of young oceanic lithosphere in the upper part of a subduction zone: implication for the emplacement of ophiolites. Tectonics 9/4: 825-844.

Vanderhaeghe, O. & Teyssier, C., 2001. Partial melting and flow of orogens; Tectonophysics, 342: 211-228

Viegas, L. F. S., Ramos, J. M. F., Oliveira, J. M. S., Sousa, B. & Ribeiro, A., 1976. Estudo geológico e geoquímico do jazigo de Cravezes Mogadouro (Nordeste Portugal). Mem. Not., 82: 117-144.

Vityk, M.O. & Bodnar, R.J., 1995. Textural evolution of synthetic fluid inclusions in quartz during reequilibration, with applications to tectonic reconstruction. Contribut. Miner. Petrol., 121: 309-323.

Vityk, M.O. & Bodnar, R.J., 1998. Statistical microthermometry of synthetic fluid inclusions in quartz during decompression reequilibration. Contribut. Miner. Petrol., 132: 149-162.

Vigneresse J.L., 1999a. Intrusion level of granitic massifs along the Hercynian belt: balancing the eroded crust. Tectonophysics, 307: 277-295.

Vigneresse, J.L. 1999b. Should felsic magmas be considered as tectonic objects, just like faults or folds? J. Struct. Geol., 21: 1125-1130.

Walshe, J. L., Halley, S. W., Anderson, J. A. & Harrold, B. P., 1996. The interplay of groundwater and magmatic fluids in the formation of the cassiterite-sulfide deposits of western Tasmania. Ore Geology Reviews, 10: 367-387.

Watson, S. & McKensie, D., 1991. Melt generation by plumes: a study of Hawaian volcanism. J. of Petrology, 32: 501-537

Webster, J. Thomas, R., Rhede, D., Forster, H. & Seltmann, R., 1997. Melt inclusions in quartz from an evolved peraluminous pegmatite: Geochemical evidence for strong tin enrichment in fluorine-rich and phosphorus-rich residual liquids. Geochim. Cosmochim. Acta, 61: 2589-2604.

Weil, A. B., Van der Voo, R., Van der Pluijm, B. A & Pares, J. M., 2000. The formation of an orocline by multiphase deformation: a paleomagnetic investigation of the Cantábria-Asturias Arc (northern Spain). J. Struct. Geol., 22: 735-756.

Weisbrod, A., Poty, B. & Touret, J., 1976. Les inclusions en géochimie-petrologie: tendances actuelles. Bull. Soc. Franç. Minér. Cristallogr, 99: 140-152.

Weisbrod, A., 1984. Utilization des inclusions fluides en géothermobarométrie. In: Thermométrie et barométrie géologiques (ed. M. Lagache). Soc. Franç. Minér., 2: 415-459.

Wickham, S.M. & Oxburgh, E.R., 1987. Low-pressure regional metamorphism in the Pyrenees and its implication for the thermal evolution of rifted continental crust. Philosophical Transactions of the Royal Society of London A 321: 219-242.

Wilkinson, J, & Johnston J. D., 1996. Fluid pressure fluctuations, phase separation and gold precipitation during seismic fracture propagation. Geology, 24: 395-398.

Wimmers, D., 1983. Sulfide mineralogy of the wolframite-bearing veins on level 2, Barroca Grande, Panasqueira, Portugal. Int. rep. Free University Amsterdam.

Wimmers, D., 1985. Silver minerals of Panasqueira, Portugal: a new ocurrence of Te-bearing canfieldite. Mineral. Mag., 49:745-748.

Wood, S.A. & Samson, I.M., 2000. The hydrothermal geochemistry of tungsten in granitoid environments: I. Relative solubilities of ferberite and scheelite as a function of T, P, pH and mNaCl. Econ. Geol., 95: 143-182.