FERNANDO MANUEL PEREIRA DE NORONHA

ESTUDO METALOGÉNICO DA ÁREA TUNGSTÍFERA DA BORRALHA

PORTO
1983

FERNANDO MANUEL PEREIRA DE NORONHA
Faculdade de Ciências da Universidade do Porto
Centro de Geologia da Universidade do Porto-INIC

ESTUDO METALOGÉNICO DA ÁREA TUNGSTÍFERA DA BORRALHA

Dissertação de candidatura ao grau de Doutor apresentada à Faculdade de Ciências da Universidade do Porto

PORTO
1983

De acordo com o ponto 2 do artº8º do Decreto-Lei 388/70 utilizaram-se, na elaboração desta dissertação, dados dos seguintes trabalhos, publicados sob o nome de F.NORONHA:

- Étude des inclusions fluides dans les quartz des filons du gisement de tungstène de Borralha (Nord du Portugal). Porto. 1974 (Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências do Porto 4ª Sér. Nr.85).
- Niveaux à scheelite dans la zone tungstifère de Borralha.Leur importance metallogénique. Porto. 1976 (Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências do Porto 4ªSér.Nr.87). Tema de comunicação que apresentou à IV Reunião sobre a Geologia do Oeste Peninsular (Salamanca - Coimbra - 1976).
- Jazigo tungsténico da Borralha. Anexo I do Livro-guia das excursões geológicas da VI Reunião sobre a Geologia do Oeste Peninsular. Porto. 1979 (Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências do Porto 4ªSér. Nr.91).
- Les brèches du gisement de tungstène de Borralha (Nord du Portugal). Quelques données pour leur classification. Porto.1979 (Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências do Porto 4ªSér. Nr.91 p.187-212).
- Rochas graníticas do triângulo Gerês-Barroso-Cabreira. Suas relações com mineralizações em Sn e W-Mo. Porto. 1982 (Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências do Porto, 4ªSér. Nr.93).

AGRADECIMENTOS

Para o Professor Doutor Miguel Montenegro de Andrade o meu muito especial agradecimento por me ter oferecido como tema de tese o estudo do jazigo de tungsténio da Borralha. Os seus ensinamentos e conselhos, em muito contribuiram para a efectivação deste trabalho.

Ao Professor Doutor António Arribas o meu agradecimento por ter aceite a orientação desta tese e por me ter facultado a utilização dos laboratórios do Departamento de Cristalografia e Mineralogia da Faculdade de Ciências de Salamanca.

À administração das Minas da Borralha o meu agradecimento por me ter proporcionado as melhores condições de trabalho e pelo apoio que sempre me dispensou.

Aos Serviços Geológicos de Portugal o meu agradecimento pelo apoio que me tem vindo a conceder desde 1977 e sem o qual não teria sido possível levar a bom termo o trabalho de cartografia.

Ao Professor Doutor André Bernard e ao Doutor Bernard Poty o meu agradecimento pelo apoio facultado aquando da minha passagem pela E.N.S.G. de Nancy e pelo Laboratório de Inclusões fluidas do C.R.P.G.

Igualmente o meu agradecimento a todos aqueles que de algum modo tornaram possível a realização deste trabalho. Que me seja permitida uma mensão especial aos meus companheiros de muitas horas de campo e de mina, respectivamente Joaquim Lima e Albano Leitão; à Maria Manuela Valongueiro e ao Fernando Araújo pela paciência e competência postos na dactilografia desta dissertação e na execução dos desenhos.

Ao INIC é devido um agradecimento pelo suporte financeiro concedido primeiro através do projecto PMG-1 e depois do Centro de Geologia da Universidade do Porto.

1. INTRODUÇÃO

A maior parte dos minérios de tungsténio produzidos na Europa Ocidental, provêm de jazigos da província metalogénica tungsto-estanífera que se localiza no noroeste da Península Ibérica.

Ela abrange o norte e uma grande parte do centro de Portugal e uma pequena porção da Espanha, em particular as zonas oeste da região da Galiza e da província de Salamanca.

Portugal é o primeiro produtor europeu de tungsténio e os seus maiores jazigos deste metal são a Panasqueira e a Borralha.

Do ponto de vista geológico pode considerar-se, esquematicamente, que Portugal é constituído por três unidades geológicas:

- a das formações antigas, compreendendo os terrenos ante-mesozóicos, constituídos por rochas metamórficas e eruptivas;
- a constituída por formações mesozóicas e cenozóicas;
- a que compreende as formações modernas de cobertura e abrangendo as grandes bacias ceno-antropozóicas do Tejo e do Sado.

Do ponto de vista geotectónico há a considerar duas unidades fundamentais (fig.1):

- o Maciço Hespérico, do qual só a parte poente se encontra em território português, que é a unidade hercínica;
- as Orlas meso-cenozóicas, como sejam a Orla ocidental e a Orla sul.

A unidade hercínica da Península Ibérica é caracterizada pela existência de zonas com características paleogeográficas, tectónicas, metamórficas e plutónicas distintas, que se dispõem paralelamente às linhas estruturais da cadeia hercínica. Estas zonas foram descritas por LOTZE (1945) e mais recentemente por JULIVERT e col.(1974), RIBEIRO (1974), RIBEIRO e col.(1979), que consideram de NE para SW as seguintes zonas: zona Cantábrica, zona Oeste Asturiana-Leonesa, zona Centro-Ibérica, zona de Ossa Morena e zona Sul-Portuguesa. No sector NE da zona Centro-Ibérica pode ser considerada como um domínio especial a sub-zona

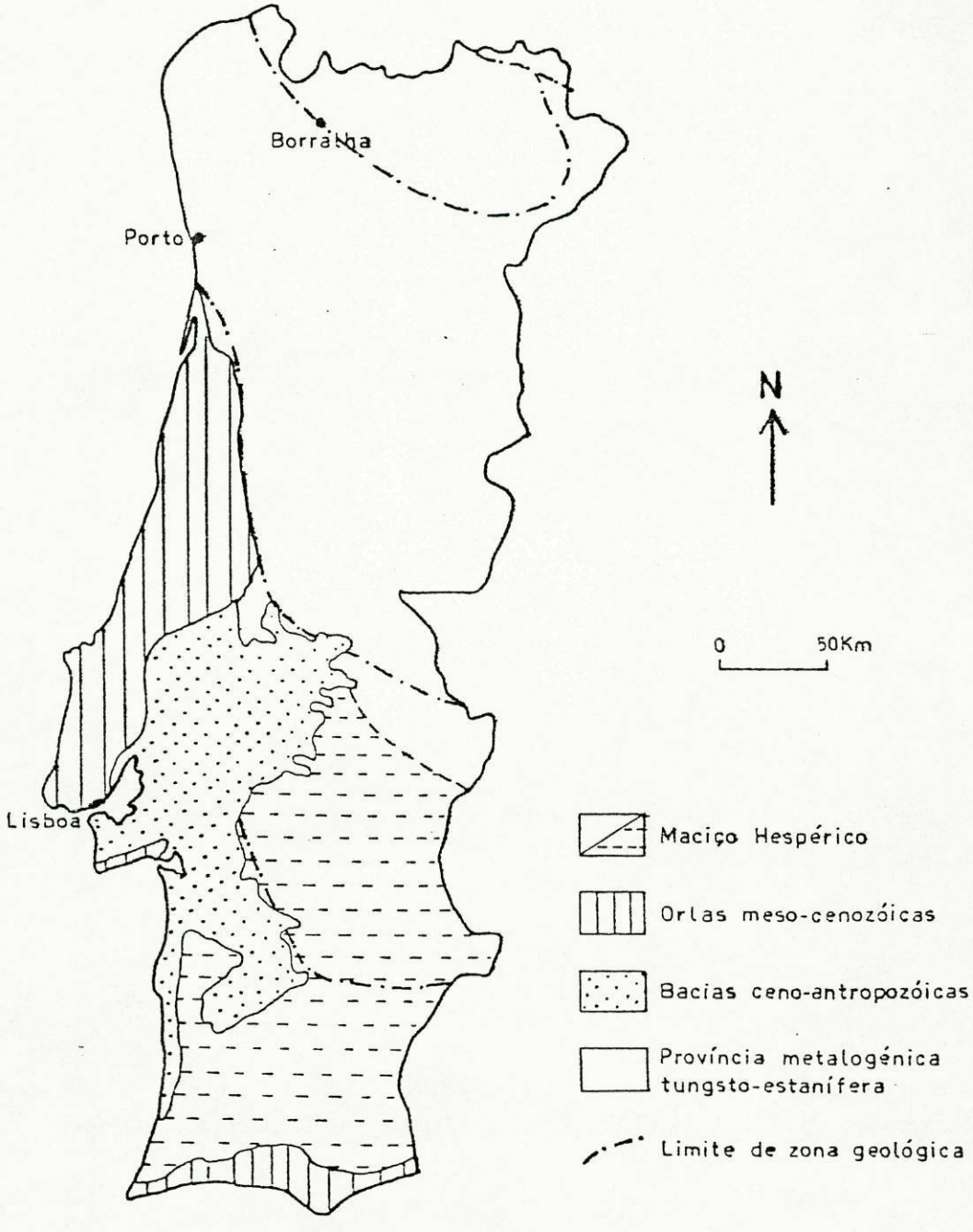


Fig.1- As unidades geológicas e geotectónicas do território português.

Galiza Média-Trás-os-Montes.

A província metalogénica tungsto-estanífera localiza-se especificamente na Meseta Ibérica e o essencial das mineralizações de volfrâmio e estanho encontra-se na zona Centro-Ibérica bem como na sua sub-zona Galiza Média-Trás-os-Montes (THADEU, 1973 e 1977; RIBEIRO e PEREIRA, 1982). Há seguramente uma sobreposição de factos que presidiram à caracterização das zonas e à localização da província metalogénica; a sua definição certamente dará uma grande contribuição para o conhecimento da metalogenia do tungsténio e do estanho (fig.1).

Interessa pois considerar, quais foram as características que presidiram à definição da zona e sub-zona geológicas pelas quais se distribui o essencial daquela província metalogénica.

A zona Centro-Ibérica (JULIVERT e col. 1974; RIBEIRO, 1974; RIBEIRO e col. 1979) é caracterizada pela presença das seguintes unidades:

- Precâmbrico superior que ocorre sob duas fácies: a porfiróide "Olho de Sapo", a NE; a xisto-gresosa com ftanitos, a SE;
- Complexo Xisto-Grauváquico que é uma sequência muito espessa com fácies do tipo "flysh". Nesta sequência podem, no essencial, distinguir-se uma série inferior (Precâmbrico superior ?) formada por uma alternância monótona de xistos e grauvaques, e uma série superior, câmbrica, com conglomerados, vulcanitos ácidos, calcossilicatadas, calcários e xistos negros interestratificados com xistos e grauvaques;
- séries essencialmente xistentas do Paleozóico inferior, discordantes relativamente às anteriores e delas por vezes separadas por um conglomerado de base de idade ordovícica;
- séries continentais e pós-orogénicas do Vestefaliano D e do Estefaniano B-C.

Na Galiza ocidental deve considerar-se ainda uma unidade específica composta por rochas blastomiloníticas da "Fossa Blastomilonítica".

Nesta zona Centro-Ibérica o metamorfismo regional é pluri-

facial: tipo barroviano e tipo baixa pressão.

A sub-zona Galiza Média-Trás-os-Montes (RIBEIRO, 1974; RIBEIRO e col. 1979) distingue-se da zona Centro-Ibérica por:

- a presença de cinco maciços compostos de rochas com alto grau de metamorfismo e com composição dominantemente básica e ultrabásica; a sua história tectónica e metamórfica é complexa e são por isso consideradas como maciços polimetamórficos;
- a ausência de formações pertencentes ao "complexo xisto-grauváquico".

Além dos maciços polimetamórficos há a considerar, na sub-zona Galiza Média-Trás-os-Montes, sequências do Silúrico (e Devónico inferior ?), essencialmente xistentas, onde ocorrem frequentes complexos interestratificados de vulcanitos ácidos e básicos e extrusões peralcalinas. Estas sequências silúricas são distintas das sequências de igual idade mas menos deformadas da zona Centro-Ibérica e estão delas separadas por uma zona de cavalgamento, que constitui o limite da sub-zona e mergulha para W, no seu limite E, gira 180° no sector de Trás-os-Montes oriental e mergulha para E no seu limite W.

Nesta sub-zona, alás como na zona Centro-Ibérica as intrusões de granitos hercínicos, são importantes e serão, por isso, especificamente referidas mais adiante.

As mineralizações de tungsténio e/ou estanho ocorrem onde se verifica a presença de granitos que intrudem espessas séries marinhas, cuja idade vai do Precâmbrico superior ao Silúrico (THADEU, 1973). O binário granito-metassedimentos é indispensável à existência de jazigos de tungsténio e/ou estanho (fig.2).

Porém devem realçar-se outros factos que parecem ser comuns aos sectores de maior ocorrência de jazigos tais como o grau de metamorfismo ser mais alto e as séries metassedimentares conterem níveis de vulcanitos, de rochas calcossilicatadas e mais raramente de calcários (THADEU, 1973; RIBEIRO e PEREIRA, 1982).

A existência de eixos de mineralização no território português desde há muito que vêm sendo assinalados, e são resultantes da interacção de diversos tipos de controlos: os paleogeo-

gráficos, os petrológicos e os estruturais (NEIVA, 1944; RIBEIRO, 1968; THADEU, 1973; CARVALHO, 1974; RIBEIRO e PEREIRA, 1982). DERRÉ (1982) a partir da análise da distribuição dos jazigos e índices de estanho e tungsténio, do oeste europeu, sublinha a existência daqueles eixos e considera que as concentrações minerais possuem uma certa organização e se distribuem alternativamente por bandas com estanho ou tungsténio dominantes.

Existem factos que justificam a existência de eixos de mineralização e em função da sua combinação podem justificar bandas mais ou menos especializadas no seio da província metalogénica. Podem destacar-se os seguintes: heterogeneidades crostais ante-hercínicas, manifestando pré-concentrações em estanho ou tungsténio; dois tipos de granitos geneticamente distintos (uns mesocrostais, outros infra ou basicrostais); alinhamentos tectónicos hercínicos que controlaram a instalação quer dos granitos, quer dos filões mineralizados; diferentes níveis de erosão e existência de zonalidades verticais.

Na fronteira da zona Centro-Ibérica com a sua sub-zona Galiza Média-Trás-os-Montes está situada a área tungstífera da Borralha que é de grande importância metalogénica pois ela contem o jazigo de tungsténio da Borralha que é o segundo jazigo português de volfrâmio. Situado na região norte de Portugal, nos limites das províncias do Minho e Trás-os-Montes, ele está em terras dos concelhos de Montalegre e de Vieira do Minho, encravado entre as serras graníticas do Gerês, Cabreira e Barroso, a uma altitude de 772 m e a 55 km a NE de Braga e a 3 km da albufeira da barragem da Venda Nova no rio Rabagão.

A área tungstífera da Borralha distribui-se por uma zona de contacto entre maciços graníticos hercínicos de idade diferente e metassedimentos de idade silúrica-inferior. Tem a particularidade de possuir mineralizações tungstíferas dos tipos filoniano e "breccia pipe" e ainda do tipo estratiforme. Na área existem também mineralizações estaníferas do tipo filoniano, porém elas não estão ligadas ao mesmo processo genético que deu lugar às mineralizações tungstíferas não estratiformes.

1.1. Objectivos do trabalho

Dada a importância da área tungstífera da Borralha no quadro da província metalogénica tungsto-estanífera da Península Ibérica, pretendemos com este trabalho contribuir directamente para o conhecimento da metalogenia do segundo jazigo português de volfrâmio e indirectamente para o daquela província metalogénica. Por este jazigo não possuir minérios de estanho e as mineralizações estaníferas da sua área serem independentes das tungstíferas, só demos particular realce à metalogenia do tungsténio, reservando para futuro trabalho a metalogenia do estanho.

Baseando-nos nos conhecimentos actuais e recorrendo a várias técnicas, estudámos alguns dos fenómenos que concorreram para a formação do jazigo.

Assim, considerando a escassez de dados existentes àcerca da área, os principais objectivos que nos propusemos atingir foram os seguintes:

- conhecimento do contexto geológico do jazigo para a partir dele poder deduzir as relações entre os diferentes tipos de mineralizações e as suas idades relativas;

- definição da origem das mineralizações estratiformes de tungsténio;

- caracterização petrográfica, geoquímica e estrutural dos diferentes tipos de granitos existentes;

- relacionamento das mineralizações filonianas de tungsténio e de estanho com os diferentes tipos de granito e estudo do desfasamento existente entre estas mineralizações no que respeita à sua génese e idade;

- estabelecimento da origem das "breccia pipe"(únicas estruturas deste tipo conhecidas na Península Ibérica);

- determinação do papel do controlo estrutural na localização e na geometria do jazigo;

- definição da mineralogia do jazigo de tungsténio da Borralha e determinação das condições físico-químicas que presidiram aos diferentes episódios de deposição mineral.

1.2. Trabalhos anteriores

Apesar da importância da área tungstífera da Borralha os estudos de ordem metalogénica ou geológica, já efectuados, eram muito escassos quando iniciamos este trabalho. A única referência, publicada, respeitante ao jazigo da Borralha era a de CONDE e col. (1971) onde os autores apresentam um esboço geológico da zona mineira e tecem algumas considerações de ordem metalogénica.

Os relatórios com informações de índole geológica eram raros. De realçar os efectuados por FERRO (1957) pois além de cuidadosamente elaborados contêm informações acerca de zonas da mina hoje inacessíveis. Mais recentemente foram feitos outros relatórios versando problemas mais ou menos específicos por BONNICI (1972), PROUHET e BONNICI (1972) e GAILLARD (1972).

AMOSSÉ (1976 e 1978) apresenta alguns estudos físico-químicos acerca da distribuição zonal das volframites e aplica-os ao caso concreto da Borralha.

NEIVA (1982) a partir da geoquímica de moscovites faz algumas considerações acerca de algumas das condições físico-químicas de formação do jazigo.

GEOLOGIA

2. GENERALIDADES

2.1. Localização da área estudada no quadro das grandes zonas geológicas

O contexto regional do jazigo da Borralha é quase exclusivamente constituído por afloramentos de rochas metassedimentares e graníticas (fig.2). O jazigo bem como a área de cujo estudo nos ocuparemos no presente trabalho estão localizados junto ao limite da sub-zona Galiza Média-Trás-os-Montes com a zona Centro Ibérica (domínio do Douro inferior) (fig.3), sem que contudo se assinale a presença do importante cavalgamento que habitualmente define o contacto entre as referidas zonas. Este contacto, na área em questão está materializado por rochas graníticas que são o tipo litológico dominante na região.

As formações metassedimentares pelas suas características litológicas são, como veremos mais adiante, de idade silúrica. Este facto associado às suas características no que respeita ao metamorfismo leva-nos a considerá-las como pertencentes à sub-zona Galiza Média Trás-os-Montes. Fases sucessivas de intenso dobramento associado a um metamorfismo intenso fizeram com que as rochas metassedimentares sofressem grandes modificações, tão grandes que só a partir dos trabalhos de RIBEIRO e col. (1966) e RIBEIRO (1974) deixaram de ser consideradas como Precâmbricas e foram reconhecidas como pertencendo ao Paleozóico inferior, graças à descoberta de níveis ampelitosos com graptolitos.

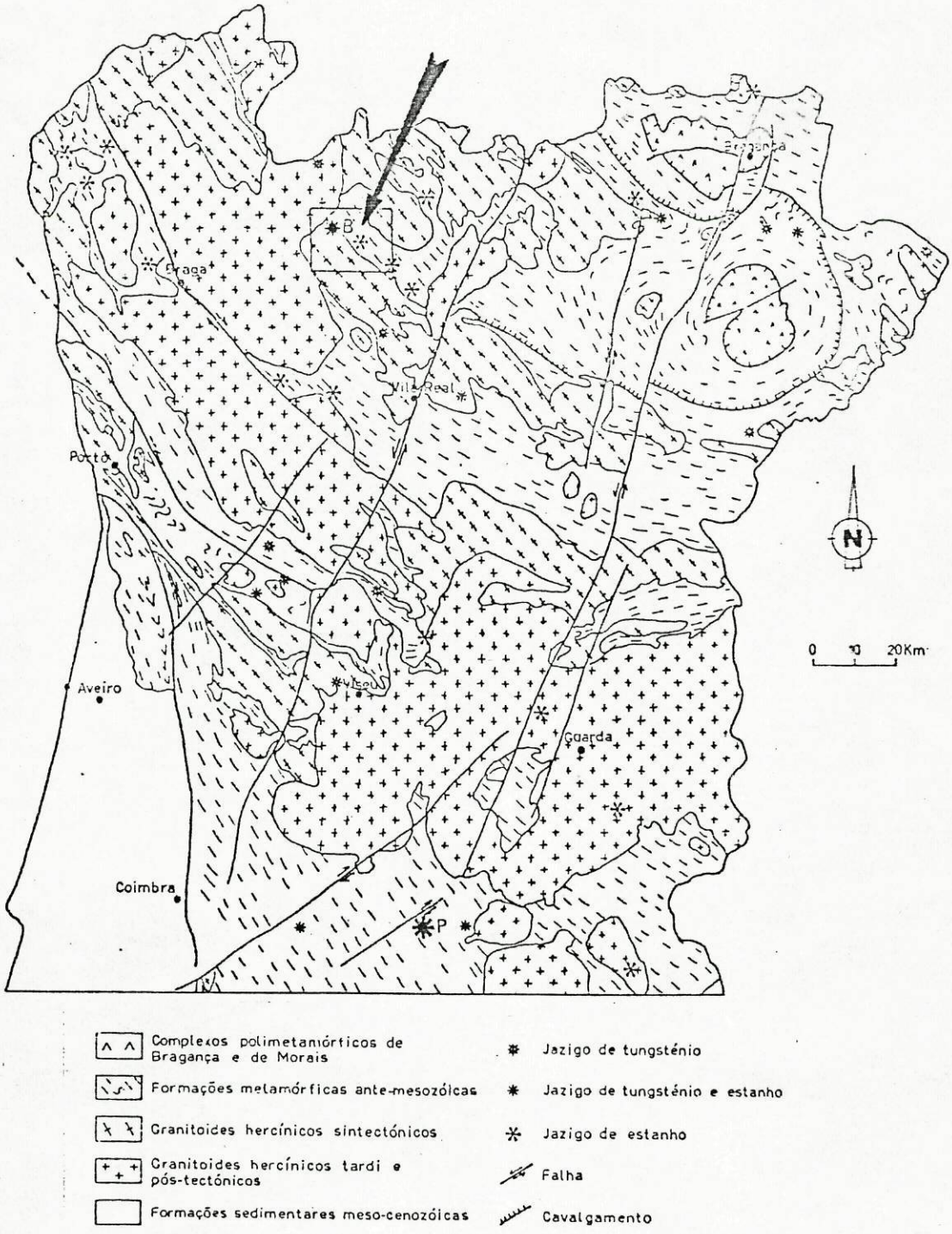


Fig.2- Mapa geológico, simplificado, do Norte de Portugal, com a localização dos principais jazigos filonianos de estanho e/ou volfrâmio.
(B-jazigo da Borralha, P-jazigo da Panasqueira).
(Elaborado com base na Carta Mineira de Portugal(1965) e na Carta Tectónica de Portugal (1972), publicada pelos Serviços Geológicos de Portugal).

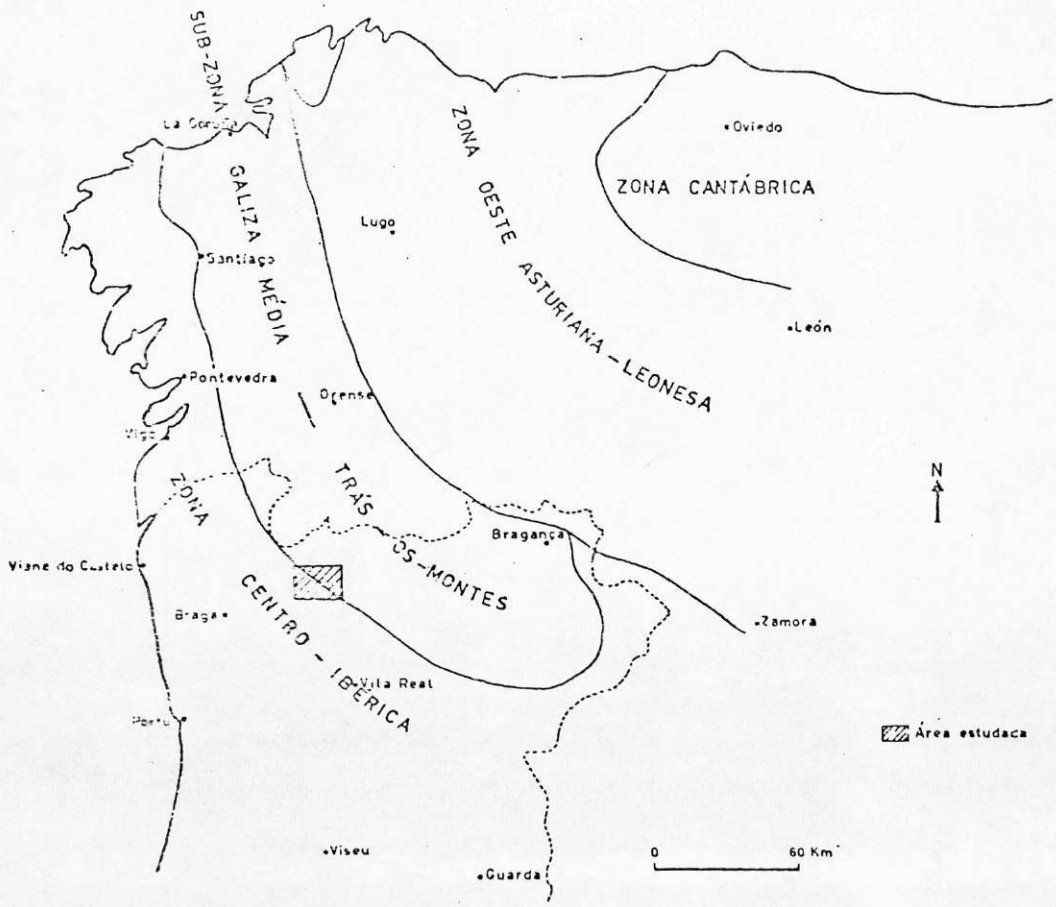


Fig.3- Zonas geológicas do Noroeste Peninsular.
(Baseada em RIBEIRO e col. 1979).

2.2. Fases de dobramento hercínicas

É de opinião unanimemente aceite que a orogenia hercínica desempenhou papel fundamental na geologia do noroeste peninsular e em particular de Portugal.

Porém já não é unânime a opinião acerca do número e idade, das fases tectónicas daquela orogenia que actuaram sobre as formações ante-mesozóicas.

Vários têm sido os autores que se têm ocupado do estudo dos terrenos ante-mesozóicos do NW Peninsular e pela maioria foi reconhecido o carácter polifásico da orogenia hercínica. Passamos de seguida a fazer uma breve e sintética análise das principais posições assumidas; devemos contudo referir que só consideraremos as fases que conduziram a deformações acompanhadas de estruturas penetrativas e de metamorfismo regional, isto é, não referiremos aquelas que conduziram essencialmente a movimentos epirogénicos.

SCHERMERHORN (1956) e OEN (1960 e 1970) consideram uma única fase de dobramento hercínico, F_1, que se traduzia pela formação de dobras com plano axial de orientação NW-SE na maior parte do Norte de Portugal, N-S na região costeira do NW, a E-W e ENE-WSW no NE português. Atribuiram a essa fase uma idade dinanciana a vestefaliana inferior; ela seria responsável por um metamorfismo orogénico do tipo Barroviano nos níveis mais profundos. Consideram ainda F_2, F_3 e F_4 contudo tais fases seriam essencialmente caracterizadas, por falhas, e dobramentos embora estes últimos muito localizados; a idade destas fases era pós-vestefaliano D (fig.4).

MATTE (1968) observou a presença sistemática de duas fases de deformação e explicou o essencial da estrutura da cadeia hercínica do NW Peninsular. Segundo esse mesmo autor a fase mais importante é F_1, e conduziu nas zonas externas à formação de "nappes" de estilo relativamente superficial e nas zonas internas a dobras, por vezes, deitadas e de grande amplitude sempre acompanhadas de metamorfismo e xistosidade. A fase F_2 é menos importante; porém não deixou de na zona interna dar origem a estruturas, com planos sub-verticais, mais ou menos paralelas às da primeira fase, que são as estruturas maiores mais evidentes. Ainda segundo MATTE (1968) as deformações hercínicas posteriores a F_2 não deram origem a megaestruturas. Quanto à idade

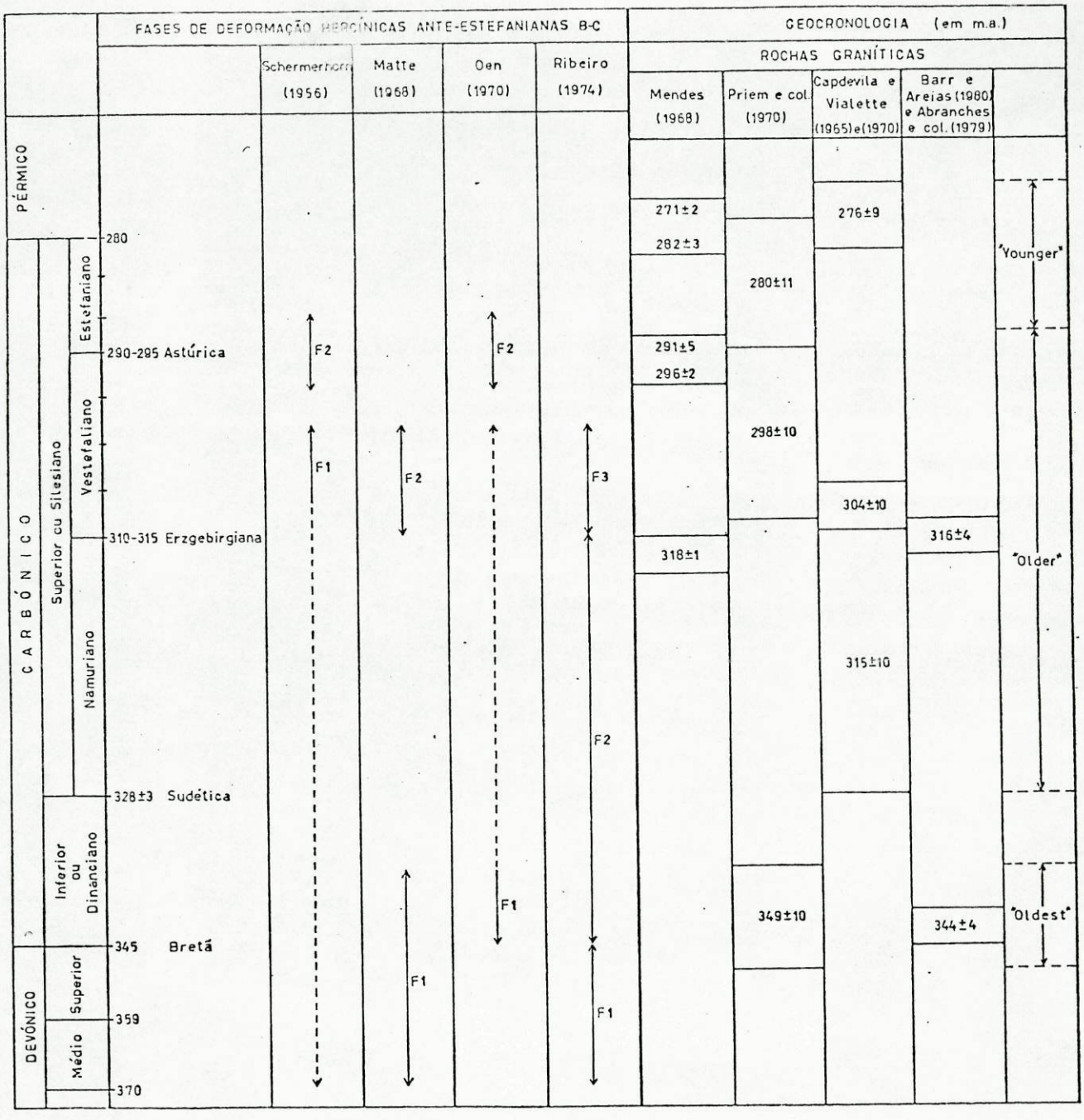


Fig.4- Esquema comparativo da cronologia das diferentes fases de deformação hercínicas com os valores das idades absolutas dos granitos hercínicos do Noroeste Peninsular.

destas duas fases principais o mesmo autor admitia que provavelmente ambas fossem anteriores ao Estefaniano médio, contudo e relativamente a F_1 admitiu que estivesse compreendida entre o Devónico inferior e o Vestefaliano. CAPDEVILA e VIALETTE (1970) atribuem uma idade Intra-Vestefaliana (304 ± 10 m.a.) a F_2.

Estudos, levados a cabo por outros autores, conduziu-os a admitir a existência de três fases de deformação de idade hercínica e de extensão regional, em diferentes sectores da cadeia hercínica do noroeste Peninsular (ZUUREN, 1969; RIBEIRO, 1970 e 1974; SOUSA, 1971; MARCOS, 1971 e 1973; MEERBEKE e col., 1973; MARTINEZ, 1974; MINNIGH, 1975; NORONHA e SAAVEDRA, 1975; RAMOS e OLIVEIRA, 1975; RIBEIRO, 1978).

THADEU (1973) em relação à zona Galiza Média-Trás-os-Montes considera F_1 como sendo a base Bretã da orogenia hercínica e F_3 como fase Astúrica, intra-vestefaliana.

RIBEIRO (1974) data, em Trás-os-Montes oriental, as três fases de deformação e considera: F_1 como contemporânea do "flysch" do Devónico superior; F_2 com uma idade compreendida entre o Devónico superior e o Namuriano (315 ± 10 m.a.); F_3 como intra-vestefaliana (305 ± 10 m.a.).

Quanto à importância de cada uma das três fases, ela é dependente do nível estrutural. No nível superior as estruturas F_1 são as mais importantes e estão bem conservadas pois às fases F_2 e F_3 correspondem essencialmente deformações pós-cristalinas. No nível intermédio as estruturas F_1 são progressivamente transpostas pelas estruturas F_2. No nível inferior, as estruturas F_1, só subsistem em domínios muito pontuais, e as estruturas cartográfeis mais antigas correspondem a estruturas F_2 (MATTE, 1968; ZUUREN, 1969; RIBEIRO, 1970 e 1974; HILGEN, 1971; MEERBEKE e col., 1973; MINNIGH, 1975; NORONHA e SAAVEDRA, 1975).

No último caso F_3 corresponde à segunda das duas fases cartografáveis donde por vezes a confusão entre o que é designado por F_2 e F_3 (NORONHA e col.,1979).

2.3. Granitos hercínicos do Noroeste Peninsular

2.3.1. Classificação

Os critérios utilizados na classificação dos granitos hercínicos do NW peninsular têm sido diversos e apesar das tentativas feitas tendo em vista uma paralelização de classificação e uma homogeneização de critérios, existe ainda uma situação confusa sobre este assunto. As classificações mais utilizadas baseiam-se, principalmente, na geocronologia, nas relações com as rochas encaixantes e nas características químicas e/ou petrográficas.

Assim, com base na geocronologia, surgiu uma classificação em três grupos; o dos "oldest granites" o dos "older granites" e o dos "younger granites",classificação esta introduzida na Península pela escola holandesa.

As classificações tectónicas não são concordantes, principalmente no que respeita à fase tectónica de deformação tomada como referência, pelo que embora havendo uma coincidência na terminologia utilizada esta pode dizer respeito a grupos geocronologicamente distintos; as designações habitualmente utilizadas são a de granitos sintectónicos, tarditectónicos e pós-tectónicos, isto tendo em conta somente os grupos cronológicos dos granitos "older" e "younger".

As classificações químico-petrográficas levaram a dois grandes grupos: o dos granitoides alcalinos de duas micas e o dos granodioritos calcoalcalinos com biotite dominante (CAPDEVILA e FLOOR, 1970). Esta classificação, como era inevitável, incluiu granitos geocronologicamente distintos, levando a que no grupo dos granodioritos surgissem dois sub-grupos, o dos granodioritos precoces e o dos granodioritos tardios.

Tendo em conta a génese dos diferentes tipos de granitos, outras classificações surgiram considerando também outros parâmetros tais como a estrutura e o modo de jazida dos maciços.

2.3.2. Modelos petrogenéticos

Genericamente a formação de rochas de composição granítica pode dar-se por três processos distintos:

- a partir da cristalização ou da diferenciação de um magma sob condições de pressão e temperatura decrescentes - origem magmática;
- por fusão completa ou parcial de rochas metamórficas em condições de pressão e temperatura crescentes - origem anatéctica;
- em condições de pressão e temperatura constantes - origem metassomática.

PRESNALL (1979) reconhece aos dois primeiros importância primordial no controlo químico das rochas ígneas, destacando para o primeiro caso o papel da cristalização fraccionada operante nos magmas ascendentes. Porém a origem dos granitos não se circunscreve exclusivamente a um destes processos e aqueles resultam, na maioria dos casos, da sobreposição no tempo de vários deles.

Os modelos petrogenéticos aplicados aos granitos do NW Peninsular têm sido numerosos.

NEIVA (1943 e 1944) propõe uma origem magmática para todos os granitos portugueses.

ASSUNÇÃO (1962) defende que os processos metassomáticos têm também papel importante na formação de diversos tipos de granitos portugueses.

OEN (1970), numa perspectiva dominantemente magmatista que caracterizava a escola holandesa dos anos 60, sugere, também, que todos os granitos hercínicos, independentemente da sua idade, são derivados de uma grande e comum câmara magmática.

CAPDEVILA e col. (1973) e CORRETGE e col. (1977) consideram dois grupos de granitoides. Os granitoides mesocrostais e os granitoides infra ou basicrostais; os primeiros seriam gerados por anatexia húmida controlada pelo metamorfismo, os segundos teriam uma origem muito mais profunda e independente dos processos metamórficos.

Verifica-se que os locais de produção dos granitóides infra ou basicrostais estão geralmente situados sobre as mesmas verticais que as fontes térmicas do metamorfismo regional com o qual estão relacionados os granitos mesocrostais (CAPDEVILA e col.1973). Este facto levou BEA e UGIDOS (1976) a proporem que os granitos mesocrostais tenham sido produzidos por uma anatexia induzida pelos granitos mais profundos, os infra ou basicrostais.

WHITE e col. (1977) baseando-se em critérios essencialmente petrográficos, que consideram mais importantes que as análises químicas, distribuiram os granitos do NW Peninsular por dois grupos; os do tipo S e os do tipo I, sendo os primeiros os mais representados. Os granitos tipo S, teriam derivado do ultrametamorfismo de rochas que sofreram processos de meteorização e sedimentação e os do tipo I, teriam tido a sua origem em rochas pré-existentes mas de origem ígnea sendo portanto totalmente alheios a processos sedimentares.

No quadro 1 apresentam-se em síntese as várias classificações que têm sido propostas para os granitos do NW peninsular.

Para explicar a variedade química e mineralógica que se observa habitualmente nas rochas ígneas tem-se normalmente que recorrer a um ou mais processos que justifiquem tal diversidade. Se se admitir a existência de um magma primário que em si pode ser gerado por processos distintos (fusão parcial e/ou diferenciação magmática) existem vários tipos de processos evolutivos para explicar produtos derivados. A diferenciação, a assimilação e a mistura de magmas são os processos que podem justificar a ocorrência de magmas derivados a partir de um dado magma primário. Porém, com fusão parcial em condições de metamorfismo crescentes, vários magmas podem ser sucessivamente isolados conduzindo também a rochas ígneas diferentes. Diversidade mineralógica e química pode também resultar da acção metassomática de fluidos mais tardios, sobre magmas já em grande parte cristalizados e onde consequentemente as associações de minerais primários podem ser modificadas em diferentes graus de intensidade.

Origem do plutonismo	Composição das fácies mais comuns	Características químicas		Cronologia
Granitoides mesocrostais	Leucogranitos	Alcalinos	Aluminosos	"Oldest" e/ou "Older"
	Granitos	Calcoalcalinos		
	Granodioritos de anatexia			
Granitoides Infra ou Basicrostais	Granodioritos e Adamelitos precoces		Por vezes aluminosos	
	Granodioritos e Adamelitos tardios			"Younger"

Quadro 1- Classificação das rochas graníticas e granitoides do Noroeste Peninsular.

Fenómenos tão distintos e complexos seguramente que não ocorrem isolados no grande laboratório da natureza e tal conduz a resultados que só dificilmente podem ser interpretados.

Fruto de tal complexidade, as interpretações genéticas, no que respeita aos granitos do NW peninsular, são diversas.

Os granitóides infra ou basicrostais constituem normalmente um grupo bastante heterogéneo devido aos tipos de fácies que englobam pois, entre outros, incluem tonalitos e granodioritos com biotite e horneblenda, granodioritos e granitos biotíticos.

CAPDEVILA e col. (1973) propõem para a génese destas rochas dois processos genéticos: diferenciação magmática a partir de material básico infracrostal e fusão seca de material crostal que se misturou com produtos básicos infracrostais.

BEA (1976) conclui por um processo de fusão parcial basicrostal a partir de material de natureza anfibolítica para justificar tal diversidade química e mineralógica.

ALBUQUERQUE (1971 e 1978) considera mais do que um grupo de rochas, geneticamente distintas no grupo dos granitóides infra ou basicrostais e mais concretamente no dos granodioritos e adamelitos tardios de CAPDEVILA e col. (1973). Considera o grupo dos tonalitos e granodioritos biotíticos para os quais conclui por uma génese devida a hibridização em zonas profundas com homogeneização antes da instalação (a variedade litológica seria devida a diferentes graus de hibridização de material máfico por um magma granítico e não a fenómenos de diferenciação magmática) e um grupo de rochas cuja composição corresponde à de granodioritos e granitos biotíticos para o qual exclui o papel da diferenciação magmática preconizando o processo de fusão parcial de grauvaques e pelitos para explicar a diversidade petrográfica existente.

BARR e AREIAS (1980), para um grupo de rochas semelhantes às que ALBUQUERQUE preconiza uma génese por um processo de fusão parcial, concluem por uma génese por anatexia de rochas metassedimentares seguida da diferenciação de um magma calcoalcalino.

IBARGUCHI (1980) para rochas semelhantes aos tonalitos, que designou por vaugnéritos, conclui que resultam da cristalização de um magma produzido por fusão parcial de resíduos mesocrostais.

Os granitos mesocrostais e mais concretamente os leucogranitos são considerados por CAPDEVILA e col. (1973) como estreitamente controlados pelo metamorfismo regional e preconizam-lhe uma génese por anatexia húmida.

BEA e UGIDOS (1976) e CORRETGE e col. (1977) incluem os leucogranitos numa série de afinidade alcalina e, embora considerando que por critérios de campo ela é perfeitamente diferenciável da série calcoalcalina, apresenta com esta fenómenos de convergência geoquímica havendo mesmo muita semelhança entre as fácies mais evoluídas de cada uma das séries; estes factos levam os primeiros autores a considerar que os leucogranitos não foram gerados por um processo anatéctico simples mas sim uma anatexia induzida em que intervieram fluidos e elementos químicos de magmas calcoalcalinos.

NEIVA (1973) conclui, para rochas semelhantes e aflorantes no Norte de Portugal, que a diversidade petrológica e química é devida a diferentes pulsações magmáticas e em que os diferentes magmas seriam resultantes de refusões parciais; isto é, esta autora justifica cada uma das fácies graníticas por uma pulsação distinta.

BOISSAVY-VINAU e col. (1979) estudando granitos da região de Viseu e pertencentes ao grupo dos "younger granites" consideram que os granitos têm uma origem crostal e que a diversidade de fácies é devida a um processo de diferenciação magmática por cristalização fraccionada.

2.3.3. Idade

A idade dos granitos do Noroeste Peninsular tem sido objecto de várias publicações, contudo constitui um assunto ainda controverso.

NEIVA (1944) admitia que todos os granitos, que afloram no Maciço Hespérico, estavam em relação com um mesmo magma granítico de quimismo calcoalcalino cuja intrusão se teria dado aquando da fase Saálica da orogenia hercínica; por conseguinte para este autor todos os granitos do Norte de Portugal eram pós-estefanianos e ante-triássicos. Mais recentemente este mesmo autor, NEIVA (1972), considera para o Norte de Portugal, três grupos de granitos que designou por: granito antigo; granitos concordantes com a estrutura hercínica, provavelmente relacionados com a fase Astúrica; e granitos discordantes, estes últimos provavelmente em relação com a fase Saálica da orogenia hercínica.

TEIXEIRA (1945 a 1976) considera dois grupos principais de granitos os granitos ante-hercínicos, onde entre outros inclui os granitos do Porto e Portalegre, e os granitos hercínicos; ao primeiro destes grupos atribui, uma idade ante-ordovícica e posterior ao complexo xisto-grauváquico; ao segundo, uma idade pós-estefaniana B-C e ante-pérmica, isto é, em relação com a fase Urálica dos movimentos hercínicos.

SCHERMERHORN (1956), OEN (1958 a 1970), PRIEM e col. (1970) consideram que a maior parte, senão todos, os granitos do Noroeste Peninsular são hercínicos e subdividem-nos em dois grupos, o dos granitos antigos "older granites" formados antes do Estefaniano-médio (298 ± 10 m.a.) e o dos granitos jovens "younger granites" (280 ± 11 m.a.) que se teriam instalado entre o limite do Carbónico e do Pérmico.

OEN (1970) e PRIEM e col. (1970) além destes dois grupos consideram existir na Galiza um terceiro grupo de granitos hercínicos de idade mais antiga "oldest granites" cuja idade seria devónica superior ou dinanciana (349 ± 10 m.a.).

OEN (1970) inclui nos granitos antigos, que subdivide em granitos sintectónicos e granitos tardi-sintectónicos, os granitos e migmatitos da região do Porto (autóctones) e todos os granitos de duas micas de grão médio ou grosseiro mais ou menos ori-

entados, por vezes homogéneos ou porfiróides (parautóctones). Considera como granitos recentes, magmáticos, intrusivos, pós-tectónicos relativamente à sua F_1, os granitos porfiróides de grão essencialmente grosseiro, ricos em biotites e feldspatos potássicos ou ainda equigranulares de grão fino a médio, mas igualmente ricos em biotite.

Recorrendo a determinações de idades absolutas foram efectuados estudos principalmente por MENDES (1968) e PRIEM e col.(1970) e, mais recentemente, por ABRANCHES e col. (1979) e BARR e AREIAS (1980). MENDES relativamente a rochas graníticas portuguesas concluiu que as datações absolutas, processadas quer sobre rochas totais quer sobre minerais dessas rochas, permitiam estabelecer cinco grupos de idade diferentes para o período que compreende a orogenia hercínica cujas características são as seguintes:

271 ± 2 m.a., 282 ± 3 m.a., 291 ± m.a., 296 ± 2 m.a. e 318 ± 1 m.a.

O grupo de idade 271 m.a. associou-o à fase Saálica e aos granitos da "Beira"; o de 282 m.a. correlacionou-o com "fases complexas hercínicas" e muito provavelmente também ligado a fenómenos de granitização; os grupos dos 291 m.a. e 296 m.a. diz deverem corresponder ao rejuvenescimento de minerais mais antigos e associa-os à fase Astúrica que considera uma fase complexa; finalmente o grupo de idade com 318 m.a. associa-o à fase Sudética e a fenómenos de granitização.

No esquema da figura 4 podem comparar-se os valores de idades absolutas encontrados por MENDES com os valores que entretanto foram encontrados por diversos autores para rochas graníticas do Noroeste Peninsular.

No quadro 2 estão registados os valores de idades absolutas, calculadas em rocha total pelo método do Rb/Sr, relativos a granitos hercínicos do norte de Portugal e Galiza. Da análise desses valores pode concluir-se que:

- não existe uma fronteira nítida entre o grupo dos granitos "younger" e o dos "older" isto se considerarmos os intervalos que presidiram à sua definição. Por exemplo para granitos da cidade do Porto, considerados como "older", PRIEM e col.(1967) encontraram valores que variam entre os 297 ± 10 e 307 ± 10 m.a. e

Localidade		Idade	Autor
Gondomar (P)	O	315 ± 87	MENDES (1968)
Guarda (P)	Y	278 ± 10	PRIEM e col.(1967)
Guarda (P)	Y	283 ± 10	"
Guarda (P)	Y	285 ± 10	"
Trancoso (P)	Y	288 ± 10	"
Trancoso (P)	Y	281 ± 10	"
Amarante (P)	Y	290 ± 15	"
Amarante (P)	Y	292 ± 15	"
Sernancelhe (P)	O	310 ± 10	"
Sernancelhe (P)	O	292 ± 15	"
Trancoso (P)	O	304 ± 15	"
Porto (P)	O	306 ± 10	"
Porto (P)	O	307 ± 10	"
Porto (P)	O	297 ± 10	"
Porto (P)	O	305 ± 10	"
Carril (E)	OST	369 ± 10	PRIEM e col.(1970)
Carril (E)	OST	343 ± 10	"
La Guardia (E)	OST	330 ± 10	"
Lage (E)	OST	352 ± 10	"
Traba (E)	Y	280 ± 11	PRIEM e col.(1965)
Berlenga (P)	Y	286 ± 15	"
Puebla de Parga(E)	O	312 ± 10	CAPDEVILA e VIALETTE (1970)
Friol (E)	O	304 ± 10	"
Forgoselo (F)	O	303 ± 10	"
Viana (P)	Y	316 ± 4	BARR e AREIAS(1980)
Porto (P)	O	344 ± 4	ABRANCHES e col.(1979)

OST - "oldest" ; O - "older" ; Y - "younger".

Quadro 2- Idades de granitos hercínicos do norte de Portugal e Galiza.

para o granito de Amarante que consideraram como "younger" 290 ± ± 15 e 292 ± 15 m.a.. BARR e AREIAS (1980) relativamente a um grupo de granitos que inclui um de fácies semelhante ao granito de Amarante (granito porfiróide, biotítico de grão grosseiro) encontraram idades de 314 ± 4 m.a. facto que vem contribuir para uma maior incaracterização do que estava classificado de "older" e "younger"; ALBUQUERQUE (1971) relativamente a idades K/Ar de biotites de granitos do grupo "younger" (280 ± 11) referiu valores de 298 ± 6 a 308 ± 7 m.a.;

- os diferentes grupos de idades se podem considerar incluidos em três conjuntos distintos: um mais antigo ante-namuriano; um intermédio pós-dinanciano e ante-vestefaliano D; finalmente um mais recente pós-estefaniano C. No segundo conjunto são enquadráveis os grupos 315 ± 10 e 304 ± 10 m.a. definidos por CAPDEVILLA e VIALETTE (1970) e RIBEIRO (1974) e que correspondem respectivamente aos granodioritos precoces, relativamente a F_3 e, aos granitos sintectónicos;

- o valor de 344 ± 4 m.a. encontrado por ABRANCHES e col. (1979) para os granitos da região do Porto é comparável a outros existentes para granitos gnaíssicos da Galiza, o que sugere que também em Portugal estão representados os granitos "oldest" dos autores holandeses.

3. GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA

No estudo metalogénico de um jazigo a primeira parte deve consistir na caracterização do seu contexto geológico.

Após o levantamento geológico da área correspondente à do Couto Mineiro da Borralha (NORONHA, 1972) e o reconhecimento geológico do seu contexto regional verificamos que o Jazigo da Borralha estava localizado na vizinhança de três maciços graníticos distintos - maciços da Serra do Gerês, Serra da Cabreira e Serra do Barroso. Impunha-se, portanto, o conhecimento geológico de uma área que permitisse o relacionamento dos três maciços graníticos entre si e destes com o jazigo, razões pelas quais seleccionamos a área que vamos passar a descrever e à qual demos a designação de "Área da Borralha".

A "Área da Borralha" está situada a norte do rio Douro, a cerca de 20 km da fronteira com a Espanha e no limite das províncias do Minho e de Trás-os-Montes e Alto Douro, razão pela qual se distribui por terras dos distritos de Braga e Vila Real. Tem uma superfície de 300 km2 e está limitada pelas paralelas P=530 km e P=525 km e meridianas M=205 km e M=225 km.

Os mapas 1.1 a 1.3 representam a geologia da "Área da Borralha" à escala 1:25 000. Foram elaborados após levantamento geológico e observação de fotografias aéreas à escala 1:26 000 e 1:15 000. No trabalho de campo foram utilizadas as folhas 44 (Ruivães), 45 (Alturas de Barroso), 58 (Salto) e 59 (Dornelas) à escala 1:25 000 da carta militar de Portugal publicada pelos Serviços Cartográficos do Exército.

Do conjunto cartografado podem, no essencial, distinguir-se três tipos de formações geológicas recortadas por densa fracturação:

- as metassedimentares;
- as graníticas e granitóides;
- os filões quartzosos e aplitopegmatíticos, mineralizados ou não, encaixados indiferentemente nas rochas graníticas ou nas metassedimentares.

3.1. Formações metassedimentares

3.1.1. Generalidades

Como já referimos a região estudada está distribuída por duas das grandes zonas geológicas do NW da Península Ibérica, a sub-zona Galiza Média-Trás-os-Montes e a zona Centro Ibérica (domínio do Douro inferior), sem que contudo se assinale a presença do importante cavalgamento que costuma definir o contacto entre as referidas zonas (fig.3).

As rochas metamórficas da área em estudo, que são na sua maioria de origem sedimentar, constituem no seu conjunto parte do afloramento ainda mais vasto, que se estende para SE até à Serra do Alvão, zona onde é interrompida por formações graníticas que se desenvolvem no mesmo sentido do grande acidente tectónico que é a falha Régua-Verin. A nascente desta falha afloram de novo formações metamórficas, que constituem como que o prolongamento do afloramento atrás referido, e que se estende até Trás-os-Montes oriental constituindo parte indubitável da Zona Galiza Média-Trás-os-Montes dada a presença do cavalgamento que leva à sobreposição das formações que constituem esta zona sobre as da zona Centro Ibérica e designado por cavalgamento transmontano (RIBEIRO, 1974). Este mesmo autor caracterizou estratigraficamente, e para Trás-os-Montes Oriental, a zona exterior e a zona interior ao cavalgamento cujas fácies agrupou naquilo que designou por domínio do Douro inferior e domínio Transmontano respectivamente; o domínio transmontano subdividiu-o ainda em unidade centro-transmontana e unidade peri-transmontana cada uma delas bem caracterizada estratigraficamente.

No que respeita à área estudada são várias as limitações para o estabelecimento de uma escala estratigráfica, pois encaramos desde logo com vários problemas que vão desde a ausência de fósseis até às dificuldades de interpretação que advêm do facto de a zona ter estado sujeita a uma tectónica e a um metamorfismo regional hercínicos de relativa intensidade.

Contudo tentaremos a seguir definir quais as fácies litológicas presentes e estabelecer a sua possível sucessão estratigráfica. A partir daí, compararemos essa sucessão com as sucessões

já estabelecidas em Trás-os-Montes oriental por RIBEIRO (1974), e em Trás-os-Montes ocidental por PRIEM (1962) e MAIJER (1965).

3.1.2. Litologia

No seu conjunto as formações metassedimentares constituem uma espessa sequência constituída, na sua maior parte, por rochas de natureza pelítica e psamítica. Os micaxistos e os micaxistos quartzosos são as rochas dominantes, mas na sequência estão presentes outros tipos litológicos embora com representação mais sub-alterna é o caso dos quartzitos, quartzitos xistentos, liditos, ampelitos e dos micaxistos quartzo-feldspáticos.

Deve assinalar-se também a existência de outras rochas, embora de natureza específica, que ocorrem também interestratificadas naquela sequência, é o caso das rochas calcossilicatadas, das rochas anfibólicas e dos vulcanitos ácidos.

Os micaxistos e os micaxistos quartzosos, definem no seu conjunto uma sequência monótona de rochas acinzentadas de tons claros ou escuros que quando alterados adquirem tonalidades amarelo-acastanhadas a vermelho-acastanhadas, exibindo xistosidade bem desenvolvida mormente nas zonas de mais baixo metamorfismo. A xistosidade é paralela à estratificação, esta geralmente definida pela alternância de camadas ricas e pobres em quartzo. São as rochas mais abundantes da unidade metassedimentar e é, geralmente, interestratificados com elas que ocorrem os outros tipos litológicos.

Micaxistos quartzo-feldspáticos são rochas listradas devido à alternância de leitos milimétricos, claros, constituídos essencialmente por quartzo e albite e, escuros essencialmente biotíticos. Os leitos dispõem-se paralelamente à xistosidade principal. A alternância de leitos mineralogicamente distintos leva a pensar numa diferenciação metamórfica já considerável, facto aliás presente noutros tipos litológicos.

Quartzitos ou arenitos quártzicos estão também presentes embora em camadas relativamente pouco possantes. São rochas de cor clara e de granulometria fina a média essencialmente quártzicos e praticamente isentos de matriz pelítica. Os quartzitos, em alguns casos, passam lateralmente a liditos. Estes são rochas duras, de

cor negra em que além do quartzo abunda matéria orgânica sedimentar fóssil, que no seu conjunto exibem aspecto listrado característico. Os liditos por sua vez podem passar lateralmente a rochas menos ricas em quartzo e consequentemente menos maciças e mais ricas em matéria orgânica e com xistosidade bem marcada, os ampelitos. Todavia quer os liditos quer os ampelitos ocorrem também isolados e interestratificados no seio da sequência.

Quartzitos listrados (quartzitos micáceos) são rochas de aspecto mais ou menos bandado (bandas do mm a alguns centímetros) devido à alternância de leitos quartzosos, de textura sacaroide, com leitos mais ou menos lenticulares de minerais filitosos.

As rochas calcossilicatadas ocorrem em níveis muito descontinuos que raramente se podem seguir lateralmente durante vários metros e cuja possança varia de escassos centímetros a cerca de 0,5 m. São rochas duras de granularidade fina de cor cinzenta escuro-azulada quando sãs, mas que apresentam quase sempre uma zona superficial alterada com cor amarelada. Apresentam um aspecto mosqueado devido à presença de pequenos cristais de granada. A maioria das ocorrências apresenta-se com uma estrutura listrada paralela à xistosidade principal. Rochas semelhantes a estas receberam a designação de "rochas do tipo metagrauváquico" (FERREIRA PINTO, 1979) e de quartzitos anfibólico-granatíferos (PELLITERO, 1980).

Rochas anfibólicas foram cartografadas em dois pontos distintos da área estudada. Constituem níveis macroscopicamente bem definidos heterogéneos constituídos por rochas de tonalidade variável entre verde-escuro, a esbranquiçado, granularidade também variável, e cobertas por uma capa de cor castanha escuro muito provavelmente devido à oxidação dos sulfuretos visíveis macroscopicamente. Ao contrário das rochas calcossilicatadas ocorrem em camadas mais possantes, cerca de 1 m, e são rochas maciças de estrutura não listrada, nas quais podem observar-se macroscopicamente cristais de anfíbola. As condições de afloramento são deficientes para uma correcta amostragem porém o estudo de algumas lâminas revelou tratarem-se de rochas de composição mineralógica semelhante às que têm sido descritas por vários autores e que deles têm recebido a designação de rochas anfibólicas bandadas (MAIJER, 1965), rochas calcossilicatadas (RAMOS e OLIVEIRA, 1975), corneanas calcossi-

licatadas (FERREIRA PINTO, 1979) e "skarnoides" (ARRIBAS, 1979a).

A cerca de 200 m da barragem do Cambedo e na estrada que se dirige para o Ferral e Paradela foi assinalada uma rocha dura, sã, de granularidade fina, de cor esverdeada mas essencialmente caracterizada por uma foliação evidenciada pela alternância de leitos brancos com leitos de tonalidade verde. O estudo microscópico revelou uma rocha essencialmente constituída por quartzo, albite e clorite sendo de referir que o acessório mais frequente é a esfena. Classificamos estas rochas como metavulcanitos ácidos. Noutros pontos foram assinaladas rochas com características semelhantes, podendo porém considerar-se como sendo de ocorrência relativamente pouco frequente.

3.1.3. Estratigrafia

Embora constituindo uma sequência mais ou menos monótona, as rochas metassedimentares da área estudada, parecem constituir no seu todo um conjunto que pode ser subdividido em três subconjuntos com características litológicas diferentes. Assim a análise fotogeológica da área correspondente às formações metassedimentares permite logo individualizar um sub-conjunto que possui uma litologia mais específica que condiciona a morfologia mais acidentada do eixo Borralha-Cerdeira-Lousa com orientação paralela à da xistosidade principal e também à da estratificação. Esse sub-conjunto que designaremos por B, funciona como referência relativamente aos dois outros, separando-os; é caracterizado por uma litologia em que os micaxistos quartzosos, ricos em quartzo de exsudação, dominam relativamente aos outros micaxistos e aparecem preferencialmente associados a quartzitos e quartzitos listrados.

O sub-conjunto A, estratigraficamente em posição superior relativamente a B, é monótono e dominantemente constituído por micaxistos. Estes apresentam-se ainda associados a micaxistos quartzosos principalmente na zona de A mais próxima de B. São comuns as intercalações de liditos, ampelitos, micaxistos quartzo-feldspáticos e níveis de rochas calcossilicatadas. Os vulcanitos ácidos mais característicos ocorrem neste sub-conjunto.

O sub-conjunto C em posição inferior relativamente a B é litologicamente caracterizado pelo facto de nele serem nitidamente mais abundantes os níveis de ampelitos e liditos, sendo os micaxis

tos por vezes carbonosos.

Comparamos a sequência litoestratigráfica da área em estudo com as sequências estabelecidas por PRIEM (1962) e MAIJER (1965) para as formações Ordovícico-Silúricas do Marão (Trás-os-Montes ocidental) e por RIBEIRO (1974) para as formações da mesma idade mas em Trás-os-Montes oriental (fig. 5).

PRIEM e MAIJER para a região do Marão definiram uma sequência estratigráfica subdividida em três unidades que, da mais antiga para a mais recente, são respectivamente "quartz-schist formation", "graphite schist formation" e "sericite-schist formation" a primeira das quais limitada superiormente pelo "iron-rich horizon" e a segunda caracterizada pela ocorrência de rochas calcárias no seu topo. RIBEIRO (1974) para o Domínio do Douro inferior, que como a região do Marão pertence à zona Centro-Ibérica, definiu uma sequência estratigráfica que é correlacionável com as definidas por PRIEM e MAIJER, nomeadamente através do horizonte ferrífero que aquele autor codificou com O_{2b}. Assim: a "sericite-schist formation" é correlacionável com a "formação infra-quartzítica" do domínio do Douro inferior, $S_2 - S_3$; a "graphite-schist formation" deve corresponder no seu essencial à "formação xistosa". O_3, uma vez que o "iron-rich horizon" corresponde à parte superior da "formação quartzítica superior", O_{2a} (fig.5).

Dada a posição geo-estrutural do sector estudado desde logo se nos afigura como mais lógica uma comparação com a sequência estabelecida por RIBEIRO (1974) para o sub-domínio peri-transmontano, uma vez que ambos se situam na zona geotectónica Galiza-Média-Trás-os-Montes. Àquela sequência foi atribuída, por aquele autor uma idade silúrica e pode esquematizar-se do modo seguinte:

PT 1- Xistos inferiores;
PT 2- Grés quartzíticos inferiores, associados a ampelitos, liditos, metavulcanitos ácidos e rochas calcossilicatadas;
PT 3- Complexo de xistos, grauvaques e grés impuros;
PT 4- Grés quartzíticos superiores;
PT 5- Xistos superiores;
PT 6- Xistos e grauvaques culminantes.

Dada a litologia do sub-conjunto B, da região da Borralha,

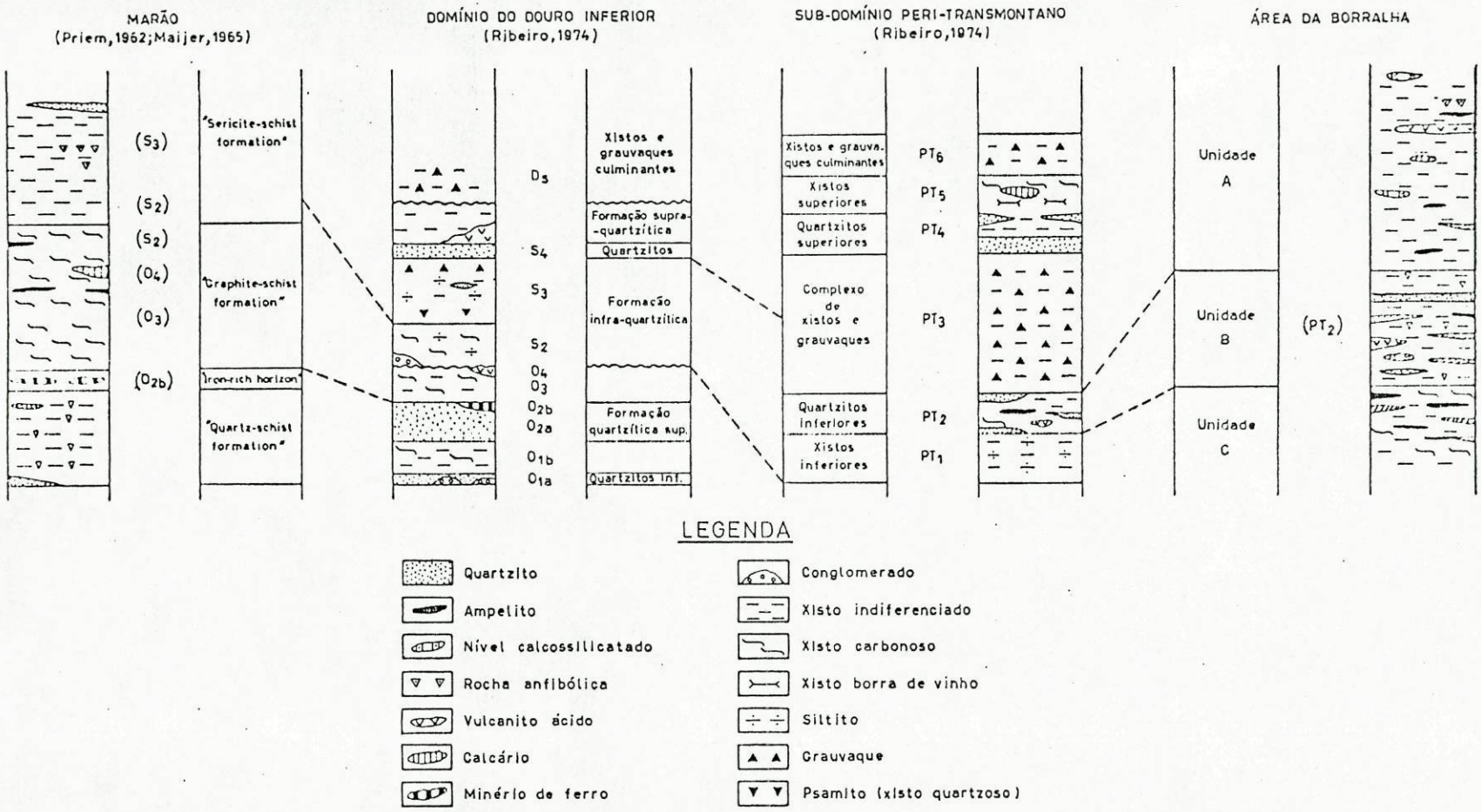


Fig.5- Logs litoestratigráficos.

esta é comparável com os horizontes PT 2 ou PT 4. Porém as afinidades são maiores com o horizonte PT 2, devido quer às características dos grés quer à associação destes com liditos, ampelitos e rochas calcossilicatadas. Os grés quartzíticos superiores, PT 4, embora podendo ter características semelhantes aos inferiores, são mais contínuos e mais espessos e por vezes feldspáticos; além disso os xistos que se lhe sobrepõem possuem características que são diferentes das dos xistos do sub-conjunto A, pois aqueles são ou carbonosos ou do tipo borra de vinho.

Os horizontes PT 1 e PT 3 possuem por seu lado, características litológicas idênticas às dos sub-conjuntos C e A respectivamente. Assim: a série inferior é composta por uma alternância de filádios e filádios quartzosos com algumas intercalações de psamitos de grão fino assim como de xistos carbonosos; o complexo de xistos é espesso e monótono e aqueles encontram-se associados a siltitos e psamitos de grão fino só depois dando lugar a grauvaques sem que deixem de estar presentes intercalações de liditos.

RIBEIRO (1974) em Trás-os-Montes oriental correlacionou as sequências que estabeleceu no sub-domínio peri-transmontano com as do domínio Douro-inferior e concluiu que a "formação infra-quartzítica" é correlacionável com parte do complexo de xistos e grauvaques (PT 3), grés quartzíticos inferiores (PT 2) e xistos inferiores (PT 1), isto é, com a parte inferior da sequência do sub-domínio Peri-transmontano.

Se correlacionarmos a sequência estabelecida na área estudada com a da região do Marão estamos a proceder a uma correlação semelhante à descrita no parágrafo anterior; uma vez que já procedemos à correlação entre a região do Marão e o domínio do Douro inferior ser-nos-à possível uma vez mais correlacionar a área estudada com Trás-os-Montes oriental.

Pelas suas características litológicas, nomeadamente dada a ausência de conglomerados intra-formacionais e de possantes camadas de rochas grauvacoides as formações metassedimentares do sector estudado não pertencem ao complexo xisto-grauváquico ante-ordovícico.

A inexistência de horizontes ferríferos, de rochas calcárias e de abundantes xistos grafitosos leva-nos a considerar que a sequência metassedimentar da região da Borralha não se identifica com a "graphite-schist formation" da região do Marão. A ausência de

grés quartzíticos comparáveis aos quartzitos armoricanos do Ordovícico inferior e a presença quer de rochas anfibólicas quer de rochas calcossilicatadas leva-nos a considerar as unidades A e B da sequência estudada como semelhantes à "sericite-schist formation" da região de Amarante. A unidade C corresponderia assim ao topo da "graphite-schist formation". Ora como já referimos, a "sericite-schist formation" é correlacionável com a "formação infra-quartzítica" S_2-S_3 do domínio Douro-inferior que RIBEIRO correlaciona com PT 1, PT 2 e parte de PT 3 do sub-domínio peri-transmontano. Assim se pode reforçar o que já expusemos mais atrás, que os quartzitos da nossa unidade B, são correlacionáveis com os grés-quartzíticos inferiores de Trás-os-Montes oriental.

Admitindo que os quartzitos e grés quartzíticos do sub-conjunto B são correlacionáveis com os grés quartzíticos inferiores do sub-domínio peri-transmontano (PT 2) que por sua vez estão correlacionadas com os grés quartzíticos de S_3 do domínio Douro-inferior (RIBEIRO, 1974) a sua idade será semelhante à destes. PRIEM (1962) atribui à "sericite-schist formation" uma idade correspondente à do Gotlandiano superior (pós-Landoveriano); RIBEIRO (1974) atribui àquelas formações uma idade Landoveriana.

3.1.4. Tectónica de dobramento

A estrutura da região estudada denuncia a existência de pelo menos três fases de dobramento.

A primeira fase (F_1), manifesta-se por pequenas dobras isoclinais que se apresentam normalmente redobradas pelas fases de dobramento posteriores. A esta fase correspondeu a formação de uma xistosidade de fluxo, S_1, dificilmente observável macroscopicamente, mas evidenciada microscopicamente por alinhamento, de pequenas palhetas de moscovite e de biotite, que faz um ângulo de cerca de 30° com a direcção da xistosidade principal (fotos 1 e 2). A existência daquilo que consideramos ser uma textura helicítica, observável em porfiroblastos de andaluzite (que consideramos sin-fase 2), é também facto a favor da existência desta fase F_1 (fotos 3 a 6).

A segunda fase (F_2) manifesta-se por dobras de eixo com inclinação variável, mas com valores geralmente superiores a 50°, de direcção também variável. Conduziu à formação de uma xistosidade de fluxo, S_2 que é a principal xistosidade cartografável com uma direcção compreendida entre N100°E e N130°E e com inclinação variável (mapa 1.2).

A terceira fase (F_3) foi a responsável pelos grandes dobramentos da região (ver perfis 1). Traduz-se habitualmente por dobramentos de S_2, na maioria dos casos, visíveis macroscopicamente; estes dobramentos possuem eixos com fraca inclinação, 5° a 30°, e geralmente mergulhando para NW (N290° a N310°); nas zonas de charneira ocorre geralmente uma xistosidade de crenulação com direcção semelhante à de S_2 mas com uma inclinação que varia de 70°N a 70°S, mas geralmente sub-vertical. É frequente uma lineação l_3 que corresponde a uma crenulação de S_2 e cuja atitude é semelhante à dos eixos dos dobramentos de F_3 (fotos 7 e 8).

A área estudada está situada num nível estrutural baixo pelo que as estruturas de F_1 foram transpostas pelas estruturas de F_2 sendo estas as estruturas, cartografáveis, mais antigas.

O sector mais SW, da zona metassedimentar corresponde ao flanco NW de um anticlinal, cujo núcleo se encontra ocupado pelos granitos de duas micas que constituem a serra da Cabreira; novas formações metamórficas só ocorrem muito mais a SW já na região de Cabeceiras de Basto (perfis 1.1 e 1.2).

O conjunto metamórfico da área estudada corresponde a um sinclinal, conservado entre maciços graníticos sintectónicos, cuja zona axial se desenvolve no eixo Vila Pequena - Viveiros (mapa 1.2) e daí advem o facto da xistosidade S_2 a SW daquele eixo mergulhar para NE e a NE inclinar para SW. É nesta zona axial que é evidente a xistosidade, S_3, sub-vertical; isto é, estes dobramentos maiores são devidos a F_3.

3.1.5. Petrografia

3.1.5.1. Rochas pelíticas

As rochas pelíticas da região estudada encontram-se consideravelmente afectadas por metamorfismo. Função das associações minerais presentes e do modo de ocorrência das rochas nas quais foram definidas tais associações foi possível distinguir três zonas de metamorfismo e traçar três isogradas. Por ordem crescente do grau de metamorfismo consideramos as seguintes zonas (mapa 1.2):

- zona da biotite (isógrada da biotite);
- zona da andaluzite-fibrolite (isógrada da andaluzite);
- zona da andaluzite-cordierite (isograda da cordierite).

Zona da biotite

Nesta zona observamos as seguintes associações minerais:

moscovite-biotite
moscovite-biotite-clorite
moscovite-biotite-granada
moscovite-biotite-albite

O quartzo está sempre presente; acessoriamente podem existir zircão, turmalina e opacos.

As rochas desta zona caracterizam-se por possuir textura lepidoblástica definida pela orientação de pequenos cristais de moscovite e de biotite, biotite I, que se dispõem paralelamente e com os seus eixos maiores orientados(1), definindo nítida xistosidade (S). O quartzo mais ou menos abundante, consoante a rocha se trata de um micaxisto ou de um micaxisto quartzoso, tem tendência a agregar-se constituindo finos leitos que se dispõem paralelamente aos leitos filitosos. Nas rochas que designamos por micaxistos quartzo-feldspáticos, que ocorrem nesta zona, o quartzo apresenta-se intimamente associado à plagioclase; esta é uma albite, em pequenos e limpos cristais subédricos com fina clivagem e maclagem ou em cristais de contorno irregular que em luz natural se apresentam pouco límpidos, dada a abundância de minúsculas inclusões de

---

(1) lâminas talhadas perpendicularmente à xistosidade principal (S_2).

opacos e por vezes também à existência de finas palhetas de filitos associadas a pequeníssimos glóbulos de quartzo. Nesta última forma de ocorrência, aquele feldspato só por vezes está maclado e segundo a lei da albite.

Os leitos filitosos dos micaxistos quartzo-feldspáticos são dominantemente constituídos por biotite. A moscovite presente, muito provavelmente, resulta da alteração da biotite.

Nas rochas desta zona pode ocorrer um segundo tipo de biotite, biotite II. Esta apresenta-se em pequenos cristais anédricos secantes relativamente à xistosidade principal ou em pequenos porfiroblastos, euédricos, também secantes relativamente a S. Estes porfiroblastos são visíveis macroscopicamente, e na rocha sã conferem-lhe aspecto característico, dado o realce dos pequeninos (2 mm) rectângulos negros sobre um fundo acinzentado.

De referir que esta biotite pode em alguns casos apresentar-se totalmente cloritizada; a clorite apresenta, inclusões que lhe provocam halos pleocroicos.

A biotite ocorre também em agregados que no seu conjunto formam como que lentículas ou "ninhos" constituídos por vários cristais dispostos desordenadamente relativamente a S. Contudo aqueles cristais que constituem a lentícula, no seu todo, são concordantes com S, observando-se mesmo em alguns casos uma adaptação de S em torno das referidas lentículas. Também estas biotites se apresentam por vezes parcialmente cloritizadas.

A granada é um mineral que pode ocorrer nos micaxistos desta zona. Apresenta-se em porfiroblastos de pequenas dimensões, por vezes de textura helicítica onde pequenas inclusões de quartzo definem uma xistosidade interna (Si) geralmente sub-paralela à xistosidade externa (Se). Esta última apresenta-se geralmente deformada em torno dos porfiroblastos que na maioria dos casos são sub-arredondados, mas que podem também ser alongados e neste caso dispõem-se com o eixo maior paralelamente a S. A granada pode também ocorrer intimamente associada ao quartzo, constituíndo leitos milimétricos no seio dos micaxistos.

Pode apresentar-se parcial ou totalmente substituída por mineral de cor castanha avermelhada associado a material opaco.

Os opacos e a turmalina são acessórios comuns nas rochas desta zona.

De referir que em amostras de micaxisto colhidas na vizinhança do contacto com o granito do Cambedo (Venda Nova) a turmalina é mais abundante e além disso ocorre um segundo tipo de moscovite, moscovite II, em placas, sub-automorfas e secantes relativamente a S. A biotite II também está presente mas não é abundante e apresenta-se parcialmente cloritizada.

Zona da andaluzite-fibrolite

a) Sub-zona da andaluzite

As associações minerais observadas são:

moscovite-biotite-andaluzite
moscovite-biotite-andaluzite-granada
moscovite-biotite-andaluzite-estaurolite
moscovite-biotite

O quartzo está sempre presente e como na zona da biotite podem acessoriamente existir turmalina, zircão e opacos.

Relativamente à zona da biotite o novo mineral sempre presente nas associações é a andaluzite razão pela qual consideramos a respectiva isograda.

As rochas desta zona apresentam textura porfiroblástica-lepidoblástica.

A andaluzite apresenta-se geralmente em porfiroblastos de alguns milímetros, parcial ou quase totalmente transformada em agregados finamente granulares de sericite, quartzo e biotite.

Os porfiroblastos, são na maioria dos casos, euédricos ou subédricos ocorrendo raramente cristais com textura poiciloblástica. É vulgar a existência de pequenas inclusões de opacos, que desenham no interior dos cristais uma Si, cuja disposição geométrica relativa a Se é variada. Em certos casos os porfiroblastos encontram-se quase totalmente transformados em sericite e neles persiste a Si definida pelas pequenas inclusões de opacos (fotos 3 a 6).

Nesta zona a xistosidade principal, é também, definida por pequenos cristais de moscovite e biotite, apresentando-se na generalidade dos casos nitidamente encurvada em torno dos porfiroblastos de andaluzite adaptando-se aos seus contornos (fotos 3 e 6).

Os cristais são geralmente incolores, não pleocroicos, contudo deve assinalar-se em algumas amostras a ocorrência de andaluzite pleocroica em tons de rosa, o que sugere a existência de duas gerações de andaluzite.

Na zona da andaluzite-fibrolite existem níveis onde a andaluzite é muito mais abundante do que o habitual adquirindo os micaxistos desses níveis um aspecto muito nodular e característico nas superfícies erodidas. Em contrapartida existem também níveis onde a andaluzite está ausente, e as rochas desses níveis pouco diferem das rochas similares da zona da biotite. Assim podemos inferir que a abundância da andaluzite está dependente da composição da rocha sedimentar original.

A biotite assim como na zona da biotite ocorre sob várias formas; em pequenos cristais, biotite I, que juntamente com a moscovite definem S; em cristais maiores, secantes relativamente a S, biotite II; em lentículas concordantes e ainda sob a forma de porfiroblastos com textura poiciloblástica. Esta última forma de ocorrência, não assinalada na zona da biotite, é caracterizada por grandes porfiroblastos biotite, não deformados, visíveis macroscopicamente e que dão à rocha, principalmente quando alterada, um aspecto mosqueado. Os porfiroblastos possuem, como já referimos, uma textura poiciloblástica que lhe é conferida por inúmeras e pequenas inclusões goticulares de quartzo que desenham uma Si sub-paralela a Se. Neles existem também finos e pequenos bastonetes de moscovite. A xistosidade principal não apresenta qualquer perturbação em torno dos porfiroblastos o que indica que estes são pós-xistosidade principal (S_2).

Quer a biotite II quer a biotite dos porfiroblastos são posteriores à andaluzite, e verifica-se que quanto mais abundante é a biotite mais sericitizada se encontra a andaluzite presente.

A cloritização das biotites é um fenómeno comum, principalmente no que respeita à biotite II e à biotite das lentículas.

A moscovite pode ocorrer também em cristais de maiores dimensões tardias relativamente a S. A sua presença é normalmente acompanhada de turmalina. Certa moscovite parece contudo estar relacionada com a alteração da biotite (descoloração).

A turmalina é também frequente nos micaxistos muito quartzosos o mesmo acontecendo com outros acessórios como os opacos, zir-

ção e apatite.

A granada em algumas das suas ocorrências está, pelo menos, espacialmente relacionada com a presença de lentículas de quartzo concordantes com a xistosidade ou com a de veios aplitopegmatíticos que cortam os micaxistos. Nestes dois casos as granadas são secantes relativamente aos planos de xistosidade. Contudo nem sempre a sua presença está relacionada com os casos referidos apresentando-se a xistosidade deformada em torno dos seus porfiroblastos.

A estaurolite foi observada numa única amostra. Trata-se de uma rocha essencialmente quártzica, mas pode observar-se moscovite e biotite que definem a xistosidade e ainda andaluzite. A estaurolite ocorre em cristais subédricos sempre envolvidas por quartzo : não sendo possível determinar o seu relacionamento com a andaluzite, também presente em cristais subédricos não alterados.

b) Sub-zona da andaluzite-fibrolite

Esta sub-zona relativamente às precedentes surge na sequência lógica de um metamorfismo crescente. As associações minerais presentes são:

moscovite-biotite-andaluzite-fibrolite
moscovite-biotite-fibrolite

Estas associações diferem da sub-zona da andaluzite pois possuem a fibrolite como mineral novo. Seria normal que tivesse sido traçada a respectiva isógrada, que seria a da silimanite; porém tal não aconteceu pois a ocorrência de rochas com esta associação é relativamente rara e circunscreve-se a estreitas zonas, nem sempre existentes que ocorrem na proximidade dos limites entre as formações metamórficas e os granitos tipo Borralha, S.Fins e Vila da Ponte.

A textura habitual das rochas é lepidoblástica e a sua petrografia só difere das rochas da sub-zona da andaluzite na ocorrência da fibrolite em agregados de pequenos cristais em associação estreita com a biotite ou com a andaluzite e por vezes também inclusos no quartzo. Deve porém registar-se a ocorrência de rochas onde a textura lepidoblástica inicial é já dificilmente observável devido à abundância de biotite e/ou de fibrolite que mascaram a textura original.

Nesta sub-zona é mais frequente a ocorrência do que consideramos serem duas gerações de andaluzite em que uma delas, a mais tardia, seria contemporânea da fibrolite e da biotite II.

De referir que na área mineira e particularmente nas zonas onde o micaxisto é a rocha dominante, observamos como mineral mais abundante a moscovite e por vezes a biotite apresenta-se quase completamente cloritizada. Estes factos são devidos, à acção de alterações hidrotermais e portanto são pós-metamórficos.

As zonas até agora referidas, bem como as respectivas isógradas, desenvolvem-se com uma orientação NW-SE e sub-paralelamente ao contacto com os granitos sintectónicos, isto é, em concordância com as estruturas maiores devidas a F_3 (mapa 1.2).

Iremos agora referir uma outra zona que, ao contrário das já citadas, se desenvolveu discordantemente com a estrutura maior e está espacialmente relacionada com o maciço granítico pós-tectónico do Gerês.

Zona da andaluzite-cordierite

As associações minerais observadas são as seguintes:

andaluzite-cordierite-biotite-(moscovite)

O quartzo está sempre presente e a turmalina é um acessório muito frequente.

A textura das rochas desta zona, apesar de orientada, apresenta um carácter granoblástico principalmente na orla mais próxima do contacto com o granito. Porém aquele carácter deixa de se tornar característico e no limite exterior daquilo que consideramos a isograda da cordierite a textura já é lepidoblástica. As rochas desta zona só diferem das rochas da sub-zona da andaluzite por apresentarem cordierite. Esta apresenta-se em cristais subédricos parcial ou quase completamente alterados. A alteração manifesta-se a partir dos limites dos cristais e caracteriza-se pela ocorrência de finos agregados filitosos amarelados. Ocorre frequentemente associada a um mineral incolor ou amarelado, de baixa refringência e isotrópico e provavelmente este mineral resulta da sua alteração.

A andaluzite ocorre em cristais alongados sub-paralelos à

xistosidade que é definida também pela orientação preferencial dos cristais de quartzo e de cordierite. Também nesta zona o modo de ocorrência da andaluzite sugere a existência de duas gerações, pois ao lado de porfiroblastos quase totalmente sericitizados podem ocorrer outros em que a alteração é pequena e com diferentes características ópticas, nomeadamente o pleocroismo. Estes últimos apresentam também diferentes relações geométricas com a orientação observável, pois ao contrário dos primeiros denotam uma certa discordância relativamente a S.

A biotite ocorre em fenoblastos miméticos em relação a S e outros que lhe são discordantes. É frequente a sua associação com os minerais resultantes da substituição da cordierite e ocorre frequentemente sobreposta à andaluzite. Raramente se apresenta cloritizada.

A moscovite ocorre em relação espacial estreita com a biotite e frequentemente em agregados paralelos o que faz supor que resulta da sua alteração.

Devemos assinalar a ocorrência frequente de feldspato potássico, principalmente na orla mais próxima do contacto; atribuimos a sua presença como devida a fenómenos tardios independentes dos processos de metamorfismo propriamente ditos. Apresenta-se raramente alterado e em estreita relação com quartzo sendo frequente a sua ocorrência em fissuras secantes relativamente à estrutura, S, observável.

3.1.5.2. Rochas calcossilicatadas (níveis calcossilicatados)

Estas rochas ocorrem em níveis pouco possantes e com a particularidade de se apresentarem sempre interestratificados com rochas psamíticas finas dominantemente quartzosas, sendo, às vezes, possível observar-se na vertical, a passagem gradual das rochas calcossilicatadas às envolventes areníticas. Estas últimas correspondem a arenitos quártzicos com uma pequena percentagem de matriz pelítica que equivalem, provavelmente, ao que foi uma rocha sedimentar detrítica com maturidade intermédia entre o que agora está representado pelos quartzitos e pelos quartzitos micáceos. Aquela passagem, que é facilmente observável, sugere uma origem sedimen-

tar para as rochas calcossilicatadas, que é corroborada pela existência de uma estrutura listrada resultante de composição distinta de diferentes bandas à escala de um dado nível(fotos 9 a 12).

O estudo microscópico revela tratarem-se de rochas bem cristalizadas cujo carácter sedimentar foi obliterado por fenómenos epigenéticos, incluindo os devidos ao metamorfismo regional, a que estas rochas foram submetidas. Porém não deixa de ser ainda nítido o carácter sedimentar que se traduz por variações granulométricas, principalmente do quartzo, que é o mineral mais abundante. A ocorrência de bandas, que se apresentam com composições mineralógicas diferentes, nomeadamente no que respeita à percentagem de granadas, pode ser encarada como resultante do binário diferenciação sedimentar-diferenciação metamórfica, pois essas bandas são paralelas a So, que neste caso é paralela a S_2 (fotos 11 e 12).

São como veremos rochas essencialmente constituídas por quartzo, plagioclase cálcica, granada e actinolite que consideramos ser resultantes da recristalização de rochas com carbonatos e ferro e que se podem ter formado sem intervenção notável de substâncias exteriores ao sistema. Embora com mineralogia semelhante aos skarns, estes necessariamente ligados a fenómenos de metassomatismo, as rochas calcossilicatadas, aqui referidas, são equivalentes às que RUDNIK (1961) definiu como "skarnoides" (fotos 13 e 14).

Em virtude da sua distribuição na sequência estratigráfica estas rochas distribuem-se pelas diferentes zonas de metamorfismo definidas a partir do estudo das rochas pelíticas.

As associações minerais definidas foram as seguintes:

a) zonas da biotite e da andaluzite-fibrolite

plagioclase-anfíbola-granada
plagioclase-anfíbola

b) zona da andaluzite-cordierite

plagioclase-anfíbola-granada
plagioclase-piroxena-anfíbola-granada

O quartzo está sempre presente; além destes minerais podem também ocorrer calcite, epídoto, clinozoisite, vesuvianite, clorite, scheelite e opacos.

O quartzo é o mineral mais abundante. Apresenta-se em cris-

	Banda rica em granada	Banda pobre em granada e mais rica em quartzo
SiO_2	64,38	81,54
Al_2O_3	15,88	9,18
Fe_2O_3	6,00	1,84
MnO	1,13	0,06
MgO	1,28	0,38
CaO	7,73	4,21

Quadro 3- Análises químicas semi--quantitativas de rochas calcossilicatadas.

	a	b	c
SiO_2	71,00	68,70	79,00
Al_2O_3	12,40	14,80	10,55
Fe total	3,97	4,37	2,35
TiO_2	0,52	0,77	0,52
P_2O_5	0,17	0,20	0,09
MnO	1,95	1,25	0,04
MgO	1,06	1,22	0,38
CaO	6,10	7,20	0,17
Na_2O	0,37	0,44	2,05
K_2O	0,50	0,10	1,85
H_2O total	1,46	0,92	2,59
	99,50	99,97	99,59
Li	16	4	7
Rb	35	12	95
Cs			60
Ba	50	50	1600
Sr	195	220	60
Pb	25	10	26
Cu	395		
Zn	50	43	44
Wo_3	10950	50	
Mo	4		
Sn	8		
Sb	12		
As	9		
Bi	7		
Ni	142		
Zr	150	125	270
Y	20	22	18
Nb	12	10	10
Be	5,5	1,8	
Ta	5		
Th	14		

Quadro 4- Análises químicas de rochas calcossilicatadas e de um micaxisto quartzo-feldspático(c).

tais de contorno irregular que exibem, na maioria dos casos, extinção ondulante.

O feldspato que se distribui em finas bandas, ocupando os espaços intercristalinos do quartzo, apresenta-se por vezes sericitizado. Foi identificado como uma plagioclase, que raramente se apresenta maclada, com um índice de refracção superior ao do quartzo. Trata-se de uma plagioclase com alto teor em molécula anortítica (50 a 70%) o que justifica os baixos teores em Na_2O encontrados nos resultados analíticos (quadro 3 e 4).

A granada ocorre em cristais subédricos, alongados segundo uma direcção paralela a S_2; é geralmente isotrópica mas em alguns casos assinalamos uma ligeira anisotropia. Análises qualitativas efectuadas à microssonda revelaram a presença de cálcio e manganês pelo que se pode considerar que é uma granada onde existe uma intermiscibilidade entre a espessartite e a grossularite. Análises semi-quantitativas de uma banda rica em granada e de outra em que esse mineral era relativamente mais escasso parecem comprovar que a maior parte do MnO bem como parte do CaO podem ser atribuídos à granada (Quadro 3).

A anfíbola apresenta-se habitualmente em cristais prismáticos, aciculares, orientados paralelamente a S_2 mas por vezes constituindo agregados em roseta. Trata-se de uma anfíbola verde cujas características a colocam como pertencendo à série tremolite-actinolite e muito próxima desta última.

A clinozoisite quando presente, está intimamente associada à granada e à actinolite, associando-se-lhes por vezes também a clorite, o epídoto e a calcite.

De referir que em algumas amostras está presente a biotite associada à actinolite, mantendo-se-lhes associadas a granada e a plagioclase cálcica.

A scheelite, quando presente, ocorre em cristais anédricos, geralmente alongados segundo direcção paralela a S_2 (foto 14). Apresenta-se em associação estreita com qualquer um dos minerais mais comuns das associações não se notando que é posterior a qualquer um deles. A plagioclase que se lhe associa não se apresenta obrigatoriamente sericitizada, o que seria normal se a scheelite fosse tardia e relacionada com fluidos hidrotermais.

Esporadicamente observamos a idocrase. A apatite e a fluorite estão ausentes.

Os opacos identificados são a pirrotite, ilmenite, pirite e rara calcopirite.

Na zona da andaluzite-cordierite foi observado o diópsido e a sua presença associa-se à de actinolite mas em quantidade mais escassa que o habitual. Qualquer um dos minerais já referidos, com excepção da biotite, foram observados nas associações minerais desta zona.

Quer as características macroscópicas, quer as microscópicas e químicas (quadro 4), das rochas dos níveis calcossilicatados, não são as de variedades petrográficas correntes. Parece-nos contudo poder tratar-se de termos que variam entre metagrauvaques quártzicos "quartzwacke" e metarenitos quártzicos (PETTIJOHN e col. 1972) onde a matriz seria inicialmente uma lama carbonatada. ASSUNÇÃO (1969), FERREIRA PINTO (1979) e SOUSA (1981) descreveram rochas semelhantes, mas pertencentes ao "Complexo Xisto-Grauváquico", às quais deram a denominação de metagrauvaques com minerais calcomagnesianos. ARRIBAS (1979) referindo-se a rochas semelhantes, da região de Salamanca, considera que eles podem corresponder a grauvaques ou mesmo a rochas piroclásticas com cimento carbonatado. PELLITERO (1980) e DERRÉ e col. (1981) designam rochas parecidas às dos níveis calcossilicatados por quartzitos anfibólico-granatíferos e por quartzitos com silicatos cálcicos, respectivamente.

3.1.6. Metamorfismo

Na área metamórfica foi possível, delimitar três zonas de metamorfismo e traçar três isógradas. Duas zonas desenvolvem-se com uma orientação NW-SE e sub-paralelamente a contactos com granitos sintectónicos; outra, ao contrário das anteriores desenvolve-se discordantemente com a estrutura maior e está em relação espacial com o maciço granítico pós-tectónico do Gerês(mapa 1.2).

3.1.6.1. Metamorfismo regional

As duas zonas que se desenvolvem sub-paralelamente ao contacto com os granitos sintectónicos e em concordância com a estrutura maior, que relacionamos com F_3, consideramo-las como devidas a metamorfismo regional.

Imediatamente em contacto com rochas graníticas do sector SW, foi cartografada uma zona caracterizada pela presença de porfiroblastos de andaluzite no seio de matriz constituído por moscovite, biotite e quartzo. Acessoriamente podem ocorrer porfiroblastos de granada; de referir uma única ocorrência de estaurolite (assinalada no mapa) em quantidade escassa e associada à andaluzite (isograda da andaluzite). A seguir, para NE, foi cartografada uma segunda zona onde as rochas metassedimentares são essencialmente constituídas por biotite, moscovite e quartzo (isograda da biotite). Finalmente uma terceira zona com características semelhantes à primeira isto é, onde novamente ocorrem porfiroblastos de andaluzite.

A fibrolite ocorre sempre na zona da andaluzite e em estreitas faixas não cartografáveis, dependentes da ocorrência de granitos, razão porque consideramos uma zona da andaluzite-fibrolite.

A existência da zona da andaluzite-fibrolite na proximidade dos granitos, poderia sugerir que esta se devesse a metamorfismo de contacto. Porém o estudo microscópico revela que os porfiroblastos de andaluzite bem como os de granada são pré a sincinemáticos em relação à fase 2 (fotos 3 a 6) o que nos leva a concluir, que o metamorfismo começou posteriormente à primeira fase.

A admitir-se a hipótese de esta última zona resultar de metamorfismo de contacto ter-se-ia de considerar os granitos como contemporâneos da fase de deformação que provocou a xistosidade

principal, o que na realidade não se verifica. O que aconteceu, foi a intrusão de granitos em zonas já afectadas por metamorfismo regional de grau considerável.

A ocorrência da zona da biotite condicionada pela de um sinclinal devido à terceira fase (perfis 1.1 e 1.2) vem corroborar o facto de o metamorfismo regional ter começado antes daquela fase tectónica.

Condições de metamorfismo

Uma vez estabelecida a idade relativa do metamorfismo regional hercínico presente nas formações metassedimentares da área estudada, resta analisar o problema da sua intensidade. Esta pode avaliar-se em função das associações minerais referidas.

A- Rochas pelíticas

A composição química das rochas pelíticas pode ser representada por um sistema de seis constituintes: SiO_2, Al_2O_3, MgO, FeO, K_2O e H_2O. Nas rochas pelíticas com quartzo pode considerar-se que SiO_2 está em excesso; a quantidade relativa de H_2O pode ser desprezada. Assim os constituintes que devem ser considerados no estudo das associações minerais das rochas pelíticas são: Al_2O_3, MgO, FeO e K_2O (FERREIRA, 1972; MIYASHIRO, 1973; WINKLER, 1976).

Em quase todos os casos de metamorfismo considera-se que a pressão das fases fluidas (Pf) é igual à pressão actuante sobre as fases sólidas (Ps ou Plito). Nas rochas pelíticas a fase fluida presente é H_2O e então $Pf = P_{H_2O}$.

Os factores de equilíbrio do sistema serão, no caso do metamorfismo de rochas pelíticas, os seguintes: $Ps = P_{H_2O}$, T e os teores da rocha em Al_2O_3, MgO, FeO e K_2O. Nestas condições e atendendo à regra das fases de GIBBS o número de fases é igual ao número de constituintes e portanto não pode ser superior a 4.

Nas figuras 6 e 7 estão representados os diagramas interpretativos dos metamorfismos das rochas pelíticas.

A andaluzite é, sem dúvida, o mineral metamórfico mais comum. A estaurolite é muito rara e apresenta-se nos micaxistos andaluzíticos com biotite, coexistindo com quartzo e moscovite. A granada é também rara e a fibrolite, embora escassa, é a mais fre-

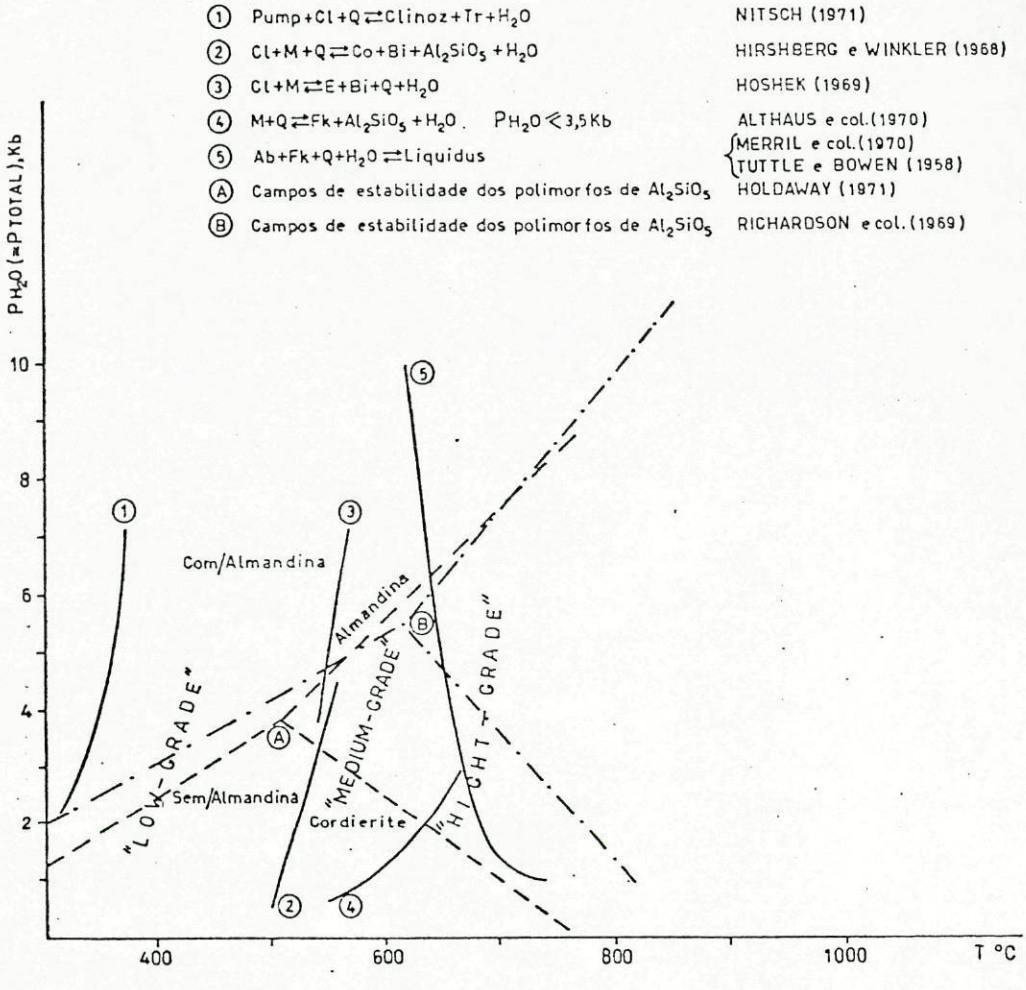


Fig.6- Diagrama ilustrativo dos campos de estabilidade de minerais e de associações minerais resultantes do metamorfismo de rochas pelíticas.
Ab-albite;Bi-biotite;Cl-clorite;Co-cordierite; Clinoz-clinozoisite;E-estaurolite;Fk-feldspato potássico;Pump-pumpeleite;Q-quartzo;Tr-tremolite.

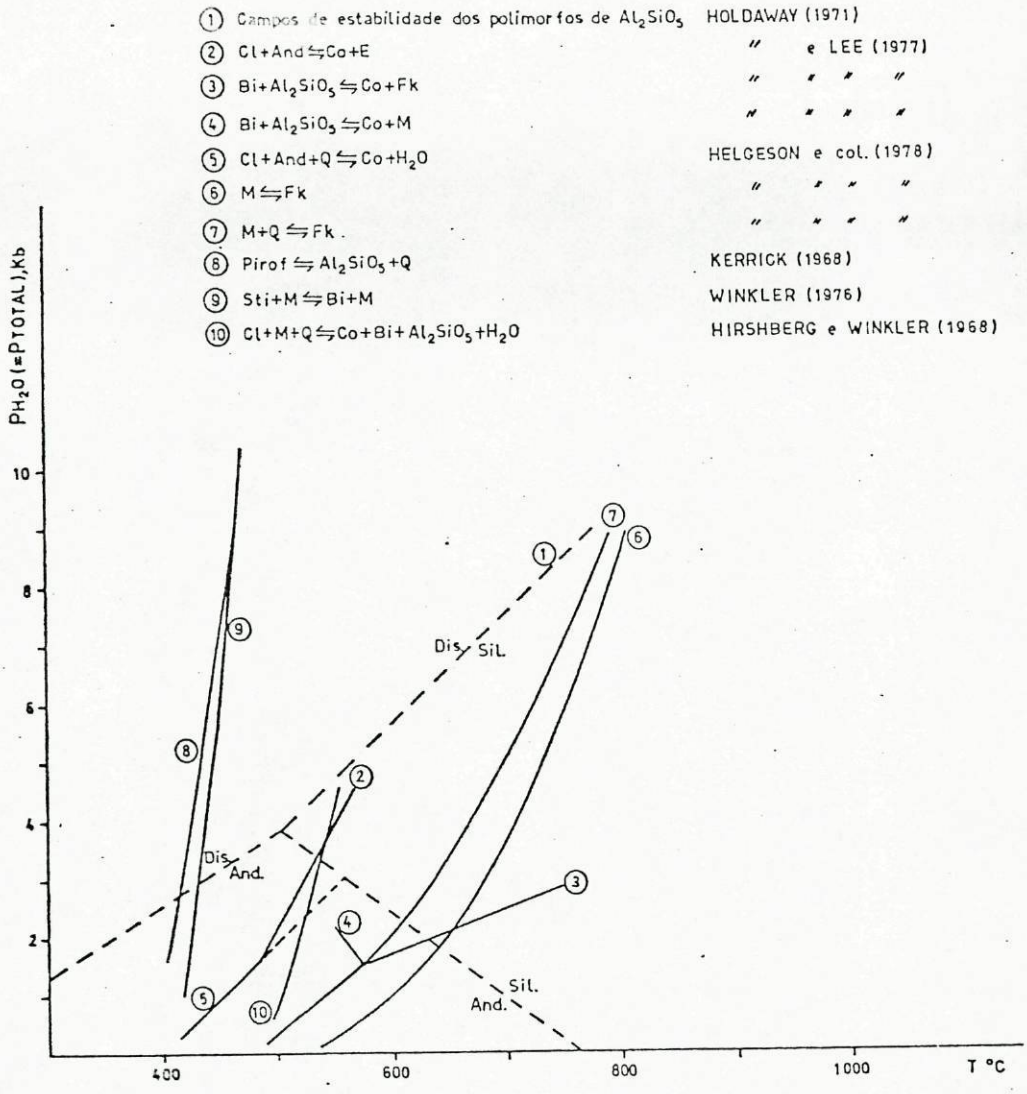


Fig.7- Diagrama ilustrativo dos campos de estabilidade de minerais e de associações minerais resultantes do metamorfismo de rochas pelíticas. And-andaluzite;Bi-biotite;Cl-clorite;Co-cordierite;Dis-distena;E-estaurolite;Fk-feldspato potássico;Pirof-pirofilite;Q-quartzo;Sil-silimanite;Sti-stilpnomelana.

quente a seguir à andaluzite.

A ocorrência de andaluzite pode considerar-se como característica num metamorfismo de baixa pressão. Neste tipo de metamorfismo aquele aluminossilicato ocorre nas zonas de mais baixa temperatura e a silimanite nas de mais altas temperaturas (MIYASHIRO, 1973).

O aparecimento da andaluzite significa que foi ultrapassado o limite superior de estabilidade da pirofilite que exige temperaturas superiores a 400°C (fig.7), mesmo admitindo que a andaluzite não se tenha formado a partir da pirofilite (WINKLER, 1976).

A escassez da estaurolite sugere condições de metamorfismo semelhantes às que marcam a mudança do metamorfismo de baixo grau ("low-grade") para o de grau intermédio ("medium-grade"). A presença escassa da granada-almandina e a ausência da cordierite podem ser considerados como indicativos de um baixo grau com alta temperatura e pressão intermédia a alta ("almandine low-grade"). A pressão necessária para a formação da almandina depende da composição da rocha, nomeadamente da razão $Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg^{2+}$ e quanto mais baixo for o valor desta razão maior é a pressão necessária. A presença da almandina sem estar associada à cordierite, indica pressões superiores a 4 Kb a uma temperatura da ordem dos 500°C (WINKLER, 1976).

A associação andaluzite-fibrolite, sugere condições próximas do limite de estabilidade destes dois minerais. Se considerarmos os campos de estabilidade dos polimorfos de Al_2SiO_5 segundo RICHARDSON e col. (1969) aquelas condições seriam $P < 5,5$ Kb e $T > 622°C$. Porém se adoptarmos os valores encontrados por HOLDAWAY (1971) as condições de pressão e temperatura exigíveis serão mais baixas, $P < 3,5$ Kb e $T > 500°C$. Isto é, a estimativa das condições petrogenéticas do metamorfismo são muito variáveis se tivermos somente em conta os campos de estabilidade dos polimorfos de Al_2SiO_5 definidos por diferentes autores.

Em função das associações minerais presentes nas rochas pelíticas e tendo em conta as considerações já feitas, acerca do tipo de metamorfismo, podemos considerar que as condições máximas que presidiram ao metamorfismo da área estudada foram: pressão da ordem dos 3,5 a 4 Kb e temperatura da ordem dos 500°C.

B- Rochas calcossilicatadas

Face à composição mineralógica destas rochas a sua composição química só pode ser expressa por um sistema complexo semelhante ao que WINKLER (1976) preconiza para o metamorfismo de margas, isto é, um sistema com nove constituintes: K_2O, Na_2O, CaO, MgO, FeO, Al_2O_3, SiO_2, H_2O e CO_2.

Para a compreensão de tão complexo sistema foram estudados vários sub-sistemas, nomeadamente: CaO, Al_2O_3, SiO_2, CO_2, H_2O; SiO_2, MgO, CaO, H_2O, CO_2 e CaO, MgO, SiO_2, CO_2, H_2O.

Ao contrário do que acontecia com as rochas pelíticas no metamorfismo crescente de rochas onde estão presentes carbonatos, verificam-se reacções onde é libertado CO_2 e então na fase fluida além de H_2O estará também presente CO_2 pelo que $Pf = P_{CO_2} + P_{H_2O}$. Nestas circunstâncias uma temperatura de equilíbrio não é só determinada a partir de um valor constante de Pf pois é necessário também ter em conta a composição da fase fluida. Isto é, mesmo que Pf possa ser determinado nada se sabe àcerca da composição provável da fase fluida pois é sempre difícil calcular X_{CO_2}. Sendo assim as reacções envolvendo carbonatos ão, pelo menos bivariantes, pois além de Pf é necessário ter em conta a relação entre P_{H_2O} e P_{CO_2} ou X_{CO_2} ou X_{H_2O}.

Face a isto torna-se difícil avaliar a temperatura de equilíbrio em função da Plit = Pf (WINKLER, 1976).

Tendo em conta estas limitações elaboramos o diagrama da figura 8.

Investigações experimentais de reacções metamórficas que envolvem carbonatos e o relacionamento dos resultados laboratoriais com as observações na natureza mostram que aquando do metamorfismo, a fase fluida deve ter tido uma alta X_{CO_2}. Porém se considerarmos a pequena possança dos níveis calcossilicatados podemos admitir que X_{CO_2} pode ter sido baixa se o CO_2 libertado das reacções de descarbonatação fôr diluido pela H_2O proveniente das rochas pelíticas e psamíticas envolventes.

A associação clorite + clinozoisite ± actinolite ± quartzo, tem sido sempre considerada como típica das fácies de xistos verdes, porém ela mantém-se num longo intervalo de temperaturas (WINKLER, 1976).

NEWTON (1966) estudou o sub-sistema $CaO-SiO_2-Al_2O_3-H_2O$ que é petrologicamente importante pois a composição ideal de muitos minerais pode ser descrita com base nestes constituintes. A associação clinozoisite + quartzo é habitual na natureza e embora sendo um par típico da fácies dos xistos verdes, pode ocorrer em alguns anfibolitos e em alguns granulitos mas não em corneanas. Segundo NEWTON (1966) esse par implica temperaturas inferiores a 600°C excepto se a pressão for muito elevada. As curvas ② e ③ da figura 8 foram estabelecidas inicialmente por NEWTON (op.cit.) mas corrigidas em trabalhos posteriores. (HELGESON e col. 1978). A curva ② diz respeito à reacção:

$$Zo + Q \rightleftharpoons An + Gr + H_2O \quad (1)$$

representa uma curva P-T invariante estabelecida para a associação mineral clinozoisite + grossularite + quartzo + anortite + + calcite. Esta curva representa duas reacções simultâneas, (1) e (2), prováveis no metamorfismo de rochas com componente margosa.

$$Zo + CO_2 = An + Cc + H_2O \quad (2)$$

A associação mineral acima indicada, é uma das presentes nas rochas calcossilicatadas e foi já observada em rochas de médio-grau de metamorfismo (WINKLER, 1976). Se a anortite não fôr pura a curva ② pode ser deslocada para mais baixas temperaturas o que se coaduna perfeitamente com os factos observados na área estudada.

As reacções (1) e (2) e consequentemente a curva univariante ② do diagrama da figura 8 estão restritas a composição de fluidos com baixo teor de CO_2.

Os valores de X_{CO_2} apesar de baixos não possibilitaram a formação de volastonite que poderia existir se a reacção (3) tivesse tido lugar; para $X_{CO_2} = 0,3$ e P= 1 Kb a temperatura teria de ser da ordem dos 600°C.

$$Cc + Q = Vo + CO_2 \quad (3)$$

Valores baixos de X_{CO_2} também são compatíveis com a associação actinolite + plagioclase cálcica que MIYASHIRO (1961 e 1973) considera como característica da fácies das corneanas com actinolite e plagioclase cálcica e só possível se X_{CO_2} fôr baixa.

Este autor ao considerar o sub-sistema CaO, MgO, SiO_2,

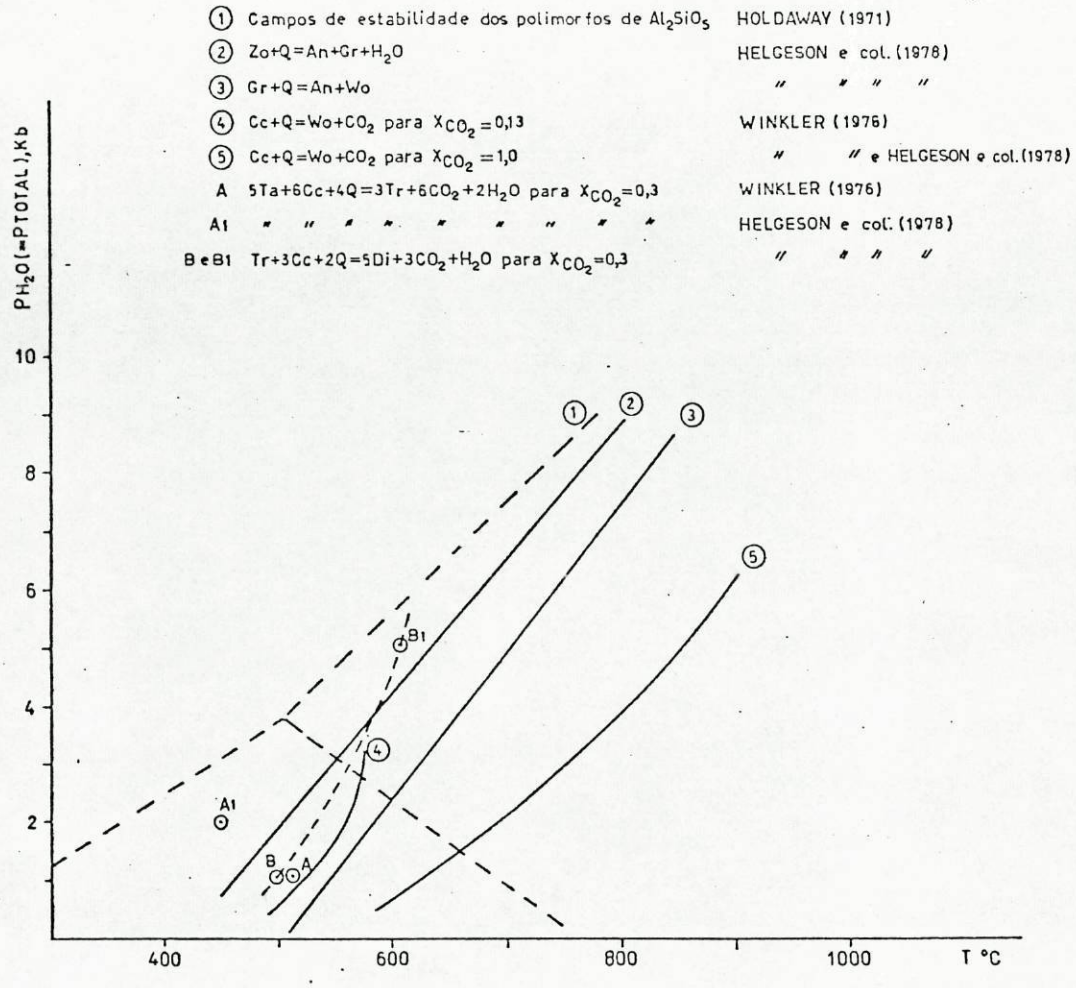


Fig.8- Diagrama ilustrativo dos campos de estabilidade de minerais e de associações minerais resultantes do metamorfismo de margas(rochas calcossilicatadas). An-anortite;Cc-calcite;Di-diopside; Gr-granada;Q-quartzo;Ta-talco;Tr-tremolite;Wo-volastonite;Zo-zoisite.

CO_2, H_2O admite que o aparecimento da tremolite-actinolite pode ocorrer para baixas X_{CO_2} segundo a reacção (4) enquanto que valores altos de X_{CO_2} favorecem a reacção (5)

$$5\ Ta + 6\ Cc + 4\ Q = 3\ Tr + 6\ CO_2 + 2\ H_2O \qquad (4)$$

$$5\ Do + 8\ Q + H_2O = Tr + 3\ Cc + 7\ CO_2 \qquad (5)$$

Para a pressão de 1 Kb e $X_{CO_2} = 0,3$ a reacção (4) tem lugar a uma temperatura de cerca de 500°C (MIYASHIRO, 1973) e para uma pressão de 2 Kb, uma temperatura de cerca de 425°C (HELGESON e col. 1978) (pontos A e A_1 do diagrama da figura 8). A escassez de calcite e a abundância de actinolite nas rochas calcossilicatadas é mais compatível com a reacção (4) para justificar o aparecimento da anfíbola.

Também a ocorrência de vesuvianite se pode verificar quer em metamorfismo regional de médio grau (fácies anfibolíticas) quer de baixo grau (fácies dos xistos verdes): no primeiro caso associado à grossulária e/ou diopsido ou com o epídoto; no segundo associada à clorite, ao epídoto ou ainda à tremolite-actinolite. TROMMSDORFF (1968) demonstrou que a ocorrência de vesuvianite pode dar-se naquelas condições se X_{CO_2} fôr baixa e X_{H2O} alta.

De todas as considerações feitas àcerca do metamorfismo de rochas calcossilicatadas podemos concluir que se admitirmos na rocha original uma componente margosa, as associações minerais existentes podem justificar-se por metamorfismo regional nas condições semelhantes de P e T definidas para as rochas pelíticas, com X_{CO_2} baixo e X_{H_2O} elevado. Estas últimas condições não são descabidas se considerarmos o pequeno volume dos níveis calcossilicatados relativamente às envolventes pelítica e psamítica. Pode ainda concluir-se que é normal encontrarem-se associações minerais semelhantes, independentemente das zonas de metamorfismo regional em que se localizam.

3.1.6.2. Metamorfismo de contacto

Em relação espacial com o granito pós-tectónico do Gerês desenvolve-se uma orla de contacto discordante com a estrutura maior. Consequentemente o metamorfismo de contacto que agora vamos considerar é posterior à terceira fase de deformação.

Condições do metamorfismo

A- Rochas pelíticas

Como já referimos, consideramos a zona de andaluzite-cordierite devida a metamorfismo de contacto. A diferença fundamental, em termos de mineralogia, traduz-se pela ocorrência da cordierite que não estava presente nas associações que atribuimos ao metamorfismo regional.

A cordierite é um mineral de baixa pressão e é comum em metapelitos que sofreram um metamorfismo de baixa ou média pressão. A pressões muito baixas e temperaturas altas (condições geralmente presentes no metamorfismo de contacto) é estável uma completa solução sólida da série cordierite ferrosa-cordierite magnesiana. A granada só pode ocorrer, naquelas condições, se a rocha tiver um valor alto para a relação Fe/Mg e baixo para $Al_2O_3/(FeO + MgO)$ o que é raro. Portanto a não ocorrência de granada nas associações minerais é um indicativo que a temperatura foi alta e a pressão relativamente baixa (MIYASHIRO, 1973). O aparecimento da cordierite sem estar acompanhada pela almandina é segundo WINKLER (1976) um dos indicativos da mudança do metamorfismo de baixo grau para o grau intermédio.

Esta mudança pode ser marcada pelo desaparecimento da clorite segundo a reacção (6)

$$Cl + M + Q \rightleftharpoons Co + Bi + And + H_2O \qquad (6)$$

Uma vez que consideramos que o feldspato potássico é tardio, as condições em que se verificou o metamorfismo de contacto não implicaram o desaparecimento da moscovite, que em parte pode ter resultado da reacção da biotite com a andaluzite (reacção 7)

$$Bi + And \rightleftharpoons Co + M \qquad (7)$$

Assim podemos considerar que o grau de metamorfismo foi intermédio, e na classificação de WINKLER pode ser considerado como um "cordierite medium-grade"(fig. 6). A associação andaluzite + + cordierite caracteriza o metamorfismo de grau intermédio e baixa pressão "cordierite+ andaluzite - medium grade".

Pode portanto considerar-se que o mais alto grau de metamorfismo de contacto presente na área estudada pode incluir-se na fácies de corneanas horneblêndicas ou ainda fácies anfibolítica

com cordierite de WINKLER. A análise do diagrama da figura permite deduzir que as condições que presidiram ao máximo de metamorfismo para $P_{H_2O} = P$ foram: pressão da ordem dos 2 kb e temperatura da ordem dos 550°C.

B- Rochas calcossilicatadas

Nas rochas calcossilicatadas afectadas por metamorfismo de contacto, e que portanto se situam no interior da zona da cordierite andaluzite, verificamos que o diópsido é um mineral novo relativamente às associações presentes nas calcossilicatadas só afectadas por metamorfismo regional.

O aparecimento do diópsido pode ser explicado pela reacção (8):

$$Tr + 3\ Cc + 2\ Q = 5\ Di + 3\ CO_2 + H_2O \qquad (8)$$

Atendendo aos valores apresentados por MIYASHIRO (1973) e WINKLER (1976) a reacção (8) tal como a reacção (4) têm temperaturas de equilíbrio semelhantes especialmente para baixas relações CO_2/H_2O pelo que a anfíbola e a piroxena podem começar a formar-se quase à mesma temperatura.

Para WINKLER (1976) a reacção (8) marca o início do domínio da fácies das corneanas horneblêndicas e para uma pressão de 1 kb e $X_{CO_2} > 0,25$ todas as temperaturas de equilíbrio da reacção caem entre 520 e 540°C; contudo para HELGESON e col. (1978) aquelas temperaturas são ligeiramente mais baixas variando entre 490 e 500°C (se se considerar uma mistura não ideal de CO_2 com H_2O). Para estes últimos autores a reacção (4) dá-se a mais baixas temperaturas; assim para $X_{CO_2} = 0,3$ e P = 2 Kb a temperatura é da ordem dos 450° (ponto A_1 do diagrama da figura 8) enquanto que para a reacção (8), considerada a extrapolação dos dados obtidos para 1 Kb e 5 Kb, a temperatura seria de cerca de 530°C.

Considerando os valores de HELGESON e col. (1978) pode considerar-se que basta uma subida de temperatura para justificar o aparecimento do diópsido. Uma vez que não ocorre a volastonite temos de admitir que X_{CO_2} é superior a 0,13.

3.1.7. Scheelite das rochas calcossilicatadas

A scheelite, quando presente, ocorre em cristais anédricos, geralmente alongados e achatados segundo direcção paralela a S_2 (foto 13). Apresenta-se em associação estreita com qualquer um dos minerais mais comuns das rochas calcossilicatadas não se notando que é posterior a qualquer um deles.

O estudo microscópico mostra que a presença ou ausência da scheelite não se pode relacionar com variações nas paragéneses das rochas calcossilicatadas; facto este confirmado pelos valores das composições químicas daquelas rochas, que não variam em função daquela alternativa. As colunas (a) e (b) do quadro 4 dão a composição química de duas amostras provenientes de dois níveis com características gerais semelhantes; porém uma das amostras provem dum nível mineralizado com scheelite (a) e outra dum nível estéril. Pode verificar-se que as composições químicas não mostram diferenças significativas. No mesmo quadro a coluna (c) dá a composição de um micaxisto quartzo-feldspático; rocha que frequentemente associada a quartzitos micáceos constitui com estes a envolvente habitual dos níveis calcossilicatados.

A deformação dos níveis é visível à escala de afloramento e traduz-se por dobramentos devidos a F_2 e redobramentos e "boudinage" devidos a F_3 (fotos 15 e 16). Ao microscópio pode observar-se a deformação da scheelite e da granada que se apresentam achatadas e concordantes com S_2 o que significa que estes minerais são anteriores a F_3. Como veremos os granitos mais antigos, da área estudada, são sintectónicos relativamente a F_3, pelo que não podem ser responsáveis pela génese do referido tungstato.

A ocorrência da scheelite em certos níveis mineralizados cujas características (características petrográficas e geoquímicas e localização estrutural) em nada diferem das dos estéreis, é quanto a nós, prova evidente que ela não pode pertencer a uma paragénese pós-magmática. De sublinhar que as rochas que contêm scheelite não mostram sinais de alterações hidrotermais que normalmente conduzem a mudanças texturais e/ou mineralógicas, estas últimas traduzindo-se pelo aparecimento de minerais tais como a moscovite, clorite, fluorite ou apatite.

O conjunto das observações leva-nos a concluir que o aparecimento da scheelite, como fase mineral acessória foi provocado por fenómenos de diferenciação devidos ao metamorfismo regional. O tungsténio necessário à sua formação já existia em certos estratos, e apenas sofreu uma fraca remobilização aquando do metamorfismo. A formação da scheelite dar-se-ia, assim, a temperaturas e pressões semelhantes às das fácies dos xistos verdes e anfibolítica o que está de acordo com os estudos experimentais de FOSTER (1977).

Mais adiante focaremos a importância metalogénica da ocorrência da scheelite nos níveis calcossilicatados.

3.2. Formações graníticas e granitóides

Os trabalhos de campo permitiram definir e cartografar diferentes fácies de rochas graníticas e granitóides (mapa 1.1).

Função das suas características macroscópicas procedemos a uma primeira classificação. Os parâmetros definidores foram a textura, a granulometria, a mineralogia bem como a estrutura. Assim com base nestes parâmetros e tendo em consideração as relações granitos-deformação, para as quais nos referenciamos à última fase de dobramento hercínico, fase intra-vestefaliana (F_3) consideramos:

3.2.1. Descrição e estudo petrográfico

3.2.1.1. Granitos e granitóides sintectónicos

Apresentam-se em maciços alongados paralelos à estrutura maior que afecta as rochas metassedimentares encaixantes (N120° a N130°E). Nestes granitos podem encontrar-se estruturas planares, lineares e plano-lineares provando assim que eles foram afectados por fases tectónicas responsáveis por dobramentos da encaixante.

A - Rochas granitóides e graníticas orientadas

Granitóides biotíticos

Estas rochas constituem pequenos afloramentos, alguns deles não cartografáveis à escala 1:25.000. Na sua generalidade estão em estreita relação espacial com o granito porfiróide de grão médio (granito da Borralha).

Constituem exemplos daqueles afloramentos os cartografados nas imediações das freguesias de Campos e de Salto, bem como junto à Borralha.

São rochas de granularidade média a fina caracterizadas pela sua cor negra, devida à grande abundância de biotite. Quando alteradas, apresentam um aspecto pintalgado característico que resulta do branco dos minerais leucocratas sobre um fundo negro essencialmente resultante da alteração da biotite. Nos afloramentos não muito alterados são visíveis blocos de forma esferoidal.

Tonalito

É uma rocha melanocrata, devido à grande abundância de bio-

tite, de grão fino com textura orientada. Ocorre principalmente na área da actual exploração mineira, embora em extensão não representável à escala 1:25 000.

É essencialmente constituído por quartzo, plagioclase e biotite. O feldspato potássico está geralmente ausente. Acessoriamente estão presentes a clorite, zircão, esfena, apatite, opacos e por vezes o epídoto e alanite.

O quartzo ocorre na sua maioria em grãos anédricos sub-alongados, de contornos irregulares, com extinção ondulante, e geralmente biáxicos. Frequentes vezes inclui finos cristais de apatite. Ocorre também em cristais de pequenas dimensões, na maioria dos casos arredondados ou vermiculares, inclusos na plagioclase e que tudo indica corresponderem a uma geração mais precoce.

A plagioclase ocorre em cristais subédricos, por vezes com tendência a apresentarem-se como megacristais. É frequente o zonamento, em muitos casos evidenciado por uma sericitização mais intensa no núcleo dos cristais. Apresentam normalmente maclagem do tipo albite e, mais raramente, está combinada com o tipo periclina ou com o tipo Carlsbad. A composição varia entre An40 e An26.

A biotite, que, como já referimos, constitui um dos minerais essenciais, apresenta-se em cristais tabulares geralmente orientados com as clivagens (001) paralelas aos eixoe maiores dos cristais de quartzo e plagioclase, que por sua vez também se encontram orientados. É de cor castanha e apresenta pleocroísmo nítido em tons de castanho. Inclui frequentemente o zircão, com halos pleocroicos; os opacos estão-lhe estreitamente associados. Não raramente apresenta-se associada à clorite.

A clorite está presente em algumas amostras e a sua relação estreita com a biotite leva-nos a concluir que ela resulta da transformação desta mica. Pelas características que apresenta trata-se de penina. Em determinados casos a cloritização é quase total. Quando isso se verifica a alteração da plagioclase é mais intensa e a sericite mais abundante. Estes dois fenómenos são mais comuns nos granitóides biotíticos existentes na zona de ocorrência dos filões hidrotermais mineralizados. Em algumas lâminas foi observado epídoto associado à clorite que se apresenta estrei

tamente associada a material microcristalino castanho, e quase opaco.

A apatite é um mineral abundante neste tipo de rochas e apresenta-se, geralmente, sob duas formas:

- em pequenos e finos cristais aciculares que ocorrem principalmente inclusos no quartzo e na plagioclase;
- em cristais automorfos ou sub-automorfos de dimensões maiores que os anteriores, geralmente associados à biotite.

De referir a ocorrência, somente em uma das amostras estudadas, de uma anfíbola verde.

A esfena é também um acessório comum neste tipo de rocha e apresenta-se em cristais anédricos ou subédricos, não raramente associada a opacos.

Esporadicamente, e quase sempre associada à biotite, ocorre a alanite nos seus habituais cristais euédricos com zonação evidente(foto 22).

Granodiorito biotítico

É uma rocha melanocrata de grão médio que ocrre associada intimamente às rochas anteriormente descritas e ao granito porfiróide (caso da zona da actual exploração mineira) ou somente ao granito porfiróide, como nos afloramentos assinalados no mapa 1.1.

A mineralogia destas rochas só difere, no essencial, da dos tonalitos pelo facto de o feldspato potássico estar também presente como mineral cardinal.

Descrevemos a seguir as diferenças mineralógicas encontradas relativamente aos tonalitos:

O feldspato potássico está presente e apresenta-se em cristais subédricos pouco alterados, e por vezes com uma tendência a desenvolverem-se como megacristais. Nestas circunstâncias eles possuem no seu interior minerais da matriz tais como biotite, quartzo, plagioclase, assim como apatite. Não apresentam maclagem, mostram-se por vezes ligeiramente pertíticos e as suas características levam-nos a concluir que se trata de uma ortoclase. Em algumas amostras nota-se o geminado da microclina.

De referir a ocorrência de um feldspato micropertítico, em cristais muito pouco alterados, com dois sistemas de clivagem nítidos, não maclados, com relevo menor que a plagioclase, e biaxial positivo.

A microclina, em cristais individualizados, é rara neste tipo de rochas.

Quanto à plagioclase, além da do tipo descrito para os tonalitos há que assinalar nestas rochas uma outra em cristais menos desenvolvidos e não alterados que ocorrem principalmente na vizinhança do feldspato micropertítico e que apresentam vistosas e abundantes mirmequites; trata-se de uma albite-oligoclase(foto 17).

No que respeita à biotite, aparentemente existem duas gerações. A mais antiga é constituída por cristais mais pequenos, que em algumas amostras têm tendência a apresentarem-se orientados, e que são anteriores à plagioclase. A biotite da geração mais tardia apresenta-se em cristais mais desenvolvidos. São também comuns os aspectos de cloritização da biotite, estando em vários casos a clorite associada ao epídoto.

De assinalar, em algumas destas rochas, a presença de moscovite, sendo contudo rara.

Rochas de transição entre o tonalito e o granodiorito biotítico

Devemos referir que no estudo petrográfico dos granitóides biotíticos encontrámos termos que poderemos considerar como intermédios entre aqueles dois tipos de rocha; isto se tivermos em conta a sua constituição mineralógica. Consideramos como termo intermédio uma rocha que na sua composição mineralógica apresenta feldspato potássico mas não suficiente para que seja considerado como mineral essencial. Como já descrevemos rochas em que esse mineral está ausente, essa é a razão pela qual achamos dever considerar a existência de termos intermédios entre as rochas que aqui descrevemos como tonalíticas e granodioríticas.

Granitos porfiroídes e de tendência porfiroide de duas micas

Sob esta designação estão incluídas quatro fácies distintas

de granitos, isto se atendermos a critérios texturais. Contudo, por razões que iremos indicar, procedemos à sua descrição conjuntamente.

As quatro fácies em questão são as seguintes:

- Granitos porfiróides, de grão médio a grosseiro, de duas micas mas com predominância de biotite: granitos da Borralha e de S.Fins.
- Granito de grão médio a grosseiro, de tendência porfiróide, de duas micas mas com predominância de biotite: granito do Cambedo.
- Granitos de duas micas, de grão grosseiro e tendência porfiróide: granitos de Ruivães e Barroso.
- Granito de duas micas, de grão médio a fino e de tendência porfiróide: granito da Cabreira.

Estes granitos constituem uma grande parte da área cartografada e distribuem-se a NE e a SW da grande mancha metamórfica presente na área estudada. A SW os granitos da Borralha, Cambedo, Ruivães e Cabreira; a NE os granitos de S.Fins e Barroso. O conjunto dos seus afloramentos desenvolve-se segundo um alongamento paralelo ao da mancha metamórfica, isto é, NW-SE.

Se bem que a fácies porfiróide tenha podido ser cartografada, na zona de S,Fins, como constituindo um maciço bem delimitado, o mesmo já não acontece na zona da Borralha, em que entre esta fácies e a de Cambedo não foram estabelecidos limites francos. A razão de tal facto deve-se a que muito frequentemente as características macroscópicas de cada uma das fácies sejam muito semelhantes. O mesmo acontece entre os granitos de duas micas de tendência porfiróide. Neste caso, contudo, foi possível a delimitação, uma vez que as condições de afloramento o favoreceram.

O que se verifica, por vezes, é que de um granito porfiróide se passa a outro de tendência porfiróide e deste, eventualmente, a um não porfiróide. Isto é, se existem zonas em que o caracter porfiróide é evidente noutras tal não acontece.

Relativamente às fácies não porfiróides, pode pôr-se o problema da granulometria que, como é normal, não se mantem uniformemente constante em determinado granito. Este facto dificulta a de

limitação entre fácies de granulometria semelhante, nomeadamente entre uma de grão médio a grosseiro e outra de grão médio.

Tudo isto pode acontecer mesmo em casos em que não haja uma passagem gradual entre fácies e se esteja perante granitos intrusivos uns nos outros.

Sendo assim, a representação, no mapa, da cartografia dos diferentes tipos de granito, faz-se sem que, por vezes, surjam contactos geológicos, o que não impede, contudo, que sejam assinaladas as áreas em que cada uma das fácies é dominante.

Como representativos da fácies porfiróide, temos o granito de S.Fins e o granito da Borralha, este último ainda observável na zona de Campos e nas imediações de Salto. Geralmente estes granitos apresentam-se muito associados aos granitóides biotíticos anteriormente descritos, não sendo rara a ocorrência de pequenos encraves daquelas rochas.

As fácies de tendência porfiróide de grão grosseiro estão bem representadas, na zona leste da área estudada, pelo granito que ocorre no ponto mais alto da serra do Barroso, vértice geodésico da Armada, assim como a NE de Cerdedo. Na zona oeste, ou mais propriamente a SW da grande mancha metamórfica, pode ser observado na zona de Ruivães e do Cambedo, nomeadamente na grande pedreira situada junto à barragem do mesmo nome.

A fácies de tendência porfiróide, de grão médio a fino, está representada na vertente NE da Serra da Cabreira, bem como no seu ponto mais alto, e daí a designação de granito da Cabreira.

Neste granito podem esporadicamente observar-se nódulos micáceos, bem como encraves de rocha microgranular de cor cinzento-clara, todos de reduzidas dimensões. Por vezes este granito revela uma tendência porfiróide que é materializada por pequenos cristais brancos e alinhados que podem observar-se nas superfícies de erosão. Aquele alinhamento dos pequenos cristais de feldspato, associado à orientação das micas, conferem ao granito uma orientação que é observável na quase generalidade da sua área de afloramento.

A erosão em lages é característica deste tipo de granito e é certamente facilitada pela existência de um sistema de diaclases sub-horizontais. O granito da Cabreira contacta com formações meta

mórficas, no sector SE da área estudada, mas a sua maior zona de contacto é com granitos doutras fácies, designadamente com o granito de Ruivães. Neste último caso, é por vezes difícil a delimitação das duas fácies. No entanto, no caso em que entre ambas surge um granito de grão fino, como por exemplo na zona de Espindo, a Sul de Ruivães, a delimitação é mais fácil.

Características petrográficas

Granitos da Borralha e de S.Fins

Este primeiro tipo constitui, como já dissemos, uma fácies que apresenta uma textura nitidamente porfiróide. É uma rocha mesocrata, muitas vezes orientada. A orientação é-lhe conferida quer pelos megacristais de feldspato potássico quer por outros minerais, de uma matriz hipautomórfica-granular média, nomeadamente a biotite e quartzo, uma vez que a moscovite é relativamente rara. O estudo microscópico revelou ainda a presença de plagioclase como essencial, clorite, apatite, zircão, turmalina e opacos como acessórios.

O quartzo apresenta-se em cristais anédricos, quer de pequenas dimensões, fazendo parte da matriz, quer em cristais maiores que se individualizam do seio dessa matriz. Tanto os cristais maiores como os mais pequenos apresentam-se muito fracturados, exibem extinção ondulante e contactos suturados. Aparece, ainda, sob a forma de inclusões globulares ou vermiculares no seio dos megacristais, e também em associações simplectíticas com a moscovite, no contacto desta com o feldspato potássico. As associações mirmequíticas com a plagioclase estão também presentes, apesar de não serem abundantes.

Nesta fácies porfiróide, e principalmente na zona da mina, assiste-se por vezes ao desenvolvimento de quartzo euédrico, o que sugere uma fase de silicificação tardia.

O feldspato potássico apresenta neste tipo de rocha várias modalidades:

- em cristais muito alterados com características da ortoclase. É pouco pertítico, e encontra-se quase totalmente sericitizado;
- em cristais ligeiramente alterados, biaxiais positivos,

não maclados, micropertíticos com dois sistemas de clivagem nítidos. Estes cristais são geralmente desenvolvidos e incluem outros minerais, nomeadamente plagioclase, biotite, quartzo e apatite, distribuídos ao acaso no seu interior. É no contacto com este tipo de feldspato que habitualmente ocorrem as mirmequites. As suas características sugerem uma ortoclase sódica;

- em grandes cristais de microclina, geralmente maclados segundo Carlsbad e exibindo um axadrezado que vai de grosseiro em alguns cristais até muito fino noutros, sendo deste último tipo a microclina que constitui a maioria dos megacristais. Estes possuem também inclusões dos minerais constituintes da matriz; estas inclusões dispõem-se paralelamente aos contornos dos megacristais, conferindo-lhes um aspecto zonado sendo as mais frequentes de plagioclase, existindo contudo casos onde esta se apresenta em pequenos cristais menos alterados do que a microclina que as envolve, quando na generalidade a plagioclase se apresenta mais alterada que este feldspato potássico. A microclina ocorre também em pequenos cristais anédricos na matriz, ou substituindo outros feldspatos (fotos 20 e 21).

A plagioclase apresenta-se fundamentalmente sob as seguintes formas:

- em cristais subédricos, em geral bem desenvolvidos e alterados (plagioclase I). A alteração é semelhante à do feldspato potássico mas mais intensa. Trata-se de uma oligoclase-andesina e os cristais apresentam-se por vezes zonados e geralmente mais alterados na zona central. Este tipo de plagioclase em muitos casos apresenta-se substituído, quer pelo feldspato potássico-sódico, quer pela microclina, o que conduz à ocorrência de golfos e contornos lobados na plagioclase. Não raramente a periferia destas plagioclases é"coroada" por uma albite;
- em pequenos cristais, geralmente muito pouco alterados, visíveis no interior dos megacristais de microclina. Esta plagioclase é mais sódica que a anterior pois trata-se de uma albite com 9% de molécula anortítica;

- em pequenos cristais que ocorrem principalmente no contacto com a ortoclase sódica, exibindo texturas mirmequíticas e com uma composição semelhante à das plagioclases inclusas na microclina;
- em pequeníssimos cristais de albite que "crescem" segundo direcções bem definidas dos megacristais de microclina e que sugerem uma albitização a partir de antigas pertites.

Em todos os tipos, as plagioclases ocorrem habitualmente macladas e obedecendo à lei da albite. Devem contudo assinalar-se casos onde a geminação é do tipo albite-periclina e albite-Carlsbad.

A biotite, é o mais importante acessório, possui habitualmente halos pleocróicos, devido a inclusões de minerais radioactivos, nomeadamente o zircão; os opacos e a apatite também constituem inclusões frequentes. A biotite apresenta-se na variedade castanha mas é de assinalar a ocorrência de biotite verde em algumas amostras. É frequente assistir-se à substituição da biotite por clorite e, noutros casos, à sua estreita relação com uma mica branca. Por vezes, nas clivagens da clorite são visíveis pequenos fusos de um mineral cinzento, pouco refringente, que classificamos como feldspato potássico. A relação que existe entre a mica branca (que contém por vezes opacos) e certa biotite, bem como a existência de certas relíquias de biotite no seio da mica branca, fazem pensar que esta deriva da descoloração da biotite.

A moscovite, que é pouco abundante, apresenta-se em lamelas independentes por vezes bem desenvolvidas e não deformadas, ou na dependência dos feldspatos.

A apatite aparece quer na dependência da biotite, quer sob a forma de cristais euédricos isolados, ou ainda como inclusão nos feldspatos e na moscovite.

A turmalina está presente, em alguns casos, em cristais anédricos associados à moscovite.

Granitos do Cambedo, Ruivães e do Alto da Armada(Barroso)

São como já referimos granitos de grão grosseiro onde por vezes cristais de feldspato potássico tendem a individualizar-se no seio de uma matriz equigranular facto mais vulgar nos granitos

do Cambedo e Barroso. O carácter orientado, deste grupo de granitos não é tão evidente principalmente quando a rocha se encontra sã e/ou está longe de zonas de contacto.

O exame microscópico revelou algumas diferenças entre estas rochas macroscopicamente semelhantes, principalmente ao nível das fases feldspáticas.

Tomando como referência o granito porfiróide descrito no parágrafo precedente temos que:

- o granito do Cambedo só possui microclina na matriz. A ocorrência da albite é frequente nomeadamente sob a forma de pequenos cristais inclusos nos feldspatos potássicos;
- no granito do Barroso a microclina com maclagem fina é rara. Existe, sim, um feldspato potássico alterado e exibindo um reticulado grosseiro. Em contrapartida é um granito em que a albite é mais abundante, quer em situação intersticial quer em pequenas placas, que se desenvolvem no seio dos feldspatos potássicos. A moscovite assim como a turmalina, são também relativamente abundantes;
- o granito de Ruivães também não possui microclina com maclagem fina, mas ao contrário da fácies precedente, a albite é rara. A plagioclase dominante é uma oligoclase-albite em cristais geralmente alterados.

Granito da Cabreira

Como já referimos, é um granito de grão medio de tendência porfiróide, de duas micas. É uma rocha leucocrata frequentemente orientada, orientação devido principalmente a pequenos megacristais de feldspato.

O estudo microscópico desta fácies revela algumas características coincidentes com as do granito do Cambedo. Porém há factos que permitem individualizar petrograficamente este granito em relação aos outros:

- a plagioclase que se apresenta em cristais desenvolvidos é uma oligoclase-albite com tendência a ocorrer em megacristais (plagioclase I);

- a ortose sódica é menos abundante, contudo é muito pertítica. As mirmequites são raras;
- a albite tem nesta fácies representatividade saliente, principalmente porque aparece na matriz sob a forma de cristais mais pequenos que os da plagioclase mais antiga. Quando se desenvolve a partir das pertites é comum também a presença de gotas de quartzo no seio do feldspato potássico(foto 18);
- a moscovite é mais abundante e é frequente a que se encontra em associação simplectítica com quartzo, principalmente nos contactos com o feldspato potássico.

Granito de grão grosseiro, de duas micas: granito de Pisões

Esta fácies de grão grosseiro, não porfiróide, de duas micas, está representada no sector NE da área estudada e está magnificamente exposta na grande pedreira de onde foi retirado o material para a barragem do Alto Rabagão. Apesar de espacialmente associado ao granito do Barroso, a leste da zona estudada, o granito de Pisões não é tão grosseiro como aquele, não revela tendência porfiróide e, mostra-se mais orientado. Foram estes factos que nos levaram a cartografá-lo separadamente, embora reconheçamos que no terreno, e principalmente na zona de contacto, seja muito difícil a sua distinção do granito de Barroso, apesar de no interior de cada uma das manchas os granitos serem nitidamente diferentes quando comparados entre si.

O estudo microscópico revela uma rocha de textura granular e em vários casos cataclástica com características mineralógicas gerais, semelhantes às do granito de Barroso. Deve porém referir-se que no granito de Pisões o fenómeno de albitização é mais intenso que no granito de Barroso, sendo mais abundante a albite intersticial e maior a orla albítica em torno da oligoclase, sendo frequente a ocorrência de gotículas de quartzo no seio desta última.

A moscovite é também mais abundante nesta fácies, principalmente sob a forma de grandes lamelas tardias.

A biotite apresenta-se em grande parte transformada, sendo frequente a ocorrência de fusos de feldspato potássico.

Granitos biotíticos de grão médio de tendência porfiróide: granitos de Vila da Ponte e de Covelo do Monte.

Este granito constitui uma mancha relativamente extensa e alongada, segundo direcção NW-SE, situada no sector leste da zona cartografada. É uma rocha de granularidade média, caracterizada pela relativa abundância de biotite e pela ocorrência de nódulos micáceos de forma ovoide cuja dimensão do eixo maior não excede em média os 5 cm. Nas zonas onde se revela de tendência porfiróide, este aspecto é facilmente observável em superfícies lisas e sub-horizontais, pois a rocha exibe pequenos e abundantes cristais tabulares de feldspato, cuja dimensão não excede 1 cm. Quando porfiróide, como na zona de Covelo do Monte, os megacristais (secção rectangular de 2x1 cm) encontram-se bem definidos, embora relativamente afastados no seio de uma matriz que continua a ser de granularidade média.

Este granito encontra-se geralmente alterado, podendo contudo observar-se relativamente são, numa pequena pedreira situada ao Km 113,5 da E.N.103 e na estrada florestal que dá acesso a Covelo do Monte.

A erosão, juntamente com uma fracturação de tendência sub-horizontal, conduz a um aspecto particular dos afloramentos, caracterizado por blocos de tendência achatada, semelhantes aos já referidos para o caso do granito da Cabreira.

Este granito contacta com formações metamórficas e com outros granitos, nomedamente com o granito porfiróide de S.Fins, com o granito de grão grosseiro de Pisões e ainda com o granito de Barroso. O contacto com as formações metassedimentares é brusco e em alguns pontos adquire aspecto peculiar, que mais faz lembrar uma brecha, caracterizado pela abundância de pequenos xenólitos que se concentram em área muito pequena. Curiosamente o granito encontra-se geralmente desprovido de encraves.

Macroscopicamente revela-se uma rocha de cor cinzenta, devido à presença de biotite, orientada, onde certos cristais de um

feldspato de cor branca tendem a individualizar-se ou individualizam-se em megacristais numa matriz equigranular composta de outros feldspatos, quartzo, biotite e moscovite. A orientação é geralmente bem visível devido ao alinhamento das micas, do quartzo e ainda dos megacristais de feldspato potássico.

Além dos minerais já referidos, o estudo microscópico, revelou ainda a presença de apatite, zircão, rútilo e opacos.

O quartzo com forte extinção ondulante apresenta-se, dominantemente, em cristais anédricos cujos contornos são frequentemente do tipo suturado. Aqueles cristais apresentam-se quer com um tamanho médio quer em agregados cujo tamanho é muito mais pequeno. Ocorre, ainda, incluído sob a forma de pequenos grãos no seio do feldspato potássico e juntamente com a plagioclase, constituindo, neste caso, mirmequites.

O feldspato dos megacristais é habitualmente microclina pertítica maclada segundo Carlsbad, com um reticulado nítido por vezes não muito fino. A microclina ocorre também em cristais anédricos no seio da matriz. De salientar que quanto mais fina é a maclagem mais sã se apresenta a microclina.

Habitualmente ocorrem também megacristais maclados segundo Carlsbad mas que não exibem qualquer reticulado. Igualmente estão presentes grandes cristais do feldspato pertítico ligeiramente alterado, desprovido de maclagem e com clivagens 010 e 001 nítidas e que inclui minerais da matriz, nomeadamente plagioclase.

A plagioclase mais comum (plagioclase I) é uma oligoclase-andesina e encontra-se por vezes muito alterada. Esta alteração é mais evidente na zona central dos cristais que habitualmente são subédricos e apresentam-se maclados segundo a lei da albite. É frequente a ocorrência de palhetas de sericite que se distribuem segundo direcções preferenciais dos cristais da plagioclase, parecendo por vezes sublinhar um certo zonamento.

No contacto com o feldspato potássico encontra-se frequentemente plagioclase em associação mirmequítica com quartzo. Esta plagioclase (plagioclase II), assim como a que se encontra em pequenos cristais inclusos no feldspato potássico, não se apresenta alterada e revelam ambas uma composição mais sódica. A plagioclase I apresenta-se frequentemente substituída parcialmente pela microcli

na da matriz, facto que sugere um fenómeno de microclinização.

A biotite é a mica mais abundante. Apresenta-se em placas pleocróicas em tons de castanho e possui inclusões frequentes de apatite e de zircão. Estas últimas estão rodeadas de halos pleocróicos característicos. Não são raras as inclusões de opacos assim como de rútilo em cristais aciculares. É vulgar o fenómeno de descoloração da biotite.

A moscovite, embora pouco abundante, está presente em grandes lamelas e geralmente associada à biotite

A extinção ondulante do quartzo, assim como os seus contactos suturados; clivagens encurvadas em alguns cristais das micas, bem como microfracturas e encurvamentos dos planos de macla das plagioclases, levam-nos a concluir que este granito esteve sob a acção de esforços tectónicos.

Granitos de grão fino, de duas micas

São granitos relativamente menos abundantes que os granitos já descritos mas que não deixam de ter uma certa representatividade na área estudada. Deve contudo assinalar-se que, no domínio dos granitos de grão fino, há a considerar:

- os que constituem manchas espacialmente associadas aos granitos de tendência porfiróide e que possuem mineralogia muito idêntica ao granito de grão médio de duas micas, como é o caso dos granitos constituintes das manchas cartografadas a sul de Ruivães e a sul de Salto, que são granitos de grão fino onde as duas micas têm representatividade semelhante;
- os que ocorrem normalmente em filões no seio dos granitos porfiróides ou de tendência porfiróide (granitos filonianos).

A microclina está bem representada, quer em cristais individuais com tendência a individualizarem-se da matriz, quer substituindo os feldspatos que lhe são cronologicamente anteriores. Porém a plagioclase I é uma albite e nestas rochas não é muito importante o fenómeno de albitização tardia, apresentado, por exemplo, através do desenvolvimento de pequenos cristais de albite no seio dos feldspatos potássicos. A moscovite é relativamente abun-

dante, quer sob a forma de grandes lamelas tardias, quer em associações simplectíticas com o quartzo. De referir a presença de fluorite e granada entre os minerais acessórios.

B - Granitos muito orientados

As manchas correspondentes às diferentes fácies consideradas desenvolvem-se numa direcção NW-SE e, juntamente com o granito de grão médio de tendência porfiróide, constituem o essencial da Serra da Cabreira. As fácies consideradas foram três e o critério principal que presidiu à sua distinção foi essencialmente granulométrico, pelo que distinguimos uma fácies de grão fino, uma de grão médio e uma de grão grosseiro. Em comum, estas fácies revelam um carácter leucocrata e uma estrutura muito orientada.

Enquanto que as fácies de grão grosseiro e fino se encontram espacialmente associadas, nomeadamente no eixo Torrinheiras - Lamas de Miro - Anjos, na vertente SW, a fácies de grão médio aparece espacialmente associada ao granito da Cabreira, na vertente NE, e aflora nos altos a sul da Borralha, nomeadamente no alto de Murça. O último facto referido contribui para que eventualmente os dois granitos possam ser confundidos, no caso de análise pouco atenta dos seus afloramentos.

Macroscopicamente são rochas leucocratas de textura equigranular, muito orientadas e onde a orientação é conferida pelas micas e pelo quartzo, este habitualmente em agregados ovóides, cujo eixo maior é paralelo à lineação.

O quartzo, bem como abundantes lamelas de moscovite e alguma biotite, destacam-se de um fundo branco essencialmente feldspático.

De referir a ocorrência de frequentes superfícies de cisalhamento revestidas por placas de moscovite.

O estudo microscópico revela, uma estrutura fortemente cataclástica, presente nas três fácies mas mais evidente nas de grão grosseiro e fino. Aquela textura traduz-se pela ocorrência de:

- agregados policristalinos fusiformes de quartzo, em cristais anédricos com textura fortemente ondulante e com limites intercristalinos irregulares de tipo suturado;

- granulação que é observável no quartzo e ainda nos feldspatos;
- alinhamento e encurvamento de pequenos cristais de moscovite primária, por vezes agrupada em finos leitos juntamente com biotite;
- encurvamento dos planos de macla das plagioclases e das clivagens na moscovite.

Granito de grão fino de duas micas, essencialmente moscovítico: granito de Torrinheiras.

O quartzo é o mineral mais abundante e ocorre sob diversas formas:

- em cristais anédricos muito fracturados e com extinção fortemente ondulante;
- em agregados de pequenos cristais que parecem resultar da granulação de cristais maiores;
- em inclusões goticulares no seio dos feldspatos;
- em associação simplectítica com a moscovite.

O feldspato potássico, como é habitual, apresenta-se também sob várias formas a considerar:

- em cristais anédricos, muito alterados, pertíticos, sem maclagem e que pelas suas características classificamos como uma ortoclase;
- em cristais pouco alterados, não maclados, com dois sistemas de clivagem nítidos. Estes cristais em alguns casos incluem a ortoclase bem como plagioclase. Trata-se do feldspato que atrás consideramos como uma ortoclase sódica;
- microclina pertítica, em cristais a tender para megacristais e em cristais límpidos com maclagem fina em posição intersticial e que substitui a plagioclase.

A plagioclase ocorre quer em grandes cristais de uma albite (An 8) que incluem biotite, por vezes parcialmente sericitizados, quer em cristais límpidos também de albite de dimensões mais pequenas que os precedentes,(albite esta intersticial ou a desenvolver-se no seio dos feldspatos potássicos, substituindo-os). No primeiro tipo de plagioclase é frequente observarem-se os planos de

macla encurvados e a seguir à ortoclase é o feldspato mais alterado. Não se encontram plagioclases zonadas, nem em associação mirmequítica com quartzo. Deve referir-se que em alguns casos se encontram "manchas" de ortoclase no seio da plagioclase do primeiro tipo.

A moscovite é a mica mais abundante e apresenta-se quer em cristais alinhados com eixos paralelos ao alongamento do quartzo e aos eixos c dos cristais de plagioclase (moscovite I), quer em placas desenvolvidas que nos seus bordos exibem frequentes associações simplectíticas com quartzo (moscovite II). Em muitos casos não é visível qualquer deformação nesta última moscovite.

A biotite que é escassa, apresenta-se geralmente associada a moscovite, e contém inclusões de zircão e/ou apatite. Por vezes observam-se vestígios de fluorite em estreita associação com esta mica.

Acessoriamente ocorrem a apatite, frequentemente inclusa na plagioclase, e vestígios de silimanite, esta última associada à moscovite.

Granito de grão médio, de duas micas, essencialmente moscovítico: granito do Alto de Murça

A petrografia desta fácies granítica não é muito diferente da da fácies de grão fino. Além do facto já referido, que é de apresentar uma textura não tão fortemente cataclástica, que se manifesta, por exemplo, no facto da granulação do quartzo não ser tão evidente, é uma fácies em que a microclina é rara. Pelo contrário, há um feldspato em cristais subédricos por vezes com tendência a desenvolver-se em pequenos megacristais que incluem pequenos cristais de plagioclase. Eles são pouco pertíticos e não maclados e, no seu conjunto, apresentam-se mais alterados que a plagioclase sendo mais pertíticos no contacto com esta. A partir das pertites nota-se um desenvolvimento de pequenos cristais de albite. Na vizinhança destes feldspatos potássicos encontra-se moscovite em associação simplectítica com quartzo. Em algumas amostras aparece com o maclado da microclina, mas só em determinadas zonas dos cristais.

A plagioclase apresenta-se, quer em cristais com maclagem

mal definida e, frequentemente, substituídos pela ortoclase sódica, quer em cristais de albite, aqui mais desenvolvidos e mais frequentemente associados com quartzo e moscovite.

A turmalina é um acessório que habitualmente está presente.

Granito de grão grosseiro, de duas micas, essencialmente moscovítico: granito de Lamas de Miro (Anjos)

Nesta fácies, assim como na de grão médio, a microclina está praticamente ausente mas, em contrapartida, o fenómeno albitização é mais evidente, pois assiste-se em alguns casos a uma "invasão" quase completa dos feldspatos potássicos pela albite. A escassez de feldspatos potássicos em algumas lâminas e a ocorrência de agregados de albite envolvendo restos daqueles feldspatos, sugerem a sua quase completa albitização(foto 19).

Assim como na fácies de grão fino, é a plagioclase o feldspato que se apresenta mais são.

3.2.1.2. Granitos pós-tectónicos

Granito porfiróide ou com tendência porfiróide, de grão grosseiro biotítico: granito de Cabril (Gerês)

Este granito ocupa o sector noroeste da área estudada e faz parte do grande afloramento, orientado N-S, que em grande parte constitui a Serra do Gerês. Localidades como Cabril e Covelo do Gerês assentam sobre este tipo de granito. É uma rocha de matriz grosseira de onde por vezes se conseguem realçar megacristais de feldspato potássico.

Quando a granularidade é grosseira, o carácter porfiróide não é evidente, embora se note uma tendência dos feldspatos a evidenciarem-se da matriz; estes quando sãos apresentam uma tonalidade rósea característica. Porém, à medida que ingressamos para o interior do maciço granítico a granularidade torna-se menos grosseira e o carácter porfiróide é então evidente.

De referir que neste maciço ocorrem localmente rochas de cor vermelha, onde um exame macroscópico sumário revela a presença

dominante de um feldspato com a mesma cor e de minerais de cor verde, ao mesmo tempo que se nota uma quase ausência de quartzo, a não ser em finas vénulas, muito brancas, que recortam a rocha em questão; estas rochas foram já alvo de estudo efectuado por MARTINS (1972) e MARTINS E SAAVEDRA (1976).

A erosão, condicionada por fracturação relativamente intensa do granito do Gerês e pela sua granularidade e litologia, conduziu a paisagem granítica de rara beleza.

Na área estudada, este granito contacta a leste com formações metamórficas e a sul com o granito de Ruivães. Em qualquer dos casos o contacto é brusco e sub-vertical. Em relação às formações metamórficas, e ao contrário da generalidade dos contactos entre estas e os granitos até aqui descritos, este é discordante e houve uma perturbação evidente da xistosidade principal nas imediações do contacto que se traduz por uma variação da sua atitude relativamente à atitude regional.

Macroscopicamente, trata-se de uma rocha homogénea onde certos cristais de feldspato de cor rósea se individualizam ou tendem a individualizar-se de uma matriz equigranular constituída por outros feldspatos, quartzo que assume aspecto globular característico, e biotite.

O estudo microscópico revela composição mineralógica peculiar, mormente no que respeita aos minerais acessórios.

O quartzo apresenta-se sob diversos tipos:

- em cristais anédricos ou subédricos bem desenvolvidos que exibem extinção ligeiramente ondulante;
- em finas vénulas no seio da ortoclase e em estreita relação com as pertites nela existentes;
- em associação mirmequítica com a plagioclase sódica, no contacto desta com a ortoclase.

O feldspato dominante é uma ortoclase muito pertítica que se apresenta ligeiramente alterada e exibindo frequentemente a macla de Carlsbad. É este tipo de feldspato que constitui os megacristais.

Há contudo um outro feldspato mais alterado, pouco pertítico, com características de uma ortoclase que em algumas lâminas

já só existe sob a forma de pequenas relíquias, alteradas, no seio da ortoclase pertítica.

A microclina está representada nesta fácies granítica, pois é visível em alguns cristais da ortoclase o que leva a supor uma microclinização deste outro feldspato.

A plagioclase apresenta-se em:

- em grandes cristais, geralmente zonados, com maior alteração na zona central. A composição varia de uma oligoclase-andesina (30% An) no núcleo, até albite-oligoclase (10% An) na periferia, Existem contudo cristais que não revelam zonamento nem alteração e cuja composição ronda também a da albite-oligoclase;
- em pequenos e límpidos cristais, na vizinhança dos feldspatos potássicos ou no seu interior, onde se desenvolvem a partir de pertites ou de planos de macla, e cuja composição é a de uma albite quase pura. Neste último caso é frequente um desenvolvimento que leva a albite a substituir quase todo o cristal do feldspato potássico hospedeiro;
- em orlas que se dispõem em torno de alguns dos cristais maiores de plagioclase, e nos quais se desenvolvem texturas mirmequíticas quando em contacto com a ortoclase.

A biotite é o acessório mais abundante. Apresenta pleocroísmo em tom de castanho e inclui zircão e/ou apatite. Em algumas amostras apresenta-se cloritizada e juntamente com a clorite é frequente ocorrer fluorite violácea, esfena, opacos e, mais raramente também epídoto. De referir a ocorrência de feldspato potássico, em inclusões fusiformes ao longo das clivagens de biotite cloritizada.

A alanite é um mineral acessório que está presente na maioria das amostras. Em cristais castanhos, automorfos e zonados, apresenta-se em estreita relação com a biotite, onde por vezes está parcial ou totalmente inclusa.

A apatite está sempre presente, quer em cristais individualizados no seio da matriz, quer inclusos na biotite ou a ela estreitamente associados.

O epídoto, juntamente com a sericite, está frequentes vezes associado à parte alterada das plagioclases. Sozinho, ocorre

também associado à biotite.

A magnetite é o opaco mais comum e ocorre espacialmente associado à biotite.

A moscovite é relativamente rara, o mesmo acontecendo com a calcite.

De assinalar a ocorrência, em algumas das amostras estudadas, de um mineral verde, vermicular, que pelo conjunto das suas características somos levados a classificar de ripidolite na sua variedade helminta, mineral já referido por PEREIRA (1951), ASSUNÇÃO (1962) e PALACIOS (1974).

Granito de grão médio, com granadas: granito de Penedos

Constitui pequeno afloramento, com área inferior a 1 Km2, que se localiza a 1500 m a NW da Borralha. Sobre este granito assenta a pequena povoação de Penedos (Linharelhos). O nome da povoação seguramente que está relacionado com a forma de ocorrência deste granito, isto é, em grandes penedos de tendência esférica que sobressaem na paisagem.

Trata-se de um pequeno maciço granítico, circunscrito, encaixado no seio de outro granito e contactando também em parte com formações metamórficas. Os contactos são bruscos e também neste caso se verificou uma variação de atitude regional da xistosidade principal.

O granito de Penedos é um granito homogéneo de grão médio a grosseiro, de coloração amarela característica quando alterado e cinzenta quando são. A textura é equigranular e macroscopicamente observa-se abundância de quartzo globular, assim como feldspatos e raras micas.

Ao microscópio pode distinguir-se uma matriz fina, constituída pelos minerais essenciais de um granito, no interior da qual esses mesmos minerais se desenvolvem em cristais de maior dimensão.

O quartzo apresenta-se em cristais de tamanho variável, sempre anédricos mas por vezes de forma arredondada. Os cristais maiores contêm inclusões, quer de feldspatos, quer de micas, e tudo indica que sejam tardios.

O feldspato potássico ocorre de três modos distintos:

- em cristais sempre alterados e associados com moscovite, nos quais se pode observar, quer o desenvolvimento de pequenos cristais de plagioclase a partir de direcções bem definidas, quer uma microclinização. Neste último caso, pode observar-se num mesmo cristal uma zona muito alterada, que corresponde a uma ortoclase, e uma zona não alterada, constituída por microclina. Vêm-se mesmo, em alguns casos, como que restos de ortoclase no seio da microclina;
- em cristais exibindo o axadrezado típico e muito fino, na matriz fina, e também sob a forma de cristais mais desenvolvidos que além de incluirem restos de ortoclase, invadem em alguns casos a plagioclase; trata-se de uma microclina;
- em cristais geralmente pouco alterados, pertíticos e que correspondem à ortoclase sódica. Este feldspato é relativamente raro nesta fácies.

A plagioclase, assim como os minerais já descritos, apresentam-se em cristais de grandes dimensões e em cristais de pequenas dimensões, estes na matriz fina. Há a considerar duas gerações de plagioclase:

- em cristais pouco e uniformemente alterados, sem qualquer zonação e em associação com moscovite e quartzo. Trata-se de uma albite-oligoclase (8 e 10% An). Não se observam mirmequites. Por vezes, no meio das plagioclases existem restos de feldspato potássico mais alterado;
- em pequenos cristais não alterados, que se desenvolvem quer no feldspato potássico, quer na matriz, e que são de uma plagioclase de composição albítica.

A moscovite ocorre associada aos feldspatos como resultado de uma alteração, ou em placas um pouco mais desenvolvidas associadas à rara biotite existente, ou ainda isolada e de aspecto tardio.

A biotite é pleocroica em tons de castanho e apresenta frequentes halos pleocróicos. Geralmente apresenta-se cloritizada.

A granada ocorre em pequenos cristais subédricos, por vezes exibindo uma certa alteração num produto acastanhado.

A fluorite também está presente neste granito e ocorre quer em cristais isolados tardios relativamente aos outros minerais da rocha, quer também associada à moscovite ligada à biotite.

3.2.2. Conclusões do estudo petrográfico dos granitos

Como referimos, as características macroscópicas das rochas dos inúmeros afloramentos graníticos, permitiram uma primeira classificação das fácies existentes.

O estudo petrográfico forneceu uma mais correcta caracterização de cada uma das fácies. Foi assim possível a comparação e a correlação entre os diferentes tipos de granitos; eventuais desajustamentos podem contudo existir como resultado da dificuldade de correlação do que pode ser um mesmo granito, mas localizado em contextos estruturais distintos.

A mineralogia das diferentes fácies descritas, quando observada no seu todo revela-se muito semelhante, independentemente do grupo de granitos a que diz respeito. Só o exame de pormenor permite o reconhecimento das diferenças características. Porém, uma vez identificadas as fases mineralógicas presentes, torna-se difícil definir com exactidão a sequência de individualização dessas fases, pois desde logo se torna evidente a presença de fenómenos sobrepostos, que perturbam as relações iniciais entre determinadas fases. Tal facto é notório para o caso das fases feldspáticas, pois em alguns casos assiste-se à substituição quase completa de algumas delas por outras mais tardias.

O estudo petrográfico comparativo foi orientado para o exame das relações entre as principais fases minerais presentes, designadamente: feldspatos potássicos, plagioclases, quartzo, biotite, moscovite e clorite. Na figura 9 está esquematizada a cronologia relativa entre estas fases.

Consideramos que a biotite foi um dos primeiros minerais a individualizar-se, a ela seguiram-se a plagioclase e a ortoclase; a primeira, com uma composição que varia entre a de uma oligoclase-andesina e a de uma albite (plagioclase I), apresenta-se em cristais de tendência idiomórfica, por vezes zonados e exibindo

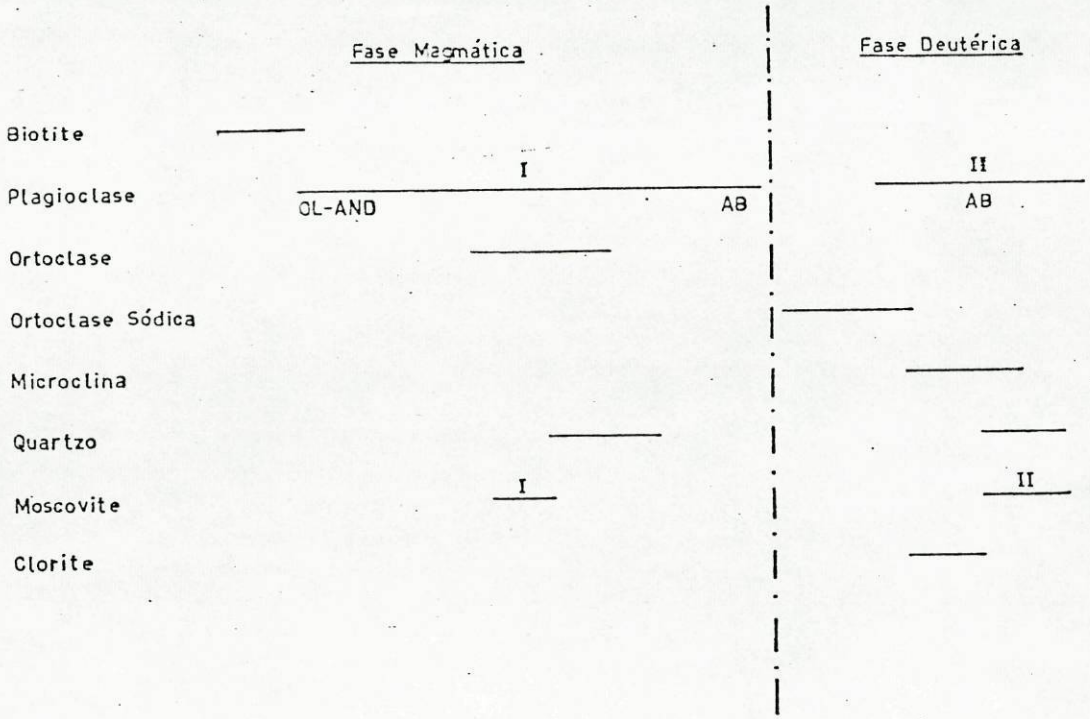


Fig.9- Cronologia relativa dos principais minerais presentes nas rochas graníticas.

em muitos casos uma alteração que se traduz principalmente por uma sericitização; a segunda, habitualmente pertítica, apresenta-se geralmente alterada. Estes minerais juntamente com o quartzo e a moscovite I, constituem o essencial daquilo que consideramos ser a fase magmática.

Posteriormente à cristalização deste conjunto de minerais sucederam-se fenómenos mais tardios que implicaram modificações mais ou menos profundas em fases minerais presentes, assim como a formação de novas fases. Tais modificações são devidas a fenómenos de evolução deutérica. A estes atribuimos-lhes o significado preconizado por CHAROY (1979), que a considera como o conjunto de transformações que afectam minerais já cristalizados, durante o período de tempo que corresponde ao conjunto de todos os processos que engendram um maciço granítico, incluindo os fenómenos hidrotermais s.l.

Referiremos em particular a individualização da ortoclase sódica, da microclina e da albite.

A ortoclase sódica, presente na maioria das fácies, é um feldspato geralmente micropertítico em cristais bem desenvolvidos, por vezes megacristais que incluem os minerais mais precoces, com clivagens nítidas e sinal óptico positivo. É no contacto com este feldspato que é mais nítida a transformação da plagioclase I, numa plagioclase mais sódica, que é acompanhada pela formação de mirmequites.

A microclina está associada a um fenómeno de microclinização que se manifesta por substituições nos feldspatos primitivos, microclina intersticial e/ou megacristais mais ou menos desenvolvidos que incluem cristais dos minerais mais precoces. Simultâneamente, dá-se muito provavelmente a transformação da biotite em clorite, e a formação da primeira moscovite II (fotos 20 e 21).

A albite está ligada a um fenómeno de albitização que se manifesta de variadas formas: pela cristalização de orlas albíticas em torno da plagioclase I, pela ocorrência de albite (plagioclase II) em cristais geralmente pequenos no seio da matriz; pelo desenvolvimento de placas de albite a partir de direcções preferenciais dos feldspatos potássicos, assistindo-se em alguns casos a uma substituição da própria microclina pela albite. Esta substituição é acompanhada por uma "opacificação" do felds-

pato potássico. Simultâneamente dá-se a formação de moscovite e quartzo, sendo frequentes as texturas simplectíticas no contacto do feldspato potássico com as moscovites que entretanto se individualizaram.

Resumindo as características petrográficas das diferentes fácies graníticas consideradas temos:

1 - Granitos sintectónicos

A - Granitos orientados

Neste grupo podem considerar-se:

- granitos em que a fase magmática é caracterizada por plagioclases, geralmente zonadas, cuja composição evolui de oligoclase-andesina a oligoclase e por um teor em biotite que decresce dos granitos biotíticos para os granitos, factos estes que sugerem um fenómeno de diferenciação magmática embora não muito desenvolvido. A fase deutérica é relativamente importante e caracteriza-se no seu essencial por uma microclinização à qual se seguiu, em algumas fácies, ligeira albitização. Estão neste grupo os granitos porfiróides e de tendência porfiróide com percentagem de biotite maior que a da moscovite;

- granitos em que na fase magmática há uma plagioclase com composição sensivelmente constante nas diferentes fácies e em que a fase deutérica se caracteriza por uma albitização dominante sobre a microclinização. São granitos de grão grosseiro a médio, não porfiróides, de duas micas, mas com moscovite dominante;

- granitos de grão fino que se caracterizam pelo facto da fase albítica estar relacionada com a fase magmática e em que na fase deutérica se dá uma microclinização da ortoclase não muito intensa mas nítida. São granitos de duas micas não porfiróides

B - Granitos muito orientados

Neste grupo consideramos que a fase magmática é caracterizada por uma plagioclase sódica e por uma percentagem escassa de biotite. A fase deutérica está bem marcada e traduz-se principalmente por uma microclinização nas fácies de grão fino e por uma albitização notória nas de grão médio e grosseiro. São granitos essen-

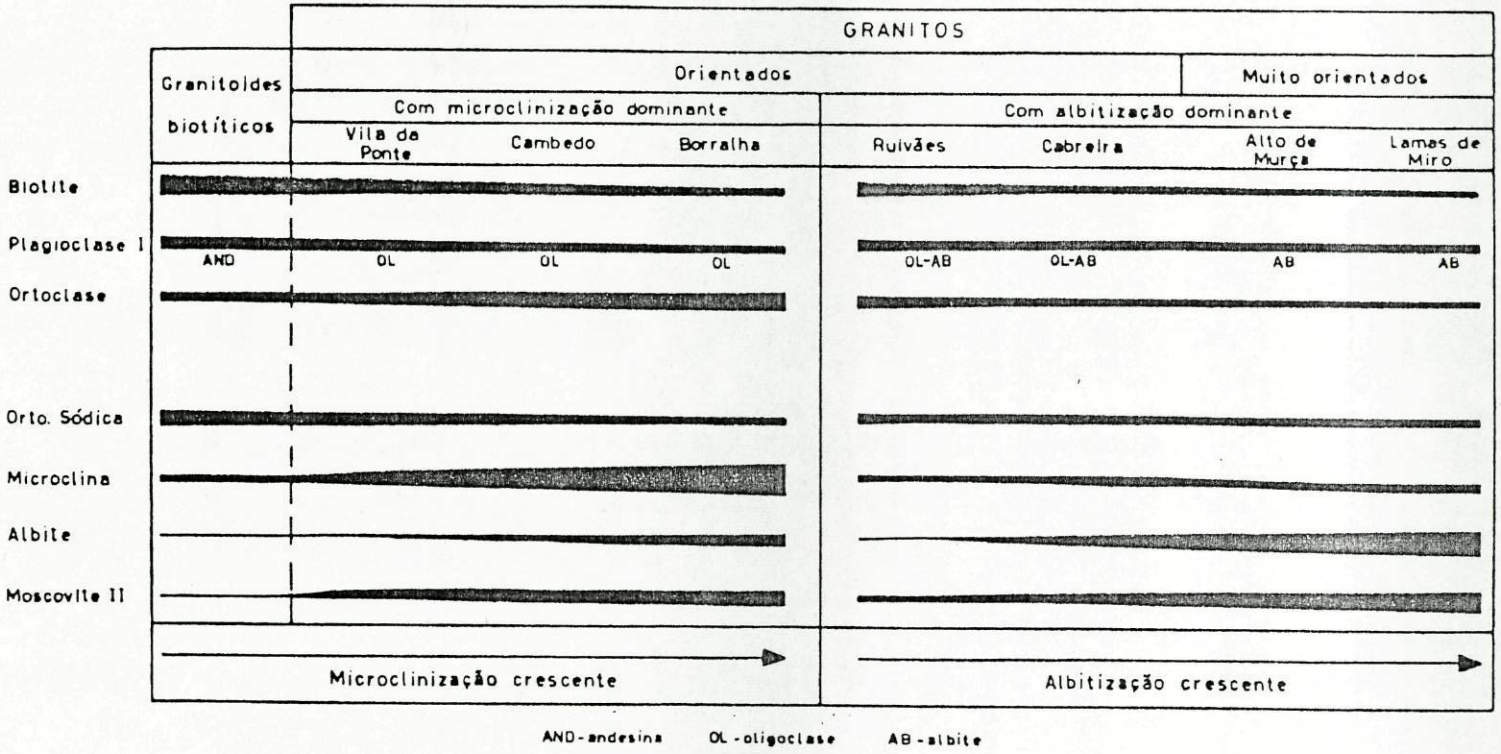


Fig.10- Esquema representativo da mineralogia das diferentes fácies dos granitos sintectónicos.

cialmente moscovíticos.

Na figura 10 estão esquematicamente representadas as diferentes fácies de granitos sintectónicos pertencentes a cada um dos grupos atrás definidos. Pode assim efectuar-se uma comparação face às principais fases mineralógicas, mas apenas possível no sentido longitudinal do esquema, uma vez que não tivemos a preocupação de representar as percentagens relativas entre as diferentes fases numa dada fácies, mas somente numa dada fase de fácies para fácies.

2 - Granitos pós-tectónicos

Também nestes granitos, tal como aconteceu relativamente ao primeiro sub-grupo dos granitos orientados, tudo faz supor um papel efectivo de uma diferenciação magmática evidenciada por uma evolução da composição das plagioclases e por uma diminuição do teor da biotite. A fase deutérica é caracterizada por uma albitização que é observável, principalmente nos granitos de tendência porfiróide e por uma microclinização, esta patente nos granitos de grão médio com granadas.

Neste grupo de granitos é de realçar porém a ocorrência de fases mineralógicas tardias tais como a fluorite e a helminta que representam quanto a nós aspectos de uma alteração deutérica mais específica, uma vez que quer a albitização quer a microclinização não atingem estádios tão avançados como os observáveis nos granitos deformados.

Tendo em conta quer o modo de ocorrência das diferentes fácies graníticas, principalmente no que respeita às suas relações espaciais, quer as características petrográficas, nomeadamente o tipo de paragénese primária e a resultante da alteração deutérica principal, agrupamos os granitos em dois grupos. O dos granitos com microclinização dominante, no qual incluimos alguns dos granitos sintectónicos e os pós-tectónicos; e o dos granitos com albitização dominante.

3.2.3. Relação granitos - deformação

A análise do mapa1.1 permite desde logo verificar que com a excepção dos granitos do Cabril e de Penedos todos os outros se apresentam em maciços alongados paralelos à estrutura maior que afecta as rochas metassedimentares, isto é, NW-SE, e que à escala do afloramento se apresentam mais ou menos deformados concordantemente com aquela direcção. Podemos concluir que todos os granitos à excepção daqueles dois foram de certa maneira afectados por fases tectónicas responsáveis por dobramentos nas formações encaixantes.

Nos granitos dos maciços alongados podem encontrar-se estruturas planares, de atitude N120° a N130°E, sub-verticais; lineares, de direcção N120° a N130° e plano-lineares.

1 - Granitóides biotíticos

Constituem, como já referimos, maciços de pequenas dimensões e estão sempre espacialmente associados ao granito porfiróide, nomeadamente na zona mineira da Borralha. Nesta zona pode observar-se que a estrutura dos seus maciços está condicionada pela das rochas metassedimentares. São rochas muito ricas em biotite e é este mineral que define uma foliação bem visível principalmente nas fácies de grão fino que contactam com os micaxistos. Possuem também uma lineação definida pela orientação da biotite, quartzo e plagioclases. Não são visíveis sinais evidentes de texturas cataclásticas.

A estrutura plano-linear desta fácies pode ser devida a uma intrusão sincinemática. O material intrudido teria fraco volume de constituintes sólidos, facto que justificaria a inexistência de texturas cataclásticas provocadas durante a terceira fase.

2 - Granitos porfiróides de duas micas (Borralha e S.Fins)

Estas rochas possuem uma estrutura planar que é paralela a S_3 da encaixante metassedimentar, mais nítida nas zonas próximas dos contactos, pois é aí também que se observa uma maior abundância de megacristais. Este facto, associado ao que conhecemos acerca da mineralogia destas fácies, sugere que o desenvolvimento dos megacristais é um fenómeno inter-relacionado com a deformação. A

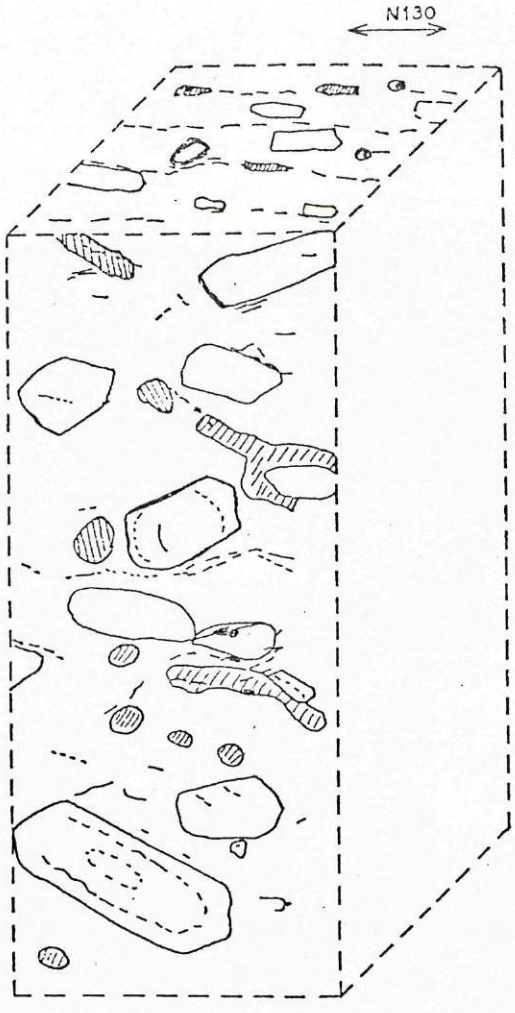


Fig.11- Esquema exemplificativo da orientação do granito porfiroide (granito da Borralha).

estrutura planar deve-se à orientação paralela das faces 010 dos cristais de feldspato potássico (fig.11) cuja cristalização se deu no seio de uma matriz que reagiu rigidamente à deformação, dado os vestígios de cataclase nela existente. Uma silicificação posterior à terceira fase veio em muitos casos disfarçar a estrutura desta fácies principalmente na zona rica em filões hidrotermais.

O somatório destes factos sugere uma intrusão sincinemática à qual se seguiu a formação dos megacristais num período ligeiramente tardio mas ainda sob a acção da terceira fase de deformação.

3 - Granitos de grão grosseiro não porfiróides e de tendência porfiróide, de duas micas (Ruivães, Barroso e Pisões)

Estes granitos constituem maciços que juntamente com os das fácies já referidas se desenvolvem segundo a direcção NW-SE. São fácies em que a estrutura dos respectivos maciços é variável, possuem normalmente uma estrutura linear definida principalmente pela orientação das micas e dos feldspatos, mas essa estrutura torna-se planar nas zonas dos contactos.

No granito de Ruivães, que habitualmente possui uma estrutura linear incipiente, surge uma estrutura planar nas zonas onde ocorrem painéis de rochas metassedimentares, que podem ser considerados como elementos "in situ" da zona do tecto do maciço. Nos granitos de Pisões e do Barroso são evidentes as estruturas planares nas zonas de contacto. Nestes dois últimos granitos que ocorrem a NE da grande mancha metamórfica, são mais evidentes sinais de texturas cataclásticas, facto que sugere que estes se comportaram como corpos relativamente mais rígidos face à deformação. Como a sua mineralogia é afim de alguns dos granitos do sector SW somos levados a concluir que aqueles estavam em níveis estruturais ligeiramente mais altos quando foram afectados pelo clímax da terceira fase de deformação.

Mercê das suas características estruturais estes maciços instalaram-se sincinemáticamente com a terceira fase.

4 - Granitos de grão médio de tendência porfiróide (Vila da Ponte e Cabreira)

Os granitos de Vila da Ponte a NE, e da Cabreira a SW, constituem manchas relativamente extensas e alongadas segundo uma direcção NW-SE.

À semelhança dos granitos de grão grosseiro, estes granitos possuem uma estrutura linear definida pela orientação das micas e dos feldspatos e, ainda, pelos eixos maiores dos nódulos micáceos. Próximo dos contactos com formações metassedimentares é visível uma estrutura planar, sub-vertical. É o que se verifica, por exemplo, com o granito da Cabreira a SE de Salto.

As características microscópicas destes granitos, revelam que os mesmos possuem minerais que reagiram mais ou menos rigidamente à deformação, facto mais notório nas zonas dos contactos.

5 - Granitos de grão fino a grosseiro, de duas micas, essencialmente moscovíticos (Torrinheiras, Alto de Murça e Lamas de Miro).

São granitos que, apesar de possuírem uma composição mineralógica que não difere muito da de alguns dos granitos referidos nos parágrafos anteriores, se mostram muito mais deformados. Exibem uma estrutura linear fortemente marcada e definida pelo alinhamento das micas e pelo eixo maior dos agregados fusiformes de quartzo. Esta lineação possui uma direcção que varia entre N116° e N130°. Por vezes é observável uma estrutura planar de atitude média N120°, 80°S. A textura destas rochas é fortemente cataclástica.

Os factos referidos sugerem que estes granitos, cujos maciços se alongam segundo uma direcção NW-SE, se comportaram como corpos rígidos face à deformação da terceira fase, razão pela qual a maioria dos seus minerais exibe deformação pós-cristalina, exceptuando-se os que se relacionam com fases deutéricas tardias.

6 - Granito porfiróide e granito de grão médio com granadas (Cabril e Penedos)

Estes granitos não se apresentam deformados e ocorrem em maciços circunscritos, discordantes em relação à estrutura maior da região.

Fácies	Características Observadas					
	Extinção ondulante no quartzo	Tipo de contorno intercristalino dos quartzos	Granulação do quartzo	Orientação devida à cataclase	Clivagens encurvadas	Outras observações
Granitoides biotíticos	Ligeira	Regular	Ausente	Ausente	N/observado	Orientação das biotites e plagioclases
Granitos porfiróides de duas micas(Borralha e S.Pins)	Média a Forte	Irregular	Presente	Ligeira	Micas e plagioclase	Orientação das micas e feldspato potássico
Granito de tendência porfiróide do sector SW(Ruivães)	Ligeira	Regular	Ausente	Ausente	Plagioclase	Orientação das micas
Granito de tendência porfiroide do sector NE(Barroso)	Média	Irregular	Rara	Ligeira	Micas e plagioclase	Orientação das micas
Granito de grão grosseiro(Pisões)	Média a Forte	Suturado	Presente	Presente	Biotite e plagioclase	Orientação das micas
Granitos de tendência porfiróide de grão médio (Vila da Ponte e Cabreira)	Média	Irregular	Rara	Ligeira	Micas	Orientação das micas e feldspato
Granitos moscovíticos(Torrinheiras, Alto de Kurça e Lamas de Miro)	Forte	Suturado	Presente	Presente	Moscovite e plagioclase	Alinhamento da moscovite Fracturação dos feldspatos

Quadro 5- Algumas características microscópicas relativas à deformação dos granitos sintectónicos.

O granito porfiróide do Cabril faz parte do grande maciço granítico da Serra do Gerês, que se estende para Norte ainda para além da fronteira; na área em estudo ele corta discordantemente as estruturas de F_3.

O granito de grão médio de Penedos constitui um pequeno maciço circunscrito, intrusivo no seio do granito porfiróide de duas micas e secante em relação às estruturas de F_3 existentes quer no granito encaixante quer em pequenos afloramentos metamórficos existentes no seu contacto.

Assim, tendo em conta as características microscópicas (Quadro 5), bem como as estruturas observadas nos granitos e nas rochas encaixantes, pode-se, considerar os granitos da região divididos nos seguintes grupos (tomando como referência a terceira fase de deformação, F_3):

1 - Granitos e Granitóides sintectónicos
- Granitos muito orientados - Granitos de Torrinheiras, Alto de Murça e Lamas de Miro (Anjos)
- Granitos e granitóides orientados - Granitóides biotíticos; granitos da Borralha, Cambedo, S.Fins; Vila da Ponte, Cabreira, Ruivães e Barroso.

2- Granitos pós-tectónicos - Granitos de Cabril e Penedos.

3.2.4. Geoquímica

As características químicas das rochas graníticas foram estudadas através dos dados relativos a 46 amostras, 12 das quais foram recolhidas de trabalhos já elaborados por outros autores que estudaram áreas limítrofes (MARTINS e SAAVEDRA, 1976; COTTARD, 1979; RIBEIRO, 1980). Das 12 análises já publicadas 8 dizem respeito ao granito do Gerês e 4 ao granito dos Carris. Este último tipo de granito, apesar de não estar representado na área estudada, encontra-se espacialmente associado ao granito do Gerês, razão pela qual achamos de interesse a sua inclusão no presente estudo. Os elementos acerca das suas características podem ser obtidos em qualquer um dos trabalhos acima referidos.

Relativamente às rochas granitóides dispomos de análises relativas a 9 amostras.

As análises foram efectuadas no Departamento de Mineralogia e Cristalografia da Faculdade de Ciências de Salamanca e no Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências do Porto. Neste último foi analisado o FeO por permanganatometria; no primeiro foram determinados os restantes elementos maiores, segundo o método de SAAVEDRA e col. (1974), por desagregação com metaborato de lítio, dissolução em ácido fluobórico e doseamento por absorção atómica, e os elementos menores por fluorescência de raios X, directamente a partir do pó da amostra segundo técnica de SAAVEDRA e col. (1975).

De referir que os métodos analíticos utilizados na obtenção das 12 análises já publicadas foram semelhantes aos utilizados nas restantes 43, razão pela qual utilizamos os seus valores no estudo comparativo.

No quadro 7 estão também presentes 3 análises, que dizem respeito a outras tantas fácies graníticas da área estudada e que são as únicas publicadas (NEIVA e PUREZA, 1958; NEIVA e col. 1965); porém os seus valores não são utilizados no presente estudo.

3.2.4.1. Elementos maiores

No quadro 7 estão presentes os resultados das análises das diferentes amostras assim como os valores relativos aos cálculos das respectivas normas CIPW-Lacroix, mesonormas de Barth, parâme-

tros de CIPW Lacroix e de H.de la Roche. Os teores em elementos maiores estão expressos em percentagem de óxidos e os dos elementos menores em partes por milhão ou gramas por tonelada (p.p.m ou g/T).

Granitoides Biotíticos		●
Encraves Melanocratas		◆
Granitos Sintectónicos	Vila da Ponte	⊗
	Borralha e S.Fins	⊕
	Cambedo	⊙
	Filoneanos	○
	Ruivães	▲
	Cabreira	△
	Alto de Murça	▲
	Lamas de Miro	△
	Pisões	▽
	Barroso	▼
Granitos Pós-tectónicos	Carris	⊠
	Cabril	⊡
	Penedos	□

Quadro 6 - Legenda dos símbolos utilizados nos diagramas.

No quadro 8 figuram as composições médias em elementos maiores e menores das diferentes fácies definidas petrograficamente.

Na figura 12 estão projectados os teores dos óxidos versus SiO_2.

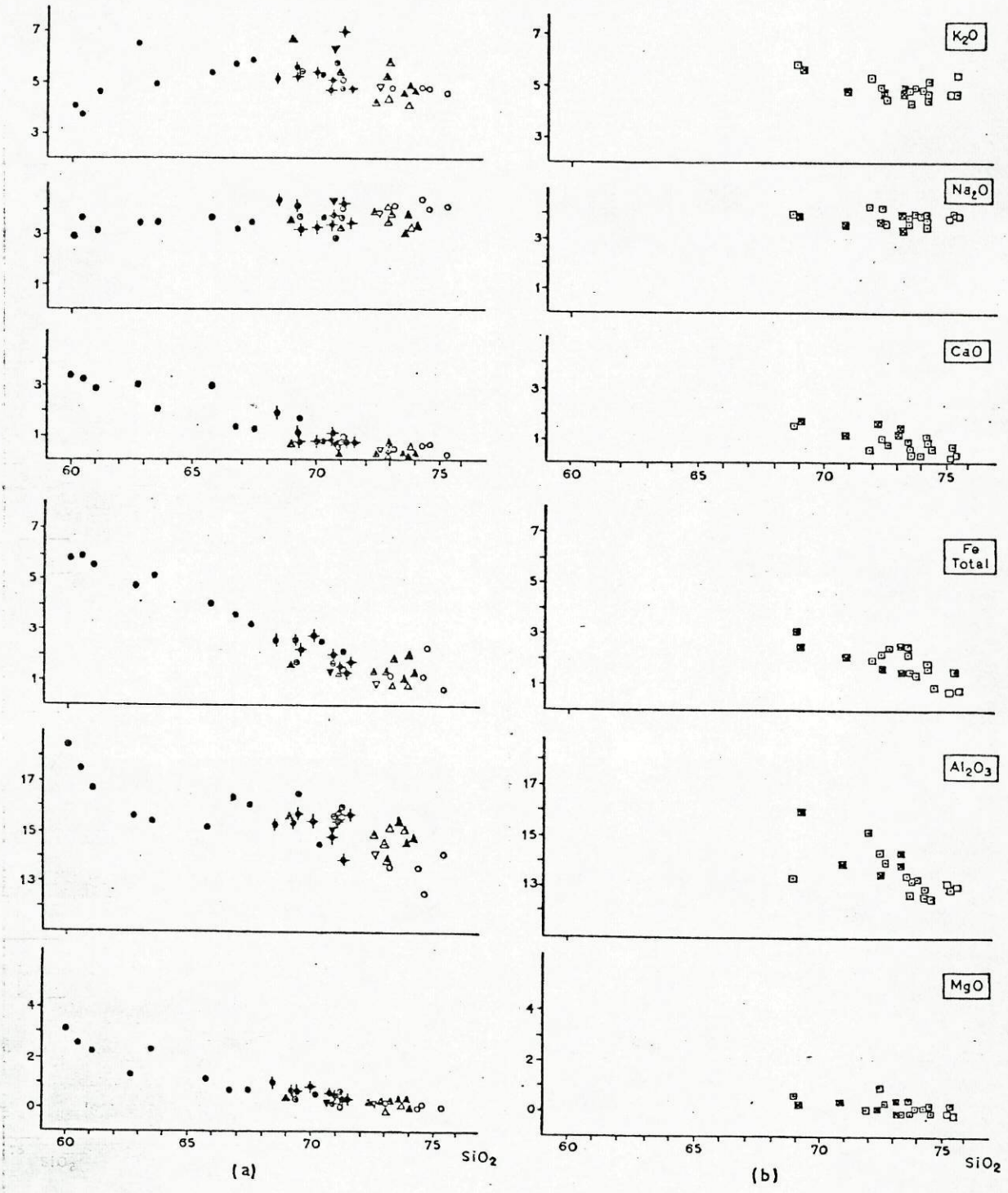


Fig.12- Diagramas de variação dos teores em óxidos versus SiO_2.

(a) Granitos e granitoides sintectónicos.

(b) Granitos pós-tectónicos.

Através de uma primeira observação da figura 12, podemos verificar que no conjunto, se excluirmos o caso das rochas granitoides, não existem diferenças notáveis entre as diversas unidades graníticas. Só uma análise mais pormenorizada permite individualizar características específicas nos conjuntos definidos através da cartografia e do estudo petrográfico.

Nas considerações que faremos a seguir não consideraremos os dados relativos aos tonalitos e granodioritos biotíticos dado o contraste existente, que se evidencia pela descontinuidade da maioria dos valores.

Os valores de SiO_2 variam entre 66,80 e 75,46 e são perfeitamente comparáveis com os valores normais em rochas graníticas.

O Na_2O varia entre 2,98 e 4,38 verificando-se os valores mais altos nos granitos em que a albite está mais representada, apresentando neste caso valores superiores ao valor médio indicado por NOCKOLDS (1954) para os granitos alcalinos (Quadro 9).

O K_2O, independentemente do grupo ou tipo de rocha granítica, varia entre 4,00 e 7,12. Contudo no caso dos granitos sintectónicos e excluindo somente dois casos, um deles correspondendo a um granito muito rico em megacristais, varia entre 4,00 e 6,25 e nos granitos pós-tectónicos o intervalo de variação é ainda mais estreito, 4,26-5,85. Mais altos são os teores que se verificam nas rochas em que a microclina é mais evidente (Granitos tipo Borralha e Vila da Ponte) apresentando nestes casos teores superiores às médias determinadas por NOCKOLDS. De referir porém os valores altos da relação K_2O/Na_2O, sempre superior a 1, que leva a classificar todos os granitos como potássicos (fig.18).

O CaO varia entre 0,20 e 1,74 verificando-se porém valores ligeiramente mais altos para o caso dos granitos pós-tectónicos, isto tendo em conta teores semelhantes de SiO_2. Dos granitos sintectónicos os mais potássicos apresentam valores mais altos de CaO (0,68 a 1,69).

Os valores de MgO e TiO_2 mantêm-se sensivelmente constantes independentemente do tipo de granito; o MgO varia entre 0,08 e 0,89, o TiO_2 entre 0,07 e 0,90.

O Al_2O_3 apresenta valores que se podem considerar acima dos médios determinados por NOCKOLDS. Enquanto os granitos sintectónicos apresentam teores que variam entre 13,82 e 16,59, com valores

mais altos nos granitos mais ricos em microclina (14,02 a 16,59); nos granitos pós-tectónicos, Al_2O_3 varia entre 12,64 e 16,00, com a maioria dos valores inferiores a 14,40.

O ferro total, assim como MgO e TiO_2, mantem-se sensivelmente constante, porém os granitos pós-tectónicos exibem valores mais altos para iguais valores de SiO_2, relativamente aos sintectónicos.

Pode concluir-se que, em termos de elementos maiores, os granitos pós-tectónicos se distinguem dos restantes por apresentarem teores em Al_2O_3 mais próximos dos normais, portanto mais baixos, e teores ligeiramente mais altos em ferro total e CaO. No respeitante aos sintectónicos nota-se uma tendência para valores mais altos de Al_2O_3, K_2O e CaO naqueles em que a microclinização é a alteração deutérica dominante.

Se observarmos agora os valores relativos aos granitóides biotíticos podemos verificar que comparativamente aos dados referentes às rochas graníticas, aquelas são mais ricas em Al_2O_3, Fe total, MgO e CaO e mais pobres em K_2O, Na_2O e SiO_2. Se compararmos, por exemplo, os valores médios presentes no quadro 8 verificamos que existem grandes discrepâncias entre os teores em óxidos das rochas granitoides e das rochas graníticas. Existe assim uma descontinuidade da maioria de valores e que resulta da inexistência de termos de transição entre os dois conjuntos - rochas granitóides e rochas graníticas.

Valores relativos a duas amostras de encraves de grão fino existentes no seio do granito porfiróide da Borralha, mostram ao contrário dos granitóides valores mais enquadráveis numa sequência contínua relativamente às rochas graníticas.

Nas figuras 13 e 14 , estão projectadas as rochas estudadas em diagramas triangulares AFM e K - Na - Ca, tendo-se optado por projectar em diagramas distintos: os granitos pós-tectónicos; os granitos sintectónicos com microclinização dominante juntamente com os granitóides biotíticos; e os granitos sintectónicos com albitização dominante. Verifica-se, no diagrama AFM, que nos dois primeiros casos é mais evidente uma evolução semelhante à preconizada por NOCKOLDS e ALLEN (1953) para as séries calcoalcalinas,

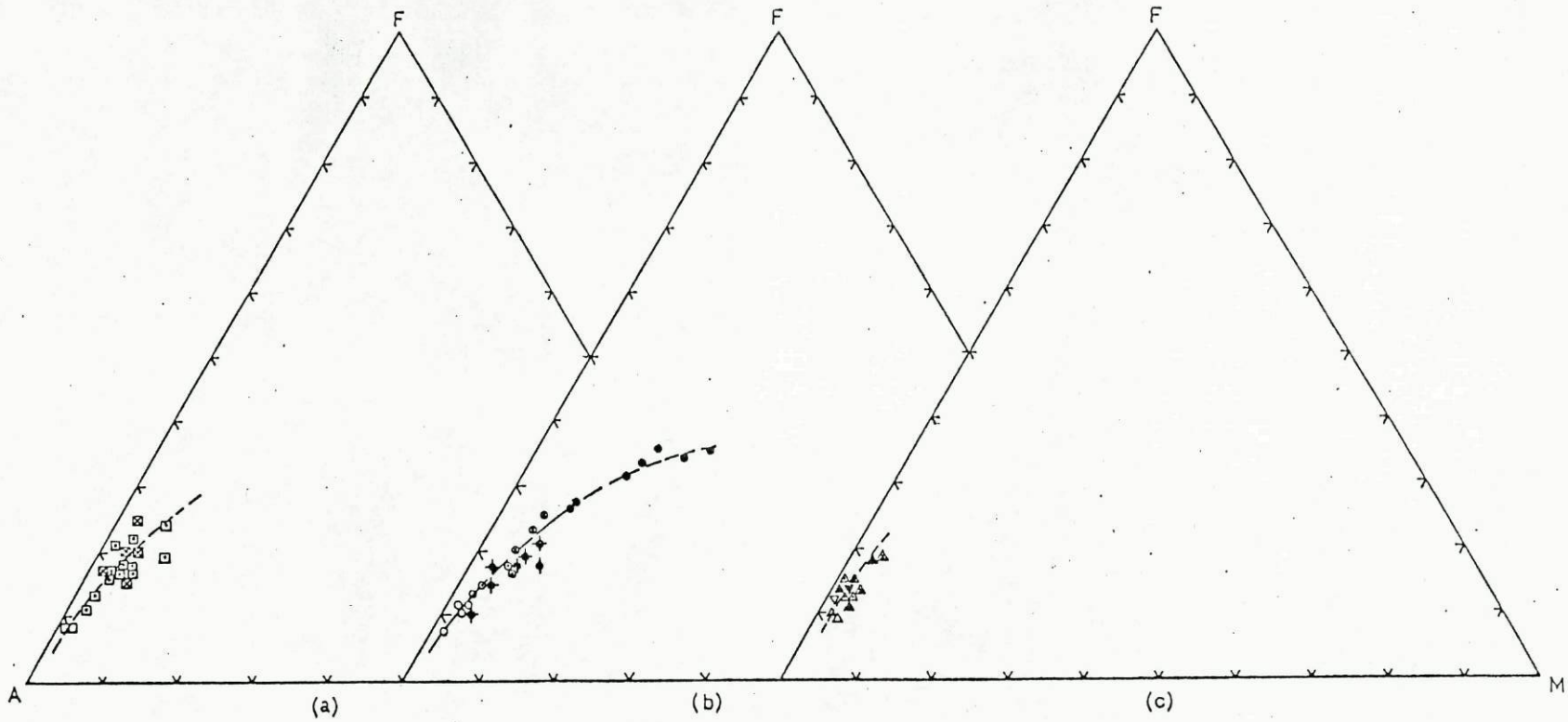


Fig.13- Triângulos A-F-M.
(a) Granitos pós-tectónicos;(b) granitos sintectónicos com microclinização dominante e granitoides biotíticos e (c) granitos sintectónicos com albitização dominante.

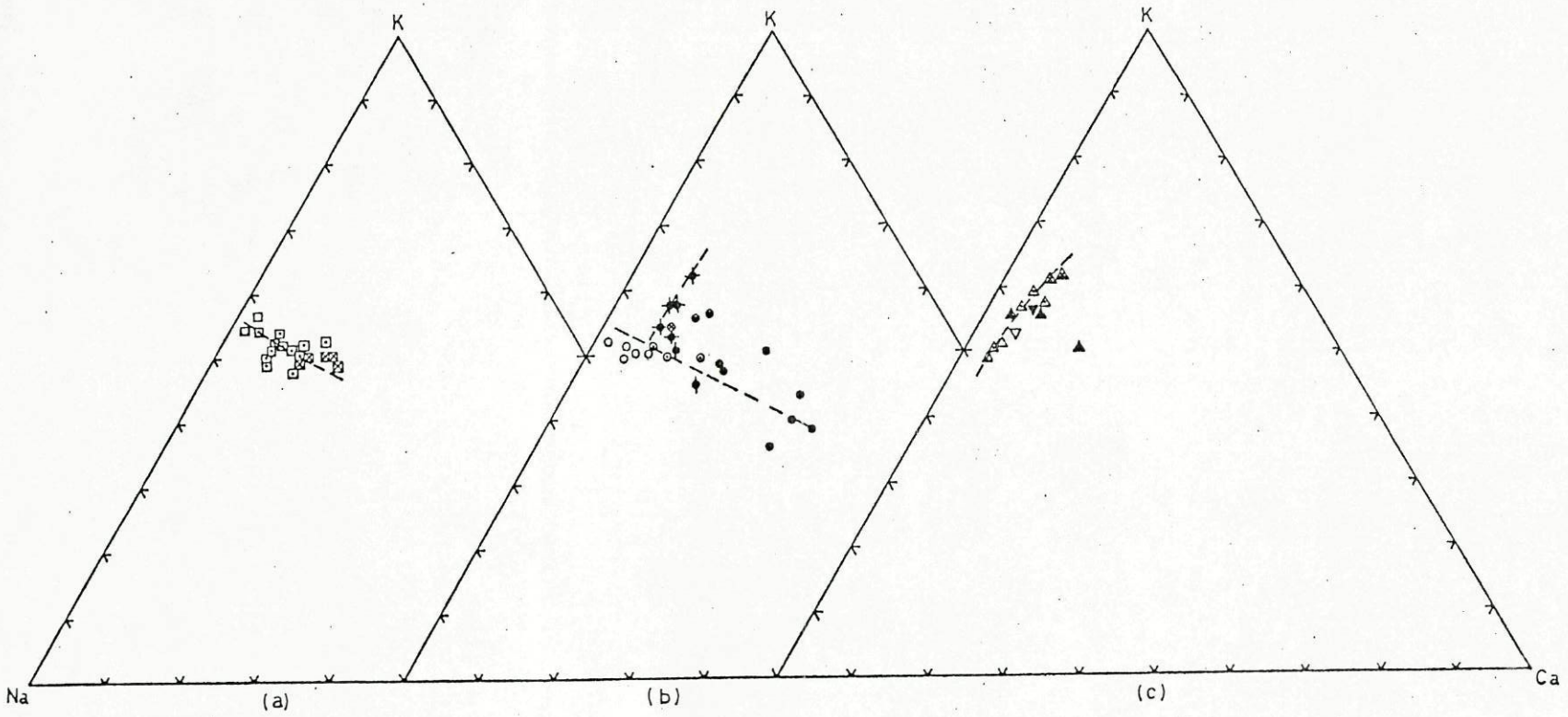


Fig.14- Triângulos K-Na-Ca
(a) Granitos pós-tectónicos;(b) granitos sintectónicos com microclinização dominante e granitoides biotíticos e (c) granitos sintectónicos com albitização dominante.

porém estas analogias não implicam necessariamente processos idênticos aos sugeridos por aqueles autores.

De salientar porém o facto de os granitóides biotíticos assim como os granitos filonianos engrenarem na linha evolutiva dos granitos sintectónicos com microclinização dominante.

Relativamente aos granitos sintectónicos com albitização dominante a evolução no diagrama K - Na - Ca é diferentes das evoluções dos dois restantes grupos, efectuando-se paralelamente ao lado K-Na facto que traduz, quanto a nós, a importância da albitização dos feldspatos potássicos. Também no diagrama relativo aos granitos sintectónicos com microclinização dominante se nota uma evolução no sentido do vértice K e que pode interpretar-se como devida à microclinização tardia responsável, entre outras, pela individualização dos megacristais de feldspato potássico.

3.2.4.2. Elementos menores

Assim como para o caso dos elementos maiores não incluiremos nas considerações que se seguem os dados relativos sos granitoi-biotíticos.

Infelizmente os dados de que dispomos são ainda em menor número dos que os relativos aos maiores pelo que no estudo comparativo utilizaremos cerca de 40 amostras. Os elementos menores que consideraremos são o Ba, Sn, Nb, Zr, Y, Sr, Rb, Pb, Zn, Cu, Cs e Th. Relativamente a um número mais escasso de amostras dispomos de dados relativos ao Li, Co, Cr, Ni e V. Todos os dados estão presentes no quadro 7.

Na figura 15 pretende-se representar esquematicamente o estilo de variação dos elementos menores nos grupos de granitos atrás definidos. Nos dados referentes aos granitos sintectónicos com microclinização dominante figuram entre parentesis os valores relativos aos granitos que ocorrem em filões; a sua inclusão neste grupo baseia-se no seu modo de ocorrência e nas suas características petrográficas e químicas, que apontam para que estes granitos possam ser encarados como comagmáticos. Em todos os casos os teores apresentados são os presentes no quadro 8 em que estão representadas as composições médias de cada fácies. A título comparativo na figura estão também representadas as variações de MgO, CaO,

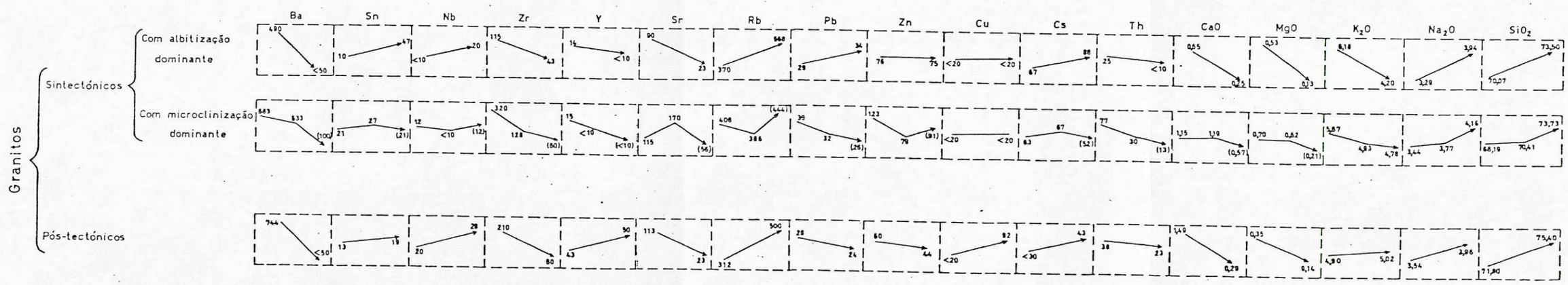


Fig.15- Diagramas de variação dos teores em elementos menores e de alguns óxidos (explicação no tento).

K_2O, Na_2O e SiO_2.

O bário apresenta teores que variam entre 683 e 50 p.p.m., verificando-se a sua diminuição à medida que aumenta o teor em SiO_2. Os valores mais baixos registam-se nos granitos sintectónicos de grão médio essencialmente moscovíticos (Lamas de Miro) e nos granitos pós-tectónicos de grão médio com granadas (Penedos), isto é, nos granitos que se nos afiguram como mais diferenciados.

Tal como com o bário, também se registam decréscimos sensíveis nos teores do Zr, Sr; o Th também diminui, porém como os teores mais elevados são de mais baixo valor absoluto, as variações são menos sensíveis.

O Rb, ao contrário dos elementos já referidos, aumenta com o teor em SiO_2, verificando-se os valores mais baixos no granito biotítico de grão fino dos Carris, atingindo valores muito altos nos granitos em que os teores em Ba, Sr e Zr são mais baixos.

Em relação ao Sn e ao Cs verifica-se uma tendência para ligeiros aumentos, podendo o primeiro atingir valores de 50 p.p.m. e o segundo de 117 p.p.m. ambos os casos no tipo de granitos em que surgem os mais altos valores em Rb.

O Nb, o Y e o Pb mostram comportamentos diferentes conforme o grupo de granitos em questão; assim o Nb, revelando uma tendência para aumentar ela verifica-se entre valores relativamente próximos, contudo nos granitos pós-tectónicos os teores em valores absolutos são mais altos que nos granitos sintectónicos; o Y revela comportamento específico nos granitos pós-tectónicos, pois além de se apresentar em teores mais elevados, aumenta com a diferenciação; o Pb, enquanto nos granitos sintectónicos com albitização dominante apresenta uma tendência para crescer, em todos os restantes tende a decrescer sugerindo uma correlação positiva entre o grau de albitização e o teor em Pb.

De sublinhar os teores mais altos em valor absoluto do Nb e do Y nos granitos pós-tectónicos.

No que se refere ao Cu e ao Zn estes elementos revelam comportamento muito irregular.

Em relação aos granitóides biotíticos há a realçar que, em comparação com os granitos mais biotíticos, eles apresentam teores muito mais altos em Ba, Sr e Zr. O cobre em uma das amostras

chega a atingir 76 p.p.m. o que pode considerar-se um teor elevado. Em contrapartida o teor em Rb é mais baixo não se verificando porém um salto tão brusco como acontece por exemplo, com o Ba ou o Sr.

3.2.4.3. Quimismo

Apesar da polémica existente acerca da definição e utilização do conceito de alcalinidade de rochas ígneas, calculamos vários índices para definir o "quimismo" das rochas estudadas.

É evidente que os índices que foram preconizados para as rochas cuja mineralogia é exclusivamente "magmática" não devem ser utilizados em rochas em que é sistemática a existência de minerais que resultaram da actuação de fenómenos deutéricos como acreditamos ser o caso da maioria das rochas por nós estudadas. Mercê desta limitação básica o classificarmos as rochas graníticas quanto ao seu quimismo, foi para as podermos enquadrar nas classificações já existentes para os granitos do Noroeste Peninsular.

Utilizando os parâmetros de Lacroix que foram calculados para todas as rochas analisadas e cujos valores se encontram sintetizados no quadro 10 , e segundo a classificação daquele autor todas as rochas são rochas graníticas (parâmetro p e q). Quanto ao seu quimismo (parâmetro r) só os "granitoides biotíticos" são de tendência calcoalcalina a calcoalcalinos, pois todas as rochas restantes são alcalinas. Deve contudo sublinhar-se que os granitos com microclinização dominante embora alcalinos revelam uma tendência calcoalcalina. Os granitos pós-tectónicos variam desde uma tendência calcoalcalina até alcalina, esta mais concretamente no caso do granito de Penedos. O parâmetro s revela-se semelhante para todas as rochas estudadas.

A título comparativo utilizamos a razão de alcalinidade de WRIGHT (1969) bem como o seu diagrama e ainda o de KORZHINSKIY (1980). Os valores da razão $Al_2O_3 + CaO + 2Na_2O/Al_2O_3 + CaO - 2Na_2O$ projectados no diagrama com SiO_2 em ordenadas e o valor do cociente em abcissa, graduada com escala logarítmica (fig. 16), permitem confirmar as tendências químicas reveladas pelo parâmetro r de Lacroix; de salientar porém a tendência alcalina que revelam todos os granitos pós-tectónicos e o facto de aparentemente se aperceber

	p	q	r	s	Quimismo das rochas graníticas
Granitoides Biotíticos	I(II)-II	4-4(5)	(1)2-(2)3	3-3'	Tendência calcoalcalina a calcoalcalino
Granito de Vila da Ponte	I	4-4'	1-(1)2	3-3'	Alcalino a tendência calcoalcalina
Granito da Borralha	I	4	1-1(2)	'3-3'	" " " "
Granito do Cambedo	I	4	1(2)-2	3'	" " " "
Granito de Ruivães	I	'4-4'	1'	3	Alcalino
Granito da Cabreira	I	'4-4	1	3-3'	Alcalino
Granito do Alto de Murça	I	3(4)	1-1'	3-3'	Alcalino
Granito de Lamas de Miro	I	3(4)	1	3'-3(4)	Alcalino
Granitos Filonianos	I	'4-4	1-1(2)	3'	Alcalinos
Granito dos Carris	I	'4-4	(1)2-2	3	Tendência calcoalcalina a calcoalcalina
Granito do Cabril	I	(3)4-4	1-(1)2	3-3'	Alcalino a tendência calcoalcalina
Granito dos Penedos	I	(3)4-'4	1	3	Alcalino

Quadro 10- Quimismo das rochas graníticas face aos valores dos parâmetros de CIPW-Lacroix

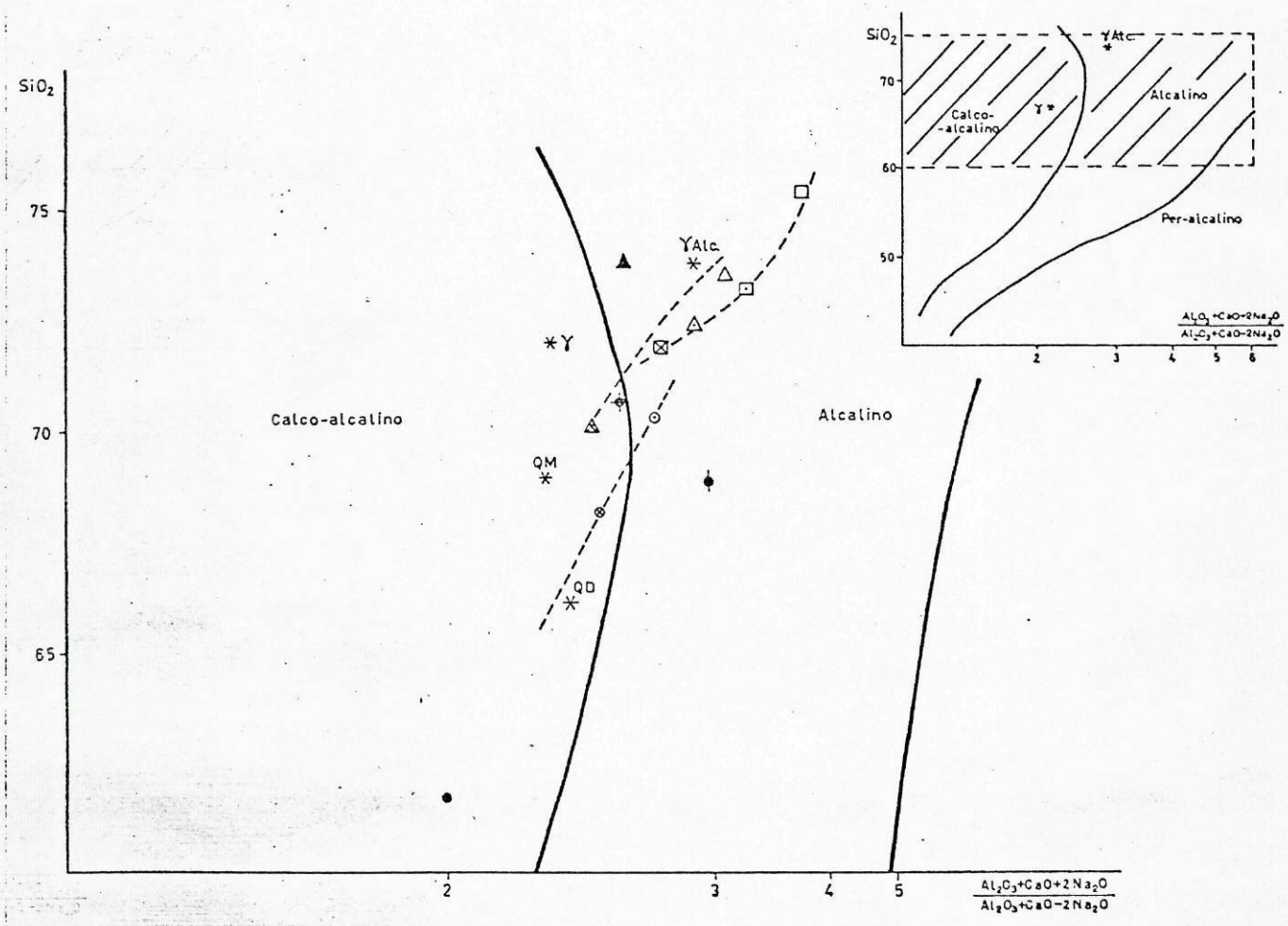


Fig.16- Diagrama de WRIGHT relativo ao quimismo das rochas graníticas.

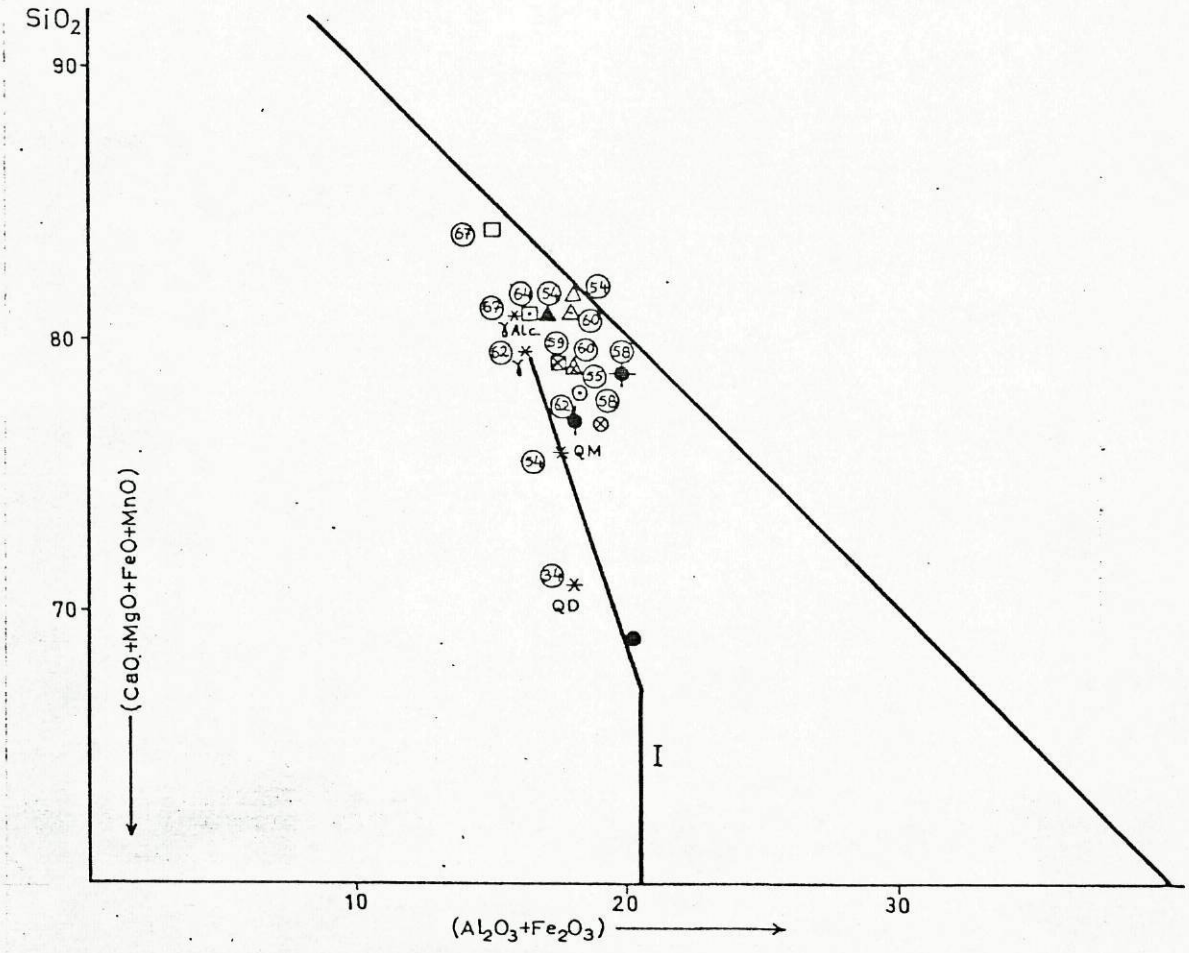


Fig.17- Diagrama de KORZHINSKIY relativo ao quimismo das rochas graníticas.

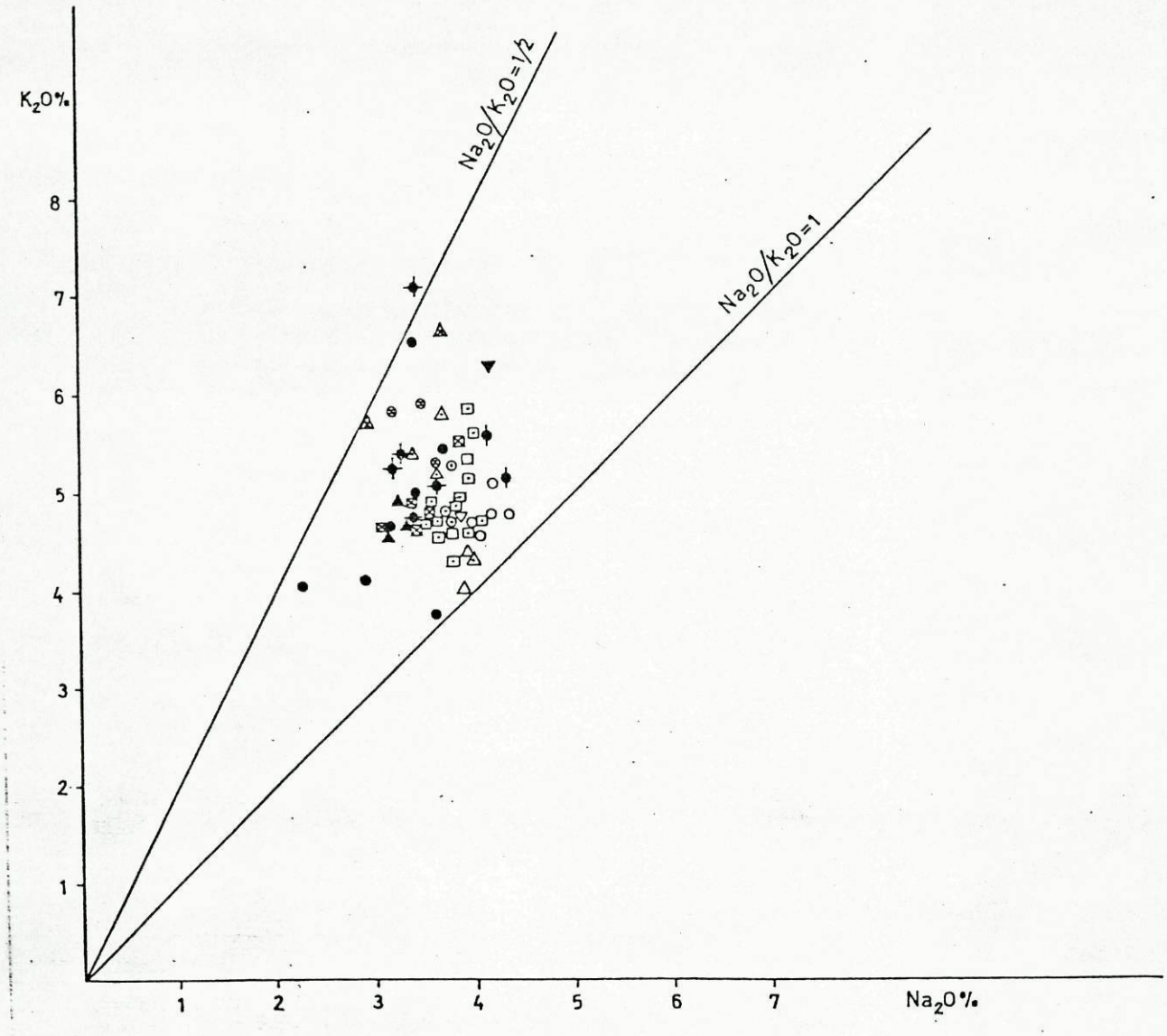


Fig.18- Diagrama K_2O - Na_2O.

o traçado de duas sequências com alcalinidade crescente à medida que cresce SiO_2.

Na figura 17 está presente o diagrama de KORZHINSKIY. Os números ao lado de cada projecção indicam o valor do parâmetro de alcalinidade, $100(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3$, que reflecte a actividade em metais alcalinos. Uma vez que a maioria das projecções caem à direita da linha de alcalinidade normal (I) pode concluir-se que, adoptando este critério as rochas graníticas estudadas contêm, actualmente, mais álcalis que as rochas normais com igual teor em sílica pelo que podem considerar-se alcalinas.

Nas duas figuras 16 e 17 estão também projectados os valores correspondentes às análises médias do granito, do granito alcalino, do quartzo-monzonito e do quartzo-diorito segundo NOCKOLDS (1954) (in WEDEPOHL, 1969) (Quadro 9).

Pode assim concluir-se pelo caracter mais ou menos alcalino revelado por todos os granitos da área estudada.

No respeitante ao carácter sódico ou potássico dos granitos estudados existem várias indicações no sentido de que são efectivamente granitos potássicos. Tal tendência é manifestada quer a partir do próprio parâmetro s de Lacroix que possui invariavelmente um valor 3 quer ainda pela razões K_2O/Na_2O que são sempre superiores a 1 (fig. 18).

3.2.5. Diagramas químico-mineralógicos

3.2.5.1. Introdução

O recurso a diagramas químico-mineralógicos mereceu da nossa parte uma certa atenção pois permite uma visão sintética de numerosas características quer químicas quer mineralógicas.

Já referimos que nas diferentes rochas graníticas, as diferenças no que respeita aos seus teores em elementos maiores são pequenas, pelo que as fácies graníticas, independentemente do grupo em que por nós foram consideradas, se mostram relativamente homogéneas. Impunha-se, portanto, a escolha de diagramas que, mercê das suas características, garantissem um certo "poder separador" para possibilitarem o estudo comparativo de conjuntos aparentemente homogéneos. Optamos pelos diagramas de LA ROCHE pois estes graças ao seu carácter dispersivo permitem geralmente uma boa visualização grá-

fica de possíveis diferenciações geoquímicas que no nosso caso seriam de esperar, mercê do que havíamos observado no decurso do estudo petrográfico.

LA ROCHE(1964 e 1978)definiu diversas funções específicas em cuja definição fez intervir todos ou parte dos elementos maiores. A partir de tais funções elaborou diagramas químicos com significado quanto à mineralogia e petrogénese das rochas.

Para o caso concreto das rochas ígneas intermédias e ácidas, utilizando um tetraedro cujos vértices são ocupados por Al, Si, Fe+Mg+Ti e K+Na+2Ca/3 (fig.19 a), considera nele um plano P_2, que passa pela aresta Al-Fe+Mg+Ti, que contém o feldspato potássico, as plagioclases, a moscovite e a magnetite (a biotite e a horneblenda ficam próximas de P_2). Este plano separa o domínio sobressaturado (no qual figura o quartzo) do sub-saturado. P_2 é definido pelo valor nulo de uma função específica $F_2 = Si/3-(K+Na+2Ca/3)$. Esta como outras funções específicas são calculadas em milicatiões, directamente a partir das percentagens em peso de óxidos das análises.

Um diagrama Q— K-(Na+Ca) derivado de F_2 é aquele em que se utiliza o parâmetro $Q = F_2 = Si/3-(K+Na + 2Ca/3)$, em ordenadas e K-(Na+Ca) em abcissas. Q é proporcional à quantidade de quartzo e F destina-se a dissociar os elementos agrupados no vértice K+ +Na+2Ca/3 com o fim de separar os feldspatos potássicos das plagioclases e as micas das anfíbolas.

LA ROCHE, tendo em conta que no conjunto das rochas ácidas e intermédias, as rochas granitóides merecem um exame mais atento, dadas as dificuldades que representa a discriminação química das suas variedades, preconizou uma função $F_3 = Al - (K+Na+2Ca)$ para considerar o papel da cordierite ou da moscovite, por um lado, e o da horneblenda, por outro. Para $F_3=0$ é definido um plano P_3 num tetraedro cujos vértices são Al, Si, Fe+Mg+Ti e K+Na+2Ca, plano esse que separa um domínio aluminoso doutro cálcico ou calcoalcalino (fig. 19b).

No sentido de encontrar uma partição simples que por um lado agrupe os minerais comuns a todos os granitóides e, por outro, separe em direcções opostas os minerais menos comuns o autor adoptou o modelo $2F_3 = x+y$.

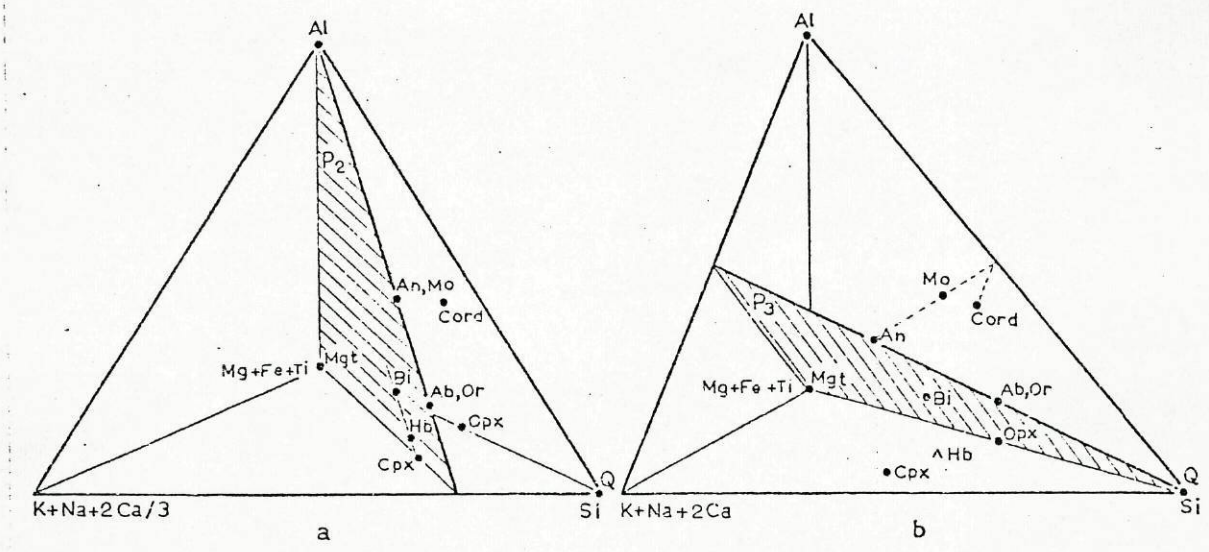


Fig.19- Tetraedros de LA ROCHE.

(a) Tetraedro Al—Fe+Mg+Ti—K+Na+2Ca/3 — Si

(b) Tetraedro Al—Fe+Mg+Ti—K+Na+2Ca — Si.

$x=A_1 = (Al-K) - (Fe-Mg)-2Na$ e $y=A_2=(Al-K) + (Fe-Mg)-4Ca$

em que Fe e Mg foram também considerados para contribuir para a dispersão dos minerais máficos (fig. 23a). A bissectriz $2F_3=0$ dos diagramas A_1-A_2 separa o domínio aluminoso do calcoalcalino. Enquanto os minerais que não caracterizam nenhuma daquelas tendências aparecem agrupados (quartzo, feldspato potássico e plagioclases ácidas), outros, tais como a albite, anortite, horneblenda, cordierite e moscovite, aparecem dispersos em direcções opostas.

3.2.5.2. Diagramas Q— K-(Na+Ca) ; B— K-(Na+Ca)

O diagrama Q— K-(Na+Ca) é, como já referimos derivado de F_2. O parâmetro Q figura em ordenadas e K-(Na+Ca) em abcissas. É habitual associar a este diagrama o diagrama K-(Na+Ca) —B em que B=Fe+Mg+Ti e que se destina a observar o comportamento dos elementos ferromagnesianos no decorrer da evolução química e cujo valor é sensivelmente proporcional ao teor em minerais máficos. Convém referir qual a posição dos diferentes minerais principais das rochas granitóides em termos dos parâmetros K-(Na+Ca), Q e B:

Parâmetros / Minerais	K-(Na+Ca)	Q=Si/3-(K+Na+2Ca/3)	B=Fe+Mg+Ti
Quartzo	0	555	0
Ortoclase	+380	0	0
Albite	-360	0	0
Anortite	-380	0	0
Moscovite	+175	-20	0
Biotite	+130	-15	+540
Horneblenda	-270	-45	+575

Na figura 20 estão projectadas as rochas analisadas e para as quais foram calculados os respectivos parâmetros de LA ROCHE.

Nos granitos sintectónicos a evolução geoquímica é notória. Ela traduz-se por duas tendências distintas: uma silico-potássico (I), outra silico-sódica (II).

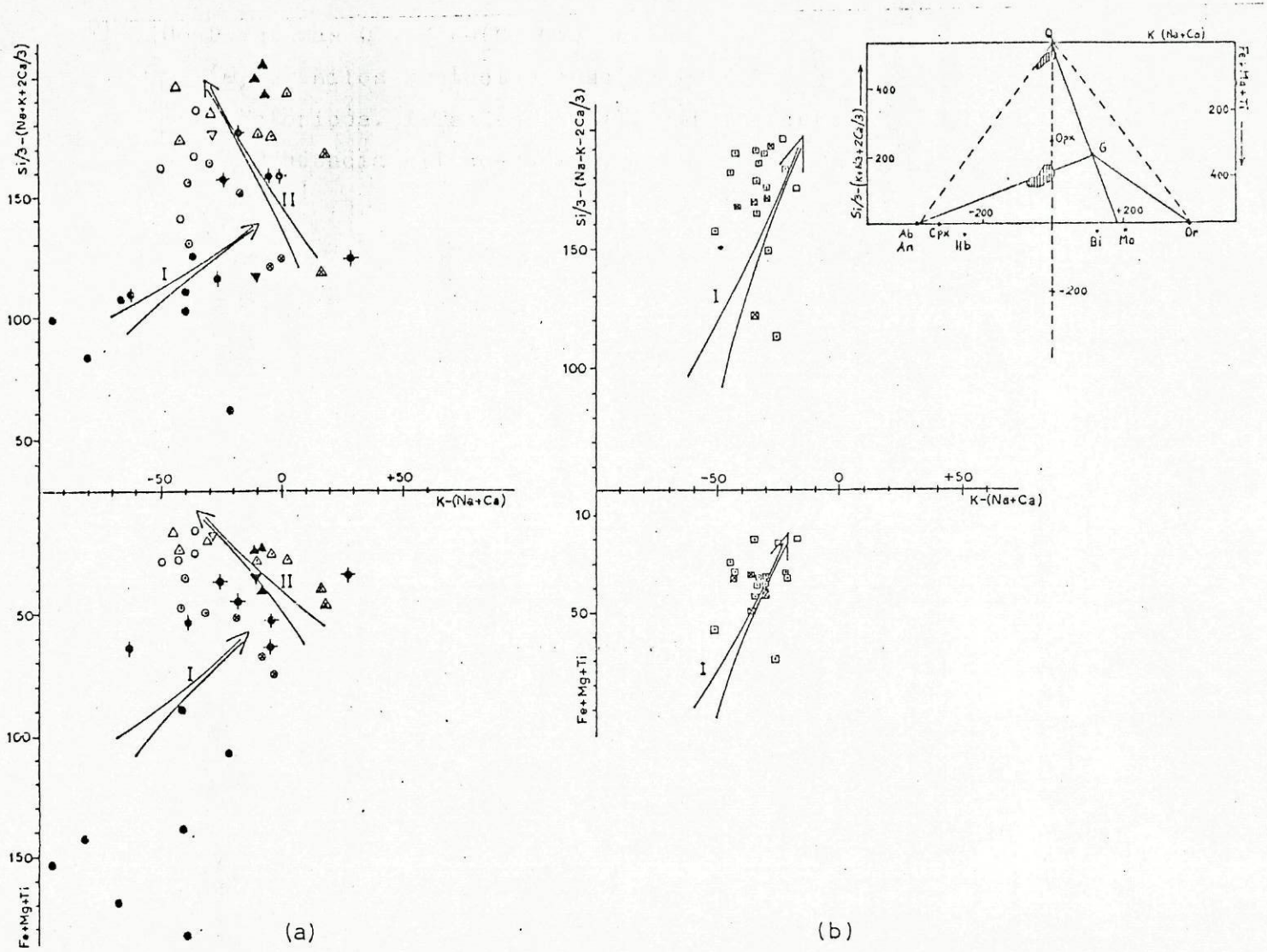


Fig.20- Diagramas Q — K-(Na+Ca) e K-(Na+Ca) - B
(a) Granitos sintectónicos;(b) granitos pós--tectónicos. I-Tendência silico-potássica; II-Tendência silico-sódica.

O comportamento dos ferromagnesianos é diferente consoante o tipo de evolução. A diferenciação silico-potássica é acompanhada por um decréscimo grande dos ferromagnesianos ao passo que na silico-sódica a variação destes faz-se de modo mais ligeiro.

Em termos mineralógicos as evoluções atrás referidas, podem relacionar-se com factos observados no decorrer do estudo petrográfico.

A evolução silico-potássico reside principalmente num aumento de quartzo e de feldspato potássico (ortoclase + microclina) e também por um pouco de moscovite em detrimento da plagioclase; simultâneamente, a biotite diminui sensivelmente.Estes factos atribuímo-los dominantemente a uma diferenciação magmática, à qual se seguiu uma fase deutérica essencialmente microclinizante.

A evolução silico-sódica surge dominantemente controlada pelas fases plagioclásicas, quer da fase magmática, quer as resultantes da evolução deutérica quartzo-albítica; a percentagem de biotite varia mas ligeiramente.

Nos granitos pós-tectónicos a diferenciação geoquímica não é tão notória, pelo menos no que respeita aos termos existentes na área estudada.

Há a referir uma evolução que se revela essencialmente siliciosa mas com uma ligeira tendência silico-potássica, facto que atribuimos principalmente à microclinização observável nos termos mais leucocratas.

Não existem, neste caso, termos muito ricos em ferromagnesianos, porém este facto não impede que, no decorrer da evolução, se verifique um decréscimo brusco que se reflecte nas percentagens de ocorrência da biotite.

3.2.5.3. Triângulo Q-B-F

Este triângulo permite a apreciação global da abundância de quartzo, máficos e feldspato + moscovite, pois nos seus polos existem os parâmetros Q, B e F= 555 - Q - B. A projecção no triângulo pode fazer-se directamente a partir dos valores de Q e B, se se proceder previamente à graduação dos lados do triângulo de 0 a 555 em vez de 0 a 100 (LA ROCHE e MARCHAL, 1977).

Na figura 21 pode observar-se parte dum triângulo Q - B - F. Sobre o lado Q - F estão representadas as posições dos eutéticos

do sistema Q - Ab - Or - H_2O para pressões de 0,5 a 5kb assim como posição de gráisene(G) que se obtinha por transformação completa dos feldspatos em quartzo e moscovite (LA ROCHE e MARCHAL, 1977). Podem ainda observar-se, linhas de evolução relativas à diferenciação magmática (DM), anatéctica (AN) e às transformações deutéricas (TD), bem como composições médias de granodioritos (gd), adamelitos (a) e granitos (g), dados que dizem respeito a rochas graníticas de áreas hercínicas francesas, (STUSSI, 1978). A linha a tracejado, correspondente a um valor de B = 45, separa o domínio dos leucogranitos do dos granitos biotíticos.

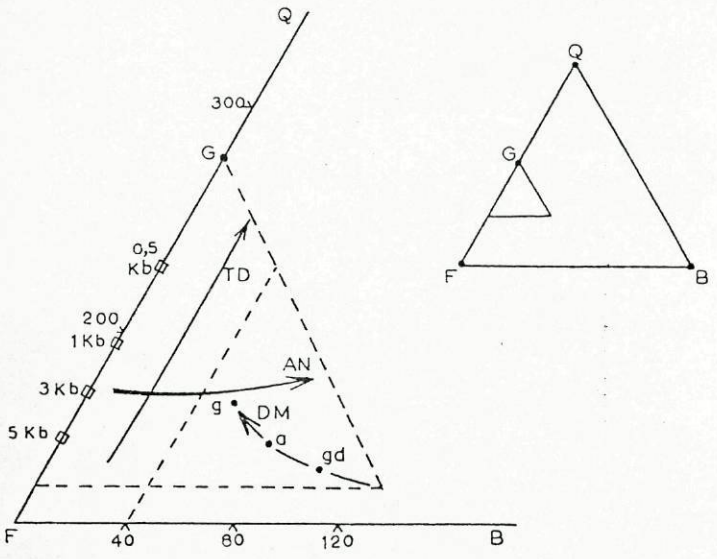
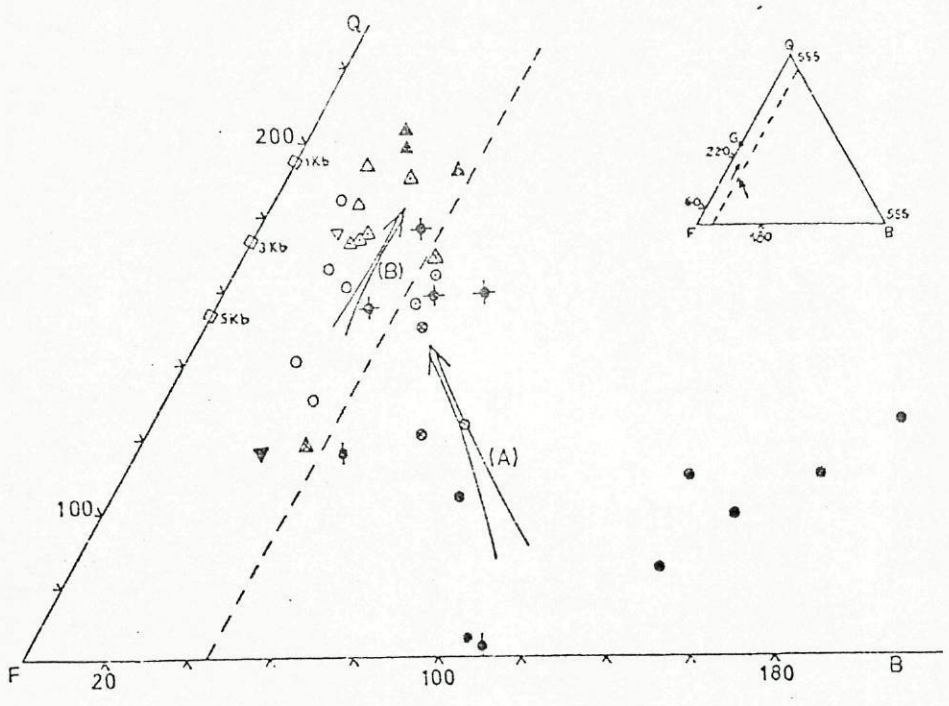
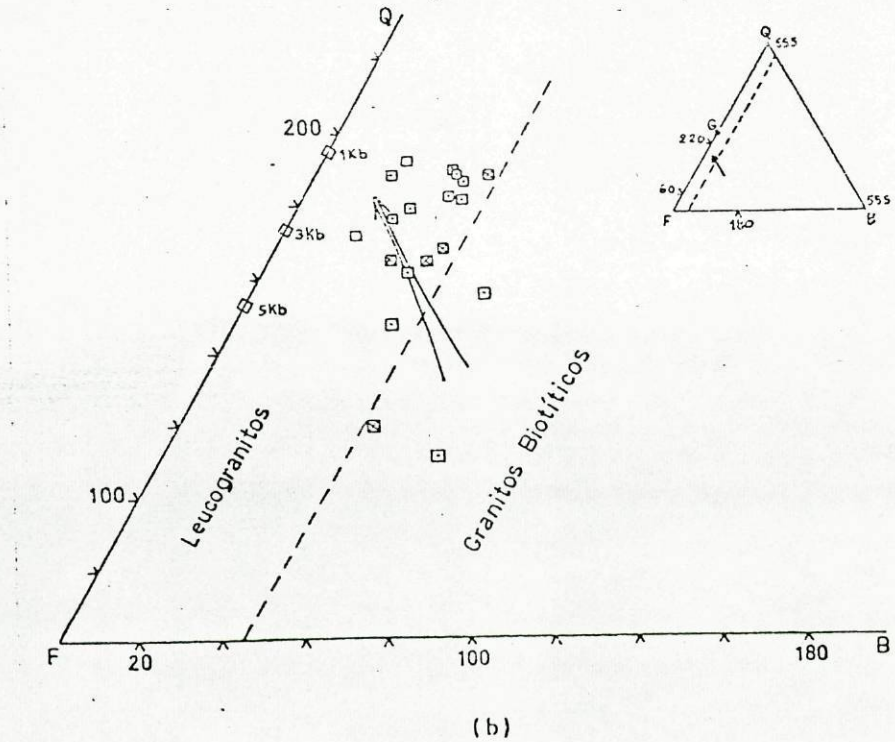


Fig.21- Triângulo Q-B-F relativo a rochas hercínicas francesas (STUSSI, 1978).

Na figura 22a estão projectados os granitos sintectónicos e como pode verificar-se, eles distribuem-se pelos domínios dos leucogranitos e dos granitos biotíticos. No seu conjunto é evidente o esboço de várias linhas evolutivas. Uma, (A), corresponde a um enriquecimento relativo em quartzo e feldspatos em desfavor dos minerais máficos; ela compreende parte dos granitoides biotí-



(a)



(b)

Fig.22- Triângulos Q-B-F

(a) Granitos sintectónicos;(b) granitos pós-tectónicos.

ticos e os granitos com biotite dominante (Borralha e Vila da Ponte) e tudo indica, que esta evolução é devida ao somatório de uma diferenciação magmática com uma posterior transformação essencialmente potássica, que conduziu à formação de microclina. Outra, (B), refecte essencialmente uma evolução que conduz a um enriquecimento em quartzo e traduz as transformações deutéricas que, entre outras causas, conduzem a um enriquecimento em quartzo, moscovite e albite em desfavor de outros feldspatos e biotite.

A figura 22 b refere-se aos granitos pós-tectónicos. Como pode verificar-se, a grande maioria das amostras consideradas correspondem a leucogranitos, não sendo nítida nenhuma das linhas evolutivas referidas no caso dos granitos sintectónicos. Porém, tendo em conta as características petrográficas e as relações cronológicas entre as diferentes fácies pode considerar-se uma pequena linha de evolução quase perpendicular ao lado Q - F do triângulo e que traduz essencialmente a diminuição da percentagem relativa de máficos e o aumento de quartzo e feldspatos, tendência semelhante à que atribuimos à diferenciação magmática no caso dos granitos sintectónicos.

Da comparação dos diagramas da figura 22 sobresai uma identidade de comportamentos entre alguns dos granitos sintectónicos (os de microclinização dominante) e os granitos pós-tectónicos a sugerir processos genéticos idênticos para as duas séries diferentes, processos esses que culminam com uma evolução deutérica essencialmente microclinizante.

3.2.5.4. Diagrama A_2A_1

Este diagrama é derivado da função F_3 e já nos referimos anteriormente aos seus princípios. Na figura 23a, além de estarem representados os principais minerais das rochas graníticas estão também algumas linhas evolutivas de significado importante: assim, as linhas AN e DM exemplificam dois modos distintos de génese de rochas graníticas (γ), diferenciação magmática (DM) e fusão anatéctica (AN); linhas com direcção variadas e das quais se exemplifica uma delas (TD) sugerem vários tipos de reacção de transformação deutérica assim como a natureza do feldspato transformado.

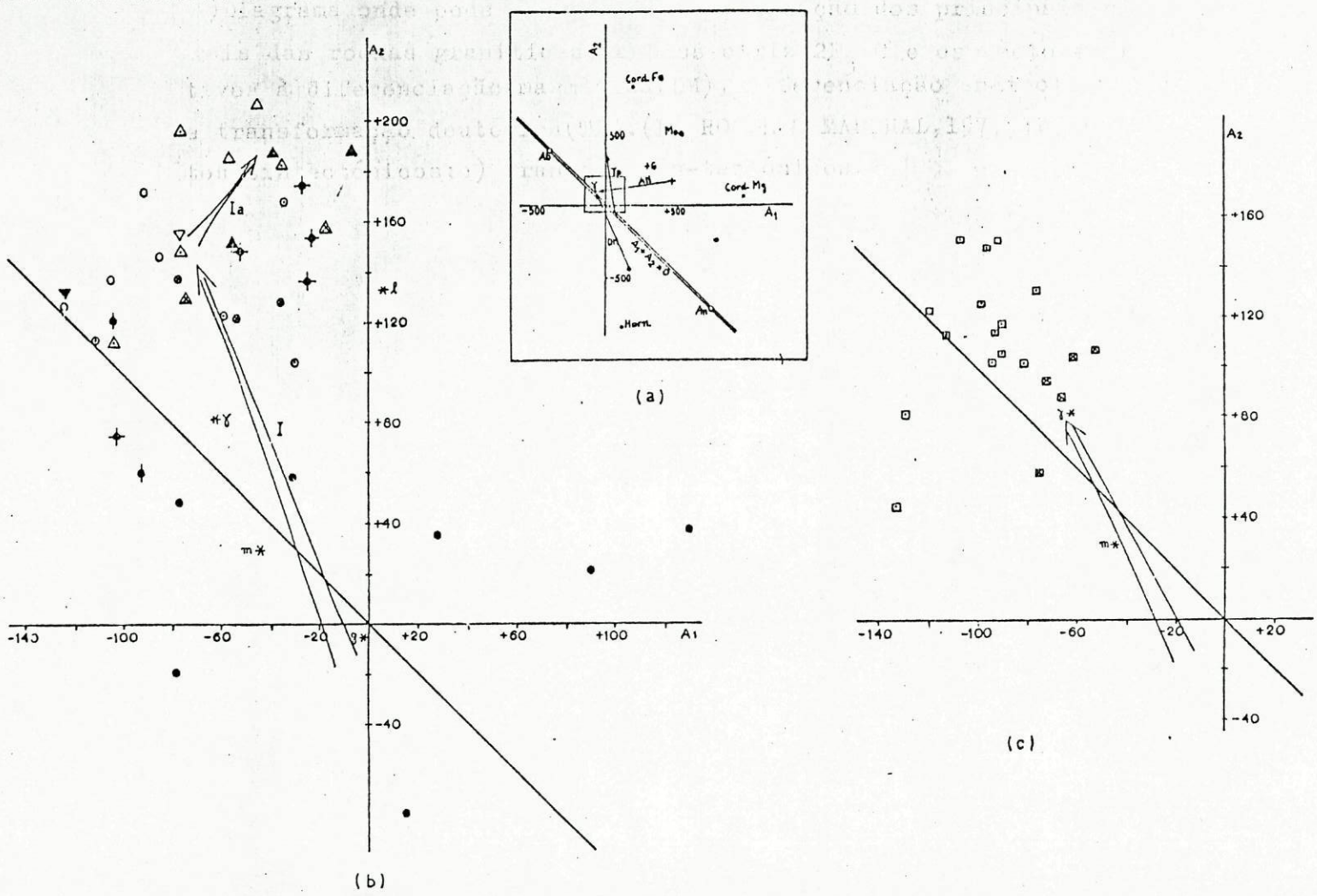


Fig.23- Diagramas A_1-A_2.

a)Diagrama onde pode observar-se a projecção dos principais minerais das rochas graníticas, a bissectriz $2F_3=0$ e os vectores relativos à diferenciação magmática(DM), diferenciação anatéctica(AN) e transformação deutérica(TD).(LA ROCHE & MARCHAL,1977);b) granitos sintectónicos;c) granitos pós-tectónicos.

Na figura 23b estão representados os granitos sintectónicos. A maioria deles cai acima da segunda bissectriz, pelo que se situam no domínio aluminoso, havendo porém outros que estão no domínio não aluminoso. Mais uma vez há indicações no sentido de um binário diferenciação magmática (I) — evolução deutérica (I a), em que esta última seria em parte responsável pela transposição da bissectriz para o lado aluminoso. A distribuição dos pontos sugere um vector representativo de uma transformação do tipo 4 (LA ROCHE e MARCHAL, 1977) isto é,

$$8 \text{ ortoclase} + 1 \text{ anortite} + 4Na^{+} + 4H^{+} \rightleftharpoons 4 \text{ albite} + 2 \text{ moscovite} + 8 \text{ quartzo} + 6K^{+} + Ca^{2+}$$

de acordo com as observações petrográficas principalmente no que diz respeito aos granitos sintectónicos com albitização dominante.

A figura 22c corresponde aos granitos pós-tectónicos. Como se pode verificar há uma tendência para a distribuição não mostrar um estiramento segundo A_2 como acontecia com os granitos sintectónicos. Este facto sugere uma menor importância nas transformações deutéricas que implicam a destruição de anortite e ortose.

3.2.5.5. Conclusões

A análise conjunta dos diagramas químico-mineralógicos permite as seguintes conclusões:

- existência de uma linha evolutiva silico-potássica, que se traduz também numa diminuição franca dos ferromagnesianos correspondendo a uma diferenciação que se estende desde o domínio dos granitos biotíticos até ao dos leucogranitos. Tal evolução é por nós interpretada como devida a fenómenos de diferenciação magmática a partir de material calcoalcalino, a cuja resultante se sobrepõe uma evolução deutérica, caracterizada especialmente por uma microclinização dominante. Estariam neste caso um dos grupos de granitos sintectónicos e os granitos pós-tectónicos;

- evolução silico-sódica acompanhada de pequena variação do teor de ferromagnesianos e que corresponde a uma diferenciação no domínio dos leucogranitos. As composições caem exclusivamente no domínio aluminoso e tal facto deve-se principalmente a uma evolução deutérica dominantemente quartzo-albítica. É o que se verifica nos granitos sintectónicos com albitização dominante.

3.2.6. Estudo comparativo com granitos da Zona Centro-Ibérica

Um dos critérios utilizados na classificação das rochas graníticas do Noroeste Peninsular é o seu quimismo e surgem então classificadas como alcalinas e calcoalcalinas. Com base em elementos bibliográficos (OLIVEIRA, 1970; ALBUQUERQUE, 1971 e 1978; NEIVA, 1973; BEA, 1976; BEA e UGIDOS, 1976; OLIVEIRA e PEREIRA, 1980; BARR e AREIAS, 1980; ROGER e col., 1980) elaboramos o Quadro 11 em que estão presentes alguns dos dados geoquímicos referentes a granitos que pertencem à zona Centro-Ibérica; tentamos, no mesmo quadro, dar também uma indicação quanto à época de instalação dos diferentes granitos, referenciando-nos para tal à fase de deformação intra-vestefaliana.

No quadro 12, estão sintetizados os valores representados no quadro 11 e os relativos aos granitos do sector estudado.

			K_2O	Rb	Ba	Sr	K/Rb
ZONA CENTRO-IBÉRICA	Alcalinos	Precoces	4,63-5,23	375-460	191-448	47-69	91-124
		Sintectónicos	5,13-5,95	279-441	218-470	10-125	112-157
		Tardi a pós-tectónicos	4,24-4,68	437-1096	50-168	11-49	36-81
	Calcoalcalinos	Precoces	3,40	185	610	140	157
		Sintectónicos	4,21-6,22	181-327	339-1228	122-471	127-206
		Tardi a pós-tectónicos	2,81-5,65	185-450	391-1300	130-600	93-171
SECTOR ESTUDADO	Sintectónicos	Albitização Dominante	4,20-6,18	370-668	< 50-490	23-90	52-128
		Microclinização Dominante	4,93-5,67	371-408	633-683	115-170	107-128
	Pós-tectónicos	Biotíticos (Carris)	4,90	312	744	113	132
		Porfiroides (Gerês)	4,87	341	195	45	118
		Leucocratas (Penedos)	5,02	500	< 50	23	84

Quadro 12

No grupo dos granitos "alcalinos", os tardi a pós-tectónicos são os mais diferenciados e caracterizam-se por valores mais altos em Rb e mais baixos em Ba e Sr, bem como razões K/Rb também mais baixas. Nos "calcoalcalinos" os valores mantêm-se sensivelmente semelhantes independentemente da idade.

Comparativamente, os teores em K_2O são semelhantes nos dois grupos de granitos; os de Rb são mais baixos nos calcoalcalinos porém os seus valores podem considerar-se altos pois inclusivamente são superiores aos indicados por BOUSEILY e col. (1975) para granitos muito diferenciados que são os que estes autores indicam como mais ricos em Rb (Quadro 13); os teores em Ba e Sr são mais baixos nos granitos alcalinos sendo os teores em Sr baixos relativamente aos valores médios indicados para granitos; as razões K/Rb podem na generalidade considerar-se baixas sendo-o ainda mais nos granitos alcalinos nomeadamente nos considerados tardi a pós-tectónicos.

No seu conjunto e independentemente do seu "quimismo" e época de instalação os granitos hercínicos referidos, caracterizam-se por altos valores em Rb e baixos valores em Sr bem como das razões K/Rb.

Comparando os granitos da área estudada com os da zona Centro-Ibérica desde logo se pode verificar que possuem características semelhantes.

Tendo em consideração as características geoquímicas, os granitoides biotíticos assim como os granitos biotíticos com microclinização dominante (Vila da Ponte, Borralha e Cambedo) são comparáveis aos granitos calcoalcalinos sintectónicos ou série calcoalcalina precoce de CAPDEVILA & FLOOR (1970); os granitos de duas micas com albitização dominante e principalmente os mais moscovíticos (Lamas de Miro e Alto de Murça) são comparáveis aos granitos alcalinos sintectónicos. No que diz respeito aos granitos pós-tectónicos só os biotíticos (Carris) se identificam com os granitos calcoalcalinos pós-tectónicos, pois os granitos porfiróides (Cabril-Gerês) e os leucocratas são alcalinos (só os porfiroídes mostram uma certa tendência calcoalcalina) pelo que devem ser classificados como pós-tectónicos alcalinos.

De sublinhar porém o grau de diferenciação que caracteriza os granitos alcalinos sintectónicos e pós-tectónicos, facto que se manifesta pelos valores mais altos em Rb e mais baixos em Sr bem como por baixas razões K/Rb.

3.2.7. Classificações genéticas dos granitos

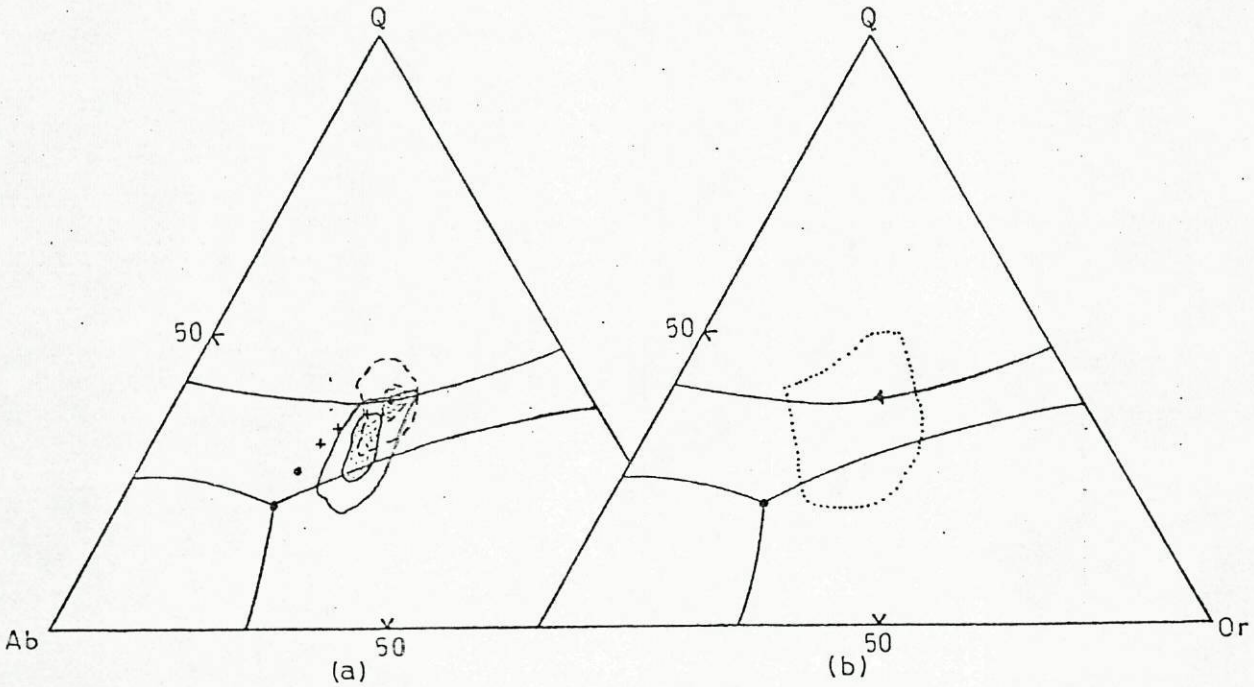
É facto aceite que os granitos se formam a partir de magmas que podem possuir teores em água muito diversos.

TUTTLE (1952) sugeriu que os granitos com um único feldspato (hipersolvus) representavam magmas pobres em água, gerados a mais altas temperaturas, e que os de dois feldspatos (subsolvus) estavam ligados a magmas mais ricos em água, desenvolvidos a temperaturas mais baixas.

TUTTLE e BOWEN (1958) verificaram que poucos granitos apresentam uma composição próxima do eutéctico ternário do sistema Q - Or - Ab - H_2O e, assim, admitiram que só raramente os magmas são saturados em água.

LUTH e col.(1964), embora admitindo que o critério não é infalível, estabeleceram um paralelismo entre o teor em alumina e o carácter "hipersolvus" e "subsolvus". Assim, o teor em Al_2O_3 dos granitos "hipersolvus" é geralmente inferior ao dos granitos "subsolvus", facto que se traduz pela não ocorrência de corindo normativo e de, em seu lugar, estarem presentes diopsido, acmite e volastonite, o que, em termos de mineralogia, reflecte a ocorrência de anfíbolas ou piroxenas alcalinas que são características de granitos "hipersolvus"; nos granitos "subsolvus", em contrapartida, ocorrem as micas. Foi com base neste critério que LUTH e col.(op. cit.) elaboraram os diagramas da figura 24a. Como pode verificar-se, os granitos "hipersolvus", ao contrário dos "subsolvus" não se identificam com a tendência evolutiva dos mínimos cotécticos e dos pontos eutécticos, para P_{H_2O} crescente, o que é compatível com cristalizações em contextos relativamente pobres em água.

Na figura 25 estão representadas as rochas graníticas estudadas em triângulos Q - Or - Ab e podemos, assim, proceder a uma comparação das composições normativas com as correspondentes às



------- Granitos sub-solvus (Luth e Al.,1964)
——— Granitos hipersolvus (Luth e Al.,1964)
..... Granitos hercínicos (Hall,1972)

Fig.24- Triângulos Q-Ab-Or.
a)Projecção dos domínios relativos aos granitos sub-solvus e hipersolvus segundo LUTH e col. (1964);b)Projecção do domínio relativo aos granitos hercínicos segundo HALL(1972).
(A ponteado zonas de maior representatividade).

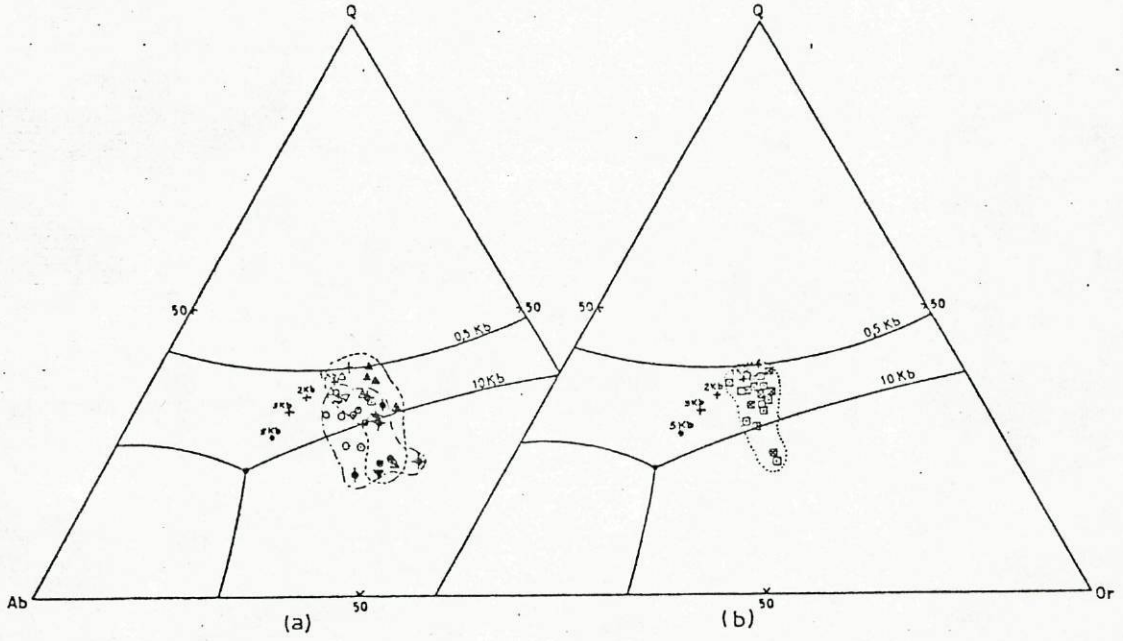


Fig.25- Triângulos Q-Ab-Or dos granitos estudados.
a) granitos sintectónicos; b) granitos pós-
- tectónicos.

dos mínimos cotécticos (+) e pontos eutécticos (.) do sistema granítico (TUTTLE e BOWEN, 1958; LUTH e col., 1964).

A representação das diferentes fácies nos triângulos Q - - Ab - Or tem de ser encarada como puramente comparativa, pois, como já referimos várias vezes, admitimos ser importante o papel dos fenómenos deutéricos nas rochas graníticas estudadas, pelo que certas características actuais destas rochas são resultantes daqueles fenómenos que modificaram o que poderia ser uma imagem da resultante da cristalização de um magma original. Assim, devem ser encaradas com certa precaução todas as comparações que sejam feitas com resultados que não tiverem em conta a acção daqueles fenómenos secundários, como é o caso das composições normativas relativas às séries cotécticas.

MARMO (1971) referiu que os resultados experimentais no sistema Q - Ab - Or - H_2O foram efectuados a pressões de água e temperatura que não são as respeitantes, por exemplo, à ocorrência de granitos onde estão presentes microclina e albite, uma vez que, a cristalização comum destes minerais é muito improvável a partir de um "melt" e, pelo contrário, é muito provável em rochas submetidas a metassomatismo.

Por outro lado, WINKLER (1976), sublinha o facto de o sistema Ab - Or - Q - H_2O ser inadequado para estudos petrogenéticos de rochas graníticas, porque o comportamento das fases pode variar consideravelmente em função da razão An/Ab do sistema. Nos triângulos da figura 25 só estão representadas rochas em que as percentagens de Or, Ab e Q normativos ultrapassavam no seu conjunto os 80%.

No caso presente, as áreas de representação dos diferentes grupos de granitos estudados são praticamente coincidentes e observa-se que as projecções das composições normativas se deslocam preferencialmente para o lado Q-Or do triângulo (fig. 25). A distribuição enquadra-se perfeitamente na que HALL (1972) indicou para os granitos hercínicos (fig.24b). Este autor considera que o facto dos granitos serem relativamente menos ricos em albite normativa seria devido à circunstância do gradiente geotérmico durante a orogenia ter sido alto (40°C/Km), o que implicou pressões parciais e pressões totais de água relativamente mais baixas. Porém, além deste facto, o enriquecimento em Or normativa relativamente à Ab pode ser explicado, em alguns casos, como uma conse-

quência de fenómenos deutéricos que conduziram a um enriquecimento em feldspato potássico em detrimento da plagioclase.

Face às referidas áreas de representação (fig. 25), verifica-se que as suas distribuições são semelhantes às indicadas por LUTH e col. (1964) para os granitos "subsolvus" (fig. 24), o que está de acordo com as características mineralógicas observadas, uma vez que os granitos estudados possuem plagioclase e feldspato potássico primários.

CHAPPELL e WHITE (1974) e WHITE e CHAPPELL (1977) definiram, no domínio das rochas granitoides, dois grupos cujas características, principalmente as químicas, são determinadas pela natureza do material que por ultrametamorfismo deu origem às rochas granitóides: os granitos tipo S e os tipo I; os primeiros derivaram de rochas metassedimentares, os segundos de rochas de origem ígnea. As principais características são as que se resumem no quadro 14.

Tipo I	Tipo S
Valores altos de Na/K Valores baixos de Al/ [Na+K+(Ca/2)] Altos valores de Ca	Valores baixos de Na/K Valores altos de Al/ [Na+K+(Ca/2)] Baixos valores de Ca
Plagioclase mais cálcica + hornoblenda + biotite ± esfena ± alanite Magnetite	Plagioclase menos cálcica + moscovite + + biotite Cordierite, andaluzite, granadas Ilmenite
Diopsido ou corindo normativos $< 1\%$	Corindo normativo $> 1\%$
Encraves de rochas mais básicas com hornoblenda e piroxena.	Encraves principalmente constituídos por rochas metassedimentares.
Relação inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ baixa $< 0,707$	Relação inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ alta $> 0,707$

Quadro 14

Face às características apresentadas pelas fácies graníticas da região estudada, tentamos o seu enquadramento na classificação proposta por CHAPPELL e WHITE (1974) (Quadro 15).

Considerando em primeiro lugar os granitos e granitóides sintectónicos, temos a distinguir três casos: o dos granitóides biotíticos, o dos granitos com microclinização dominante e, finalmente, os de albitização dominante.

Os granitoides biotíticos, pelas suas características mineralógicas de onde destacamos: a presença de abundante biotite e a de minerais acessórios tais como a alanite, esfena e anfíbola; a ocorrência de uma plagioclase relativamente cálcica, mostram afinidades com rochas do tipo I. Porém o carácter peraluminoso, revelado pelos parâmetros habituais (A/CNK > 1; Al/Na+K+(Ca/2) > 1,1) e pela existência de corindo normativo em percentagem superior a 1, é uma característica pouco vulgar nos granitos do tipo I.

Nos granitos com microclinização dominante a existência de biotite e a presença de encraves de rochas mais básicas com características do tipo I, marcam uma certa afinidade com o tipo I, porém o carácter peraluminoso mais uma vez está patente.

Os granitos com albitização dominante, pode dizer-se que são os únicos granitos sintectónicos que mostram características típicas de granitos do tipo S. Tais são: a presença de plagioclase I, pouco cálcica, associada a uma moscovite primária e a rara presença de biotite; nítido carácter peraluminoso, revelado quer pelo diagrama químico-mineralógico A_1-A_2 (fig. 23b) quer, ainda, pelos valores da razão A/CNK, sempre francamente superiores à unidade. Estes granitos possuem maiores percentagens de corindo normativo. De realçar, porém, a raridade de restites, de material metassedimentar, bem como de materiais tais como cordierite, andaluzite e granada, factos provavelmente devidos à aloctonia e diferenciação dos maciços; porém, a Norte da região estudada já ocorrem granitos autoctones caracterizados pela sua heterogeneidade, devida à grande abundância de restites e granitos com características semelhantes ao da zona aqui estudada e que, por isso, foram considerados por RIBEIRO (1980) como sendo do tipo S.

Os granitos pós-tectónicos, com biotite primária, esfena, alanite, magnetite e, ainda, anfíbola, esta última assinalada em

		n	Na/K	%CaO	Corindo normativo	Al/Na+K+(Ca/2)	A/CNK
SINTECTÓNICOS	Tonalitos	3	1,11	3,59	1	1,38	1,10
	Granodioritos biotíticos	4	0,99	2,63	1	1,20	1,02
	Encraves	2	1,19	1,52	1	1,05	0,99
	Granito de Vila da Ponte	3	0,92	1,15	1	1,22	1,13
	Granito da Borralha	5	0,94	0,77	1	1,26	1,19
	Granito de Cambedo	3	1,13	1,19	1	1,26	1,16
	Granitos Filonianos	5	1,32	0,57	1	1,11	1,07
	Granito de Ruivães	2	0,80	0,65	1	1,24	1,18
	Granito da Cabreira	4	1,09	0,44	1	1,22	1,20
	Granito do Alto de Murça	3	1,03	0,41	1	1,37	1,30
	Granito de Lamas de Miro	2	1,59	0,25	1	1,26	1,32
PÓS-TECTÓNICOS	Granito dos Carris	5	1,09	1,49	1	1,15	1,04
	Granito do Cabril (Gerês)	12	1,16	0,88	1	1,08	1,02
	Granito de Penedos	2	1,16	0,30	1	1,09	1,07

Quadro 15- Parâmetros relativos aos granitos estudados e utilizados na sua classificação em tipo I ou S.

granitos pertencentes ao mesmo maciço por PALACIOS (1974), são granitos com características mineralógicas afins das dos granitos do tipo I. Corindo normativo inferior a 1% e valores mais baixos da razão A/CNK, mas ainda superiores a 1, são indicativos dum carácter aluminoso quase normal. Este somatório de características faz com que os granitos pós-tectónicos, embora não sendo típicos tipo I, sejam os que, na área estudada, mostram, relativamente aqueles, mais pontos comuns.

O carácter peraluminoso que se verifica na maioria dos granitos estudados, embora para o caso dos granitos sintectónicos com albitização dominante seja principalmente devido ao processo de génese do magma (fusão de material cortical de natureza metassedimentar) é, também, resultante da acção de fenómenos tardi a pós-magmáticos que conduzem à formação de novos minerais que mascaram as características primárias das rochas afectadas. A acção destes fenómenos é, quanto a nós, responsável pelo carácter peraluminoso dos granitos que apresentam ainda características de granitos do tipo I. Esta é, também, a opinião de outros autores (MARTIN e BOWDEN, 1981) que estudaram típicos granitos do tipo I, nomeadamente os "younger-granite" nigerianos.

3.3. Relações entre o plutonismo e o metamorfismo

No laboratório é sempre difícil estabelecer as condições que teriam presidido à formação dos diferentes tipos de rochas. Porém, tendo sempre em mente os perigos da comparação dos resultados de estudos laboratoriais com os resultantes de processos naturais, somos tentados a aplicar alguns dos numerosíssimos dados de petrologia experimental relativos a sistemas silicatados. Tal aplicação tem em vista a dedução das condições termobarométricas que presidiram à formação dos diferentes magmas graníticos e, uma vez determinadas, é possível a sua comparação com aquelas que já foram deduzidas para o metamorfismo.

3.3.1. Granitos sintectónicos com albitização dominante (Granitos moscovíticos)

Estes granitos possuem características químicas e mineralógicas comparáveis às do granito 104 de PIWINSKII (1968) e WYLLIE (1977) pelo que utilizamos o diagrama de cristalização elaborado por aqueles autores para o referido granito(fig.26).

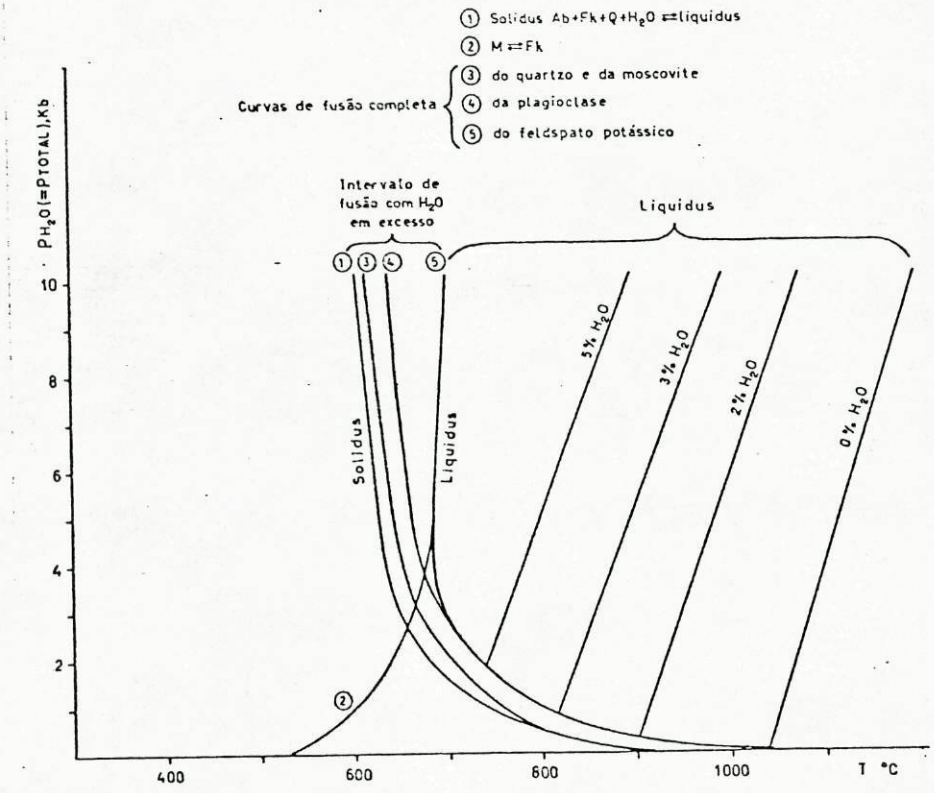


Fig.26- Curvas de fusão relativas aos minerais do granito 104.

Para uma pressão total da ordem dos 4 kb e temperatura da ordem dos 700°C, já pode verificar-se anatexia de material cortical em condições de excesso de H_2O, facto este que pode justificar a existência de moscovite primária. Estas condições são ligeiramente superiores às por nós definidas para as condições máximas que presidiram ao metamorfismo regional da área estudada ($P \simeq 3,5$ kb e $T \simeq 500°C$); porém, elas enquadram-se já nas definidas por RIBEIRO (1978) para a zona de Tourém, que está no prolongamento para Norte da área estudada. As condições PT propostas por aquela autora foram 3-4 kb e 600°-700°C; em Tourém, espacialmente associadas a rochas metassedimentares metamorfizadas na zona da silimanite-feldspato potássico, ocorrem granitos autoctones caracterizados pela sua heterogeneidade, devida à grande abundância de restites.

A homogeneidade dos granitos sintectónicos com albitização dominante, tipo S, leva-nos a considerá-los como granitos com um certo grau de aloctonia, facto que em si facilitou certa diferenciação.

No caso particular dos granitos muito orientados e essencialmente moscovíticos (granitos tipo Alto de Murça e Lamas de Miro), podíamos admitir que estes seriam o resultado do primeiro "melt" em condições de metamorfismo com pressões e temperaturas crescentes. Contudo, face aos teores em certos elementos tais como Sn, Rb e Cs, assim como aos baixos valores da razão K/Rb, somos levados a considerar que a sua geoquímica só é possível como resultado de um bom encadeamento de fenómenos diferenciadores. A sua posição de cúpula relativamente ao maciço granítico sugere desde logo que o papel dos fluidos tardios e as consequentes alterações deutéricas não pode ser excluído daqueles fenómenos e que eles actuaram possivelmente em conjugação com a deformação actuante sobre o maciço. Se aqueles granitos equivalessem ao primeiro "melt", o valor da razão K/Rb deveria ser mais alto que os valores normais para o material da crosta, que é, em média, 230, e não da ordem dos 50, como acontece, uma vez que o magma assim gerado seria deficitário em Rb relativamente ao potássio; também outros elementos, tais como o Cs e o Sn, se encontram concentrados e, portanto,

com valores mais altos que os valores normais para os sedimentos. Dado que a biotite é o mineral que mais acumula Rb, a anatexia conduziria a um incremento da razão K/Rb (uma vez que o líquido anatéctico se enriquece notavelmente em K, sob a forma de feldspato potássico, enquanto a biotite fica no resíduo). No caso presente verifica-se o contrário, pelo que não é de admitir um processo de diferenciação anatéctica. Contudo, esta conclusão não é incompatível com o facto de que o magma primário tenha sido gerado por fusão de material cortical, e tenha sofrido depois a acção de processos diferenciadores que justifiquem nomeadamente a concentração de determinados elementos.

No grupo dos granitos com albitização dominante incluímos granitos orientados e granitos muito orientados. Apesar de estruturalmente diferentes, consideramos todos estes granitos genética e temporalmente relacionados. Como veremos mais adiante, os factos sugerem que as fácies mais deformadas correspondem à cúpula, mais alterada deutericamente, de um maciço diferenciado. A diferenciação é principalmente resultante de diferentes graus de alteração condicionados, em parte, pela estrutura.

3.3.2. Granitos sintectónicos com microclinização dominante (Granitos biotíticos)

As composições química e mineralógica dos granitos biotíticos (tipo Vila da Ponte) aproximam-se das citadas por PIWINSKII (1973) para o granodiorito JSP 6 - 2, pelo que aplicamos o diagrama de cristalização PT dos minerais daquela rocha na dedução das condições genéticas dos granitos biotíticos (fig. 27). De acordo com a mineralogia citada na descrição petrográfica, a biotite foi o primeiro mineral a cristalizar, seguida do quartzo precoce e, logo depois, plagioclase; depois, cristalizou mais quartzo e feldspato potássico. A cristalização conjunta do quartzo e plagioclase implica temperaturas superiores a 720°C e pressões superiores a 4-4,5 kb (fig.27). A biotite não pode ter começado a cristalizar a temperaturas inferiores a 800°C, isto se admitirmos a situação pouco provável de excesso de H_2O.

Ora estas condições são mais elevadas que as indicadas para o MR, pelo que, se não se admitir sobrepressão ou aquecimento adi-

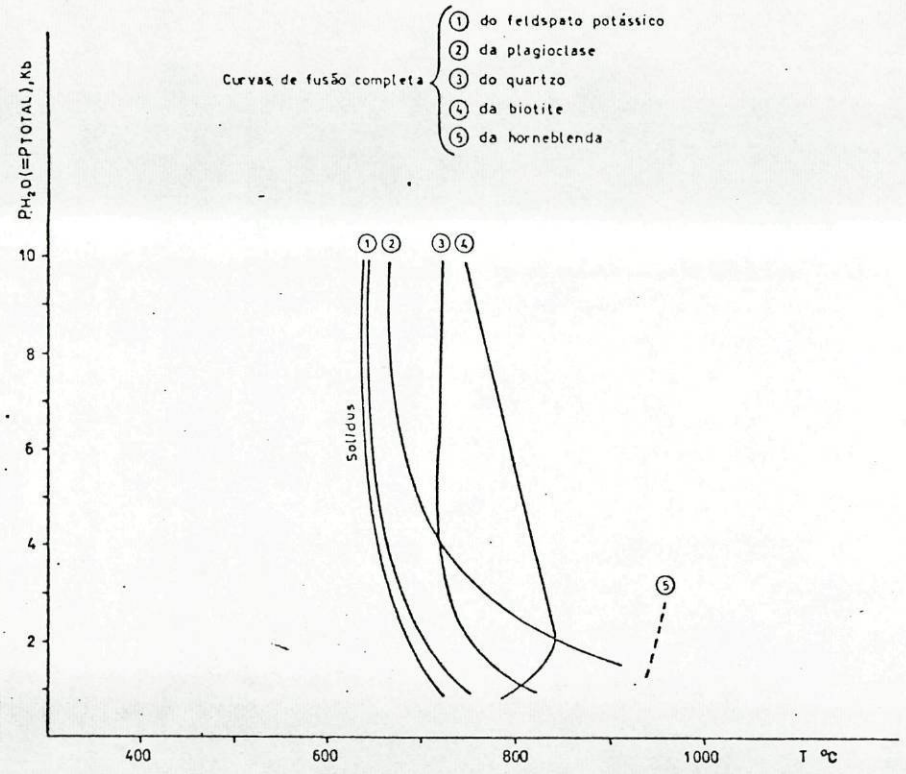


Fig.27- Curvas de fusão relativas aos minerais do granodiorito JSP 6-2 PIWINSKII, 1973).

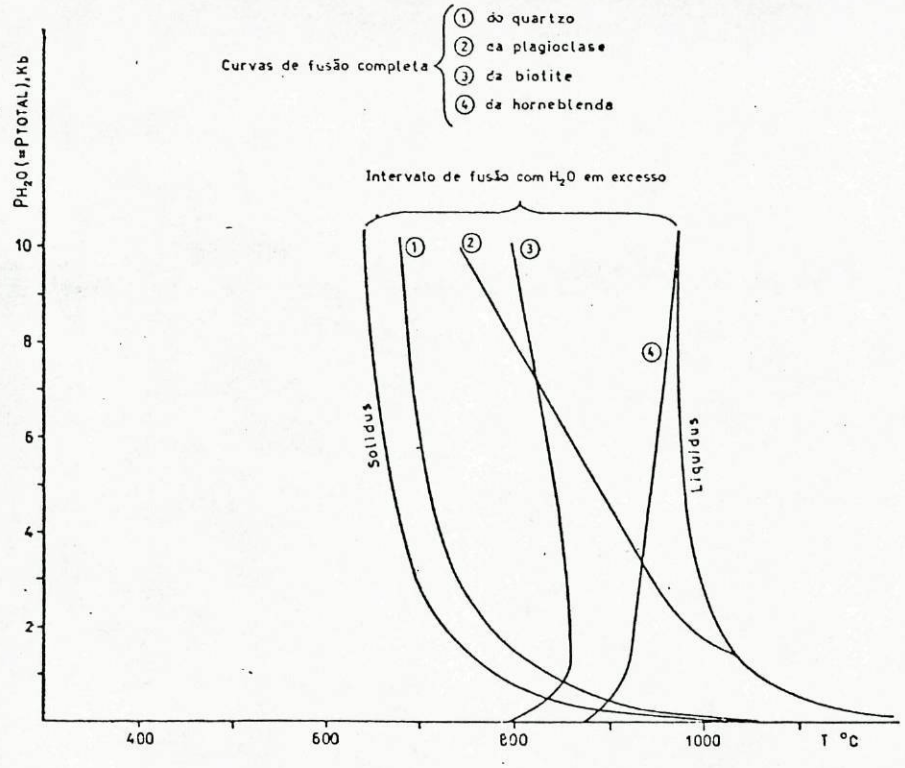


Fig.28- Curvas de fusão relativas aos minerais de um tonalito (PIWINSKII & WYLLIE, 1968).

cional, é necessário pensar num fornecimento de material infracortical ou da crosta profunda.

3.3.3. Granitoides biotíticos (sintectónicos)

Os granitoides biotíticos merecem aqui menção especial pois, como já referimos mais atrás, estas rochas constituem um conjunto mineralógica e quimicamente distinto dos granitos com os quais se encontram espacialmente associadas, nomeadamente com os granitos porfiróides da Borralha. A abundância de biotite, que chega na mesonorma a atingir valores da ordem dos 20% e, de minerais acessórios tais como horneblenda, esfena, alanite e apatite assim como teores em ferro total, MgO, CaO, Ba e Sr, relativamente elevados, são as características químico-mineralógicas mais salientes. O modo de jazida, posição marginal relativamente aos maciços graníticos e, a dificuldade em determinar uma cronologia de intrusão relativamente aos granitos, pois as relações "cortado-cortante" são ambíguas, são factos que sugerem rochas independentes com períodos de consolidação quase contemporâneos.

O somatório destes dados, associado ao facto de rochas semelhantes ocorrerem independentemente dos granitos porfiroides, em associação espacial com outros tipos de granito e também com gnaisses (RIBEIRO, 1980), sugerem que os granitoides biotíticos resultam da consolidação de um magma independente do dos granitos.

Segundo PIWINSKII e WYLLIE (1968) e WYLLIE (1977), para se gerar um líquido de composição tonalítica contendo biotite e horneblenda em solução, em condições de H_2O em excesso serão necessárias temperaturas iguais ou superiores a 900°C (fig. 28). Se, porém, como é mais provável, H_2O não estiver em excesso (p.e. 2% H_2O), então a temperatura necessária será já da ordem dos 1100°C. Ora estas temperaturas não são atingíveis num processo normal de metamorfismo regional, pelo que líquidos ou magmas com composição tonalítica não podem ser gerados por anatexia crostal.

Rochas com características petrográficas e químicas algo coincidentes têm sido descritas como vaugnéritos por outros autores, nomeadamente por IBARGUCHI (1980) e por SABATIER (1980). O primeiro, referindo-se especificamente a rochas galegas, propõe uma origem por fusão parcial de materiais residuais derivados de anatexias

crostais; o segundo autor sugere a implicação dum magma básico de origem sub-crostal e exclui uma origem por fusão parcial de resíduos anatécticos.

Infelizmente não dispomos de valores significativos no que respeita aos teores em V, Cr, Ni e Co, porém não parece despropositado chamar a atenção para valores obtidos para o caso de uma das amostras de granitoides biotíticos (1), valores esses que revelam um possível parentesco com magmas "básicos"(am.1 do quadro 7).

Os afloramentos das rochas "granitoides biotíticos", geralmente de pequenas dimensões, podem representar testemunhos do que foi um magma mais "básico" que, hibridizando-se com magmas anatécticos graníticos, poderia dar lugar à formação de "granitos híbridos calcoalcalinos-potássicos" como os granitos biotíticos sintectónicos (WYLLIE, 1977; IBARGUCHI, 1980).

Devemos, porém, assinalar que por exemplo na zona da mina cá sos há em que se pode assistir como que a uma passagem da rocha tonalítica a um granito porfiróide biotítico. Isto é, desenvolvem-se megacristais de feldspato potássico que se sobrepõem a uma matriz que será de composição tonalítica, Podemos, pelo menos em alguns casos, estar perante rochas que foram intrudidas como tonalitos e, posteriormente, atingiram a composição granítica. Este conjunto de fenómenos sugere aquilo que MARMO (1971) designou por "granitização hidrotermal"; o potássio necessário pode ser mobilizado da própria matriz primitiva ou pode provir dos sedimentos, podendo, neste último caso, caber papel importante ao metamorfismo regional.

3.3.4. Granitos pós-tectónicos

O granito de Cabril faz parte de um grande batólito, o batólito do Gerês, que, no seu conjunto, é caracterizado por uma certa homogeneidade que se traduz pela ocorrência fortemente dominante das fácies porfiróides ou de tendência porfiróide (tipo Cabril). As únicas ocorrências básicas resumem-se a pequenos encraves (muito raros), por vezes existentes no seio do granito porfiróide. A fraca importância do metamorfismo térmico, a ausência de fácies migmatíticas de contacto, apesar da existência de transferências metassomáticas e a ocorrência de contactos por falhas, são factos

que nos levam a considerar que o maciço granítico do Gerês se instalou num nível relativamente superficial. Tal facto é aplicável também ao pequeno maciço de Penedos, este petrograficamente caracterizado por uma textura que leva a admitir dois tempos de cristalização, em que o mais tardio e mais superficial teria conduzido à fracção de granularidade mais fina.

Soluções residuais favoreceram recristalizações pós-magmáticas e possibilitaram a cristalização tardia de minerais tais como fluorite e helminta nos granitos destes maciços.

Dado o nível superficial atingido pelas intrusões, somos levados a admitir que o magma original era sub-saturado em H_2O e que derivou, por anatexia relativamente seca, de uma crosta relativamente profunda. Segundo CANN (1970), a mobilidade vertical de um magma depende essencialmente do seu teor em fluidos e para que atinja um nível superficial alto é necessário, função das suas curvas "solidus" e "liquidus", que ele seja à partida suficientemente seco, o que implica que à partida o material seja já relativamente evoluído e que $P_{H_2O} \ll PT$. Para uma dada pressão, quanto maior fôr a diferença entre a temperatura do "solidus" e a do "liquidus" maior é a possibilidade de migração vertical do magma até níveis superficiais. Um magma granítico, mesmo saturado em água mas com uma temperatura não muito maior que a temperatura do "solidus", não pode subir muito, pois a subida e consequente abaixamento de pressão implicariam que aquela temperatura fosse atingida e se desse a cristalização do "melt" (WINKLER, 1976).

O volume do maciço implica que o material crostal envolvido na anatexia foi considerável e uma vez que P_{H_2O} foi, muito provavelmente, baixa, as temperaturas necessárias à fusão foram necessariamente altas.

A presença de biotite primária e, ainda, de horneblenda, esta última já assinalada em granitos pertencentes ao mesmo maciço (PALACIOS, 1974), são características mineralógicas só compatíveis com um "melt" de altas temperaturas. Se considerarmos os dados de PIWINSKII e WYLLIE (1968 e 1970) e de WYLLIE (1977), teremos de admitir temperaturas muito mais altas que 950° e 1000°C, isto se os referidos minerais resultam da cristalização do "melt" e que, portanto, não fazem parte de um possível "residuum". Também neste caso, temos, forçosamente, de admitir um pro-

cesso totalmente independente do metamorfismo regional.

A provar que a intrusão atingiu um nível superficial e que, consequentemente, o magma sofreu um considerável arrefecimento, está a diferença entre as temperaturas, superiores a 1000°C, da cristalização da horneblenda e os prováveis 500°C deduzidos para o metamorfismo de contacto provocado por estes granitos.

3.3.5. Conclusões

Pode portanto concluir-se que os granitos sintectónicos com albitização dominante, granitos de duas micas com moscovite dominante, tiveram a sua génese ligada aos processos de metamorfismo regional resultando da fusão relativamente húmida de material crostal, são granitos mesocrostais, do tipo S.

Quanto aos granitos sintectónicos com microclinização dominante, granitos biotíticos, encontram-se espacialmente associados aos granitóides biotíticos e, admitimos que a sua petrogénese pode estar de algum modo ligada à destes últimos. Não é de excluir a possibilidade de os granitos biotíticos resultarem da cristalização de um magma com uma componente resultante da fusão anatéctica de material crostal e outra proveniente de níveis mais profundos da crosta ou até do próprio manto resultando de tal hibridização, um magma de composição intermédia. A fusão do material crostal estaria ligada aos processos de metamorfismo regional ou então o calor necessário adviria do próprio material de origem infracrostal. Os granitóides biotíticos seriam testemunhos do magma infracrostal ligeiramente hibridizado. Tal situação concorre pelo menos em parte para que os granitos e granitóides biotíticos não sejam típicos granitos tipo I, embora, como já verificamos, apresentem algumas características semelhantes às dos granitos deste tipo.

Os granitos pós-tectónicos têm características que os aproximam dos granitos do tipo I. É indubitável a sua origem profunda ligada a magmas originalmente pobres em água. Têm a particularidade de não se apresentarem associados a rochas mais básicas e as diferentes fácies existentes resultaram essencialmente de um processo de diferenciação magmática a partir de um magma de composição intermédia de origem basicrostal. Certas caracterís-

ticas geoquímicas nomeadamente os teores em Y e Nb assim como em terras raras (TR) parecem individualizá-los dos granitos sintectónicos envolventes (RIBEIRO e col. 1982).

3.4. Fracturação

Toda a região estudada se apresenta muito perturbada por uma fracturação que é bem visível quer à escala do mapa quer à escala do afloramento e na maior parte dos casos está bem marcada não só na topografia, como pelos rejeitos que provoca nomeadamente a filões mineralizados. Em alguns casos as fracturas estão preenchidas por filões de quartzo estéreis que na zona mineira recebem a designação de "cavalões".

A área da exploração mineira da Borralha permitiu-nos um estudo mais localizado da ocorrência de falhas bem como de outras estruturas planares que são os filões de rochas aplitopegmatíticas e os filões de quartzo mineralizados. Breve síntese desse estudo será apresentado mais adiante.

Para o estudo das fracturas maiores e tendo em vista a definição dos principais sistemas presentes à escala da região, analisamos a fotografia aérea à escala 1/26 000 e por fotointerpretação determinamos os alinhamentos de fractura à escala da carta. No mapa geológico estão assinalados os principais alinhamentos.

Na figura 29 está representada a roseta de frequências que corresponde a 480 alinhamentos, fotointerpretados, existentes na área da região coberta pelos trabalhos de cartografia geológica.

A análise daquela roseta permite desde logo verificar que existem vários grupos representativos de fracturação sub-vertical. A partir das direcções dominantes definimos os seguintes grupos: N20° a N30°E (NNE-SSW); N10°W a N20°E (N-S — NNE-SSW) e N10°W a N30°W (NNW-SSE). Direcções menos representadas temos a NW-SE e a NE-SW, sendo muito pouco representativas as direcções próximas de E-W.

Na figura 30 está representada uma análise sectorial dos alinhamentos representados globalmente na figura 29. A análise destes diagramas parciais permite ilações curiosas; assim se observarmos o diagrama Ⓘ , que corresponde ao sector NW, que abrange exclusivamente o granito pós-tectónico do Gerês, pode ver-se que aí não têm praticamente representação os alinhamentos NNE-SSW ao passo que têm representatividade máxima alinhamentos NO° a N10°W. Pelo contrário nos diagramas Ⓘ a Ⓥ , que correspondem a áreas de predomínio de granitos sintectónicos e no dia-

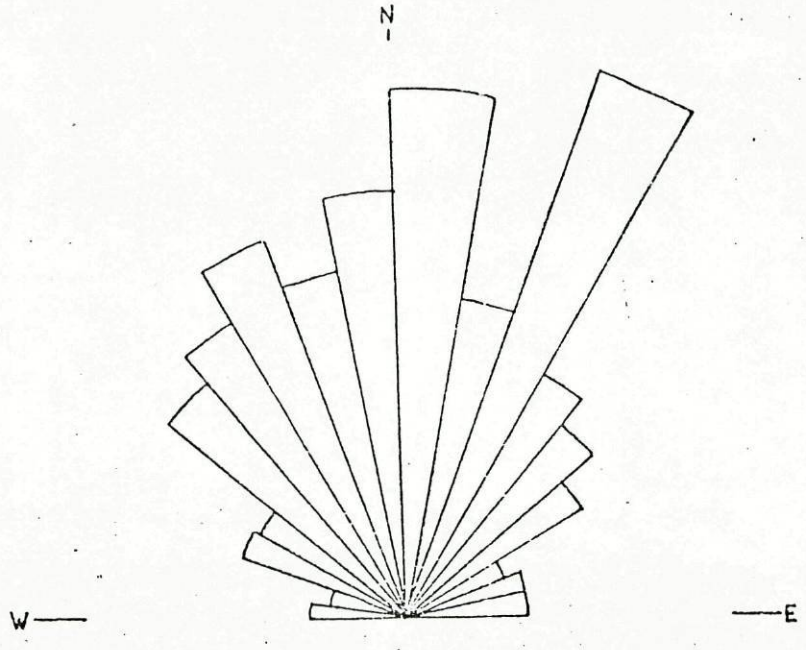


Fig.29- Roseta de frequência relativa aos alinhamentos de fracturas da área estudada.

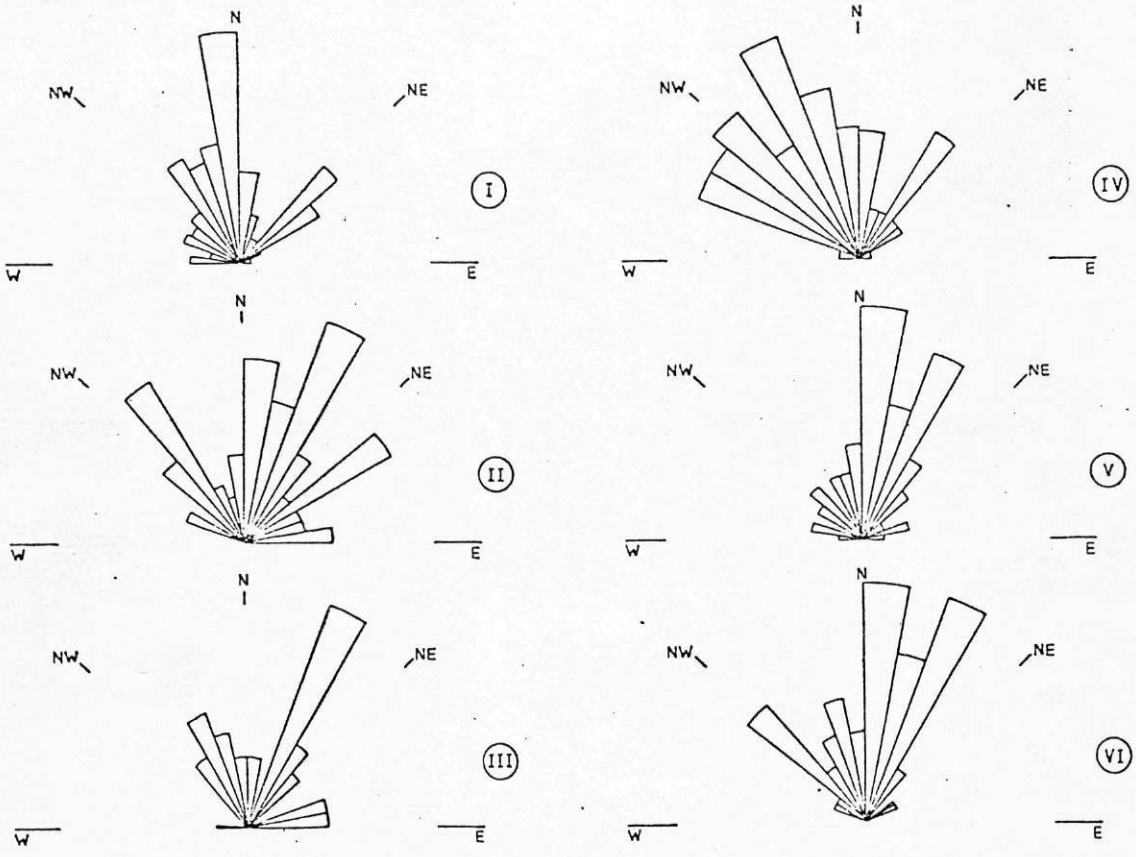


Fig.30- Rosetas de frequência relativas aos alinhamentos de fracturas distribuídas por sectores com igual área, globalmente representados na roseta da figura anterior.

grama (VI) que corresponde à área de afloramento de rochas metassedimentares, os alinhamentos NNE-SSW estão bem representados, assim como os que possuem direcção semelhante às das estruturas S relacionadas com F_3 (NW-SE).

Embora reconhecendo que cada região tem os seus sistemas de fracturação específicos, pois são variáveis quer os campos de tensões aplicados, quer as características iniciais do material, podemos verificar que as orientações dos principais grupos de fracturação da área estudada não diferem dos já estabelecidos para outras regiões e mais genericamente para o NW Peninsular.

A génese das fracturas do soco hercínico tem sido considerada por diversos autores nomeadamente por RIBEIRO (1974) e por ARTHAUD e MATTE (1975).

As fracturas NNE-SSW a NE-SW correspondem desligamentos esquerdos posteriores aos leucogranitos (300 ± 10 m.a.) e que controlaram em parte a instalação de granitos mais recentes (280 ± 10 m.a.); este sistema de fracturas é o conjugado do sistema NNW-SSE, direito, e ambos estariam relacionados com um campo de tensões com uma direcção média de compressão N-S.

No que diz respeito a fracturas NE-SW a ENE-WSW sabe-se que são desligamentos que rejogaram em tempos pós-hercínicos; no mesozóico como falha normal e como falha inversa aquando das compressões Alpinas (ARTHAUD e MATTE, 1975). Sob o ponto de vista morfológico condicionaram a orientação de grandes serras bem como de alguns importantes rios nomeadamente a ocidente da grande falha Régua-Verin (FREIRE DE ANDRADE, 1935). Este autor admitia a possibilidade da existência de antigas direcções tectónicas, NE-SW, resultantes de movimentos anteriores ao Paleozóico; admitia ainda o condicionamento de determinados vales submarinos a esta direcção. Mais recentemente BOILLOT e MUSELLEC (1972) localizaram, no prolongamento de acidentes NE-SW, canhões submarinos ladeados por falhas normais cujo rejeito vertical pode ultrapassar 1000 m.

As fracturas de orientação NW-SE, sub-paralelas às estruturas hercínicas, funcionaram como desligamentos direitos em tempos tardi-hercínicos, contudo teriam sido falhas normais desde o começo da sedimentação paleozóica e cavalgamentos ou desligamentos aquando das fases de dobramento hercínicas (ARTHAUD e MATTE, 1975). IGLÉSIAS e RIBEIRO (1981) descrevem zonas de cisalhamento dúctil

com orientação NW-SE, geneticamente associadas à fase de deformação F_3.

O sistema de fracturas ENE-WSW a E-W, ao qual correspondem desligamentos esquerdos, é considerado por RIBEIRO (1974) como conjugado do sistema NNE-SSW, direito, e geneticamente relacionado com um campo de tensões ainda semelhante ao da terceira fase (F_3), portanto com uma compressão máxima com direcção média NE-SW; seriam assim fracturas tardi-F_3 embora aquele autor admita que os acidentes ENE-WSW possam existir já desde a primeira fase (F_1).

Como seria de esperar os diferentes grupos de orientação da fracturação definida, para a área estudada, coincidem com os que têm sido descritos como mais importantes no que respeita à fracturação do NW Peninsular.

Se observarmos o mapa simplificado presente na figura 31 e que se refere às principais linhas de fractura do NW português pode concluir-se que os principais grupos agora definidos estão ali representados. Assim temos: com direcção semelhante à dos alinhamentos de Vieira do Minho, Boticas e Rio Tâmega o grupo NNE-SSW que está bem representado nas áreas com predomínio de granitos sintectónicos e/ou de rochas metassedimentares dobradas e não na zona do granito pós-tectónico do Gerês, factos que sugerem que estes alinhamentos sejam idênticos aos que RIBEIRO (1974) considera como tardi-F_3; com direcção semelhante à da grande falha de Salto, (NNE-SSW) teriamos os desligamentos esquerdos tardi-hercínicos que tal como os alinhamentos NNW-SSE, que, tudo indica serem os seus conjugados, afectam todo o sector incluindo a área do granito pós-tectónico do Gerês; pertencentes ao mesmo sistema do grande desligamento de Amarante estão os alinhamentos NW-SE nos quais incluimos o das Torrinheiras que consideramos corresponder a uma zona de cisalhamento dúctil, tardi-F_3, semelhante às descritas por IGLÉSIAS e RIBEIRO (1981). De referir os alinhamentos NS a N10°W que são particularmente importantes na área do maciço granítico do Gerês e que em outras zonas deste maciço correspondem quer a zonas de brechificação, quer a locais de ocorrência de rochas vermelhas de composição episienítica (MARTINS, 1972; COTTARD, 1979) e que de algum modo podem estar geneticamente ligados com a história do próprio maciço.

Os alinhamentos NE-SW, embora não muito representados na área estudada, adquirem uma certa importância nos sectores NW junto

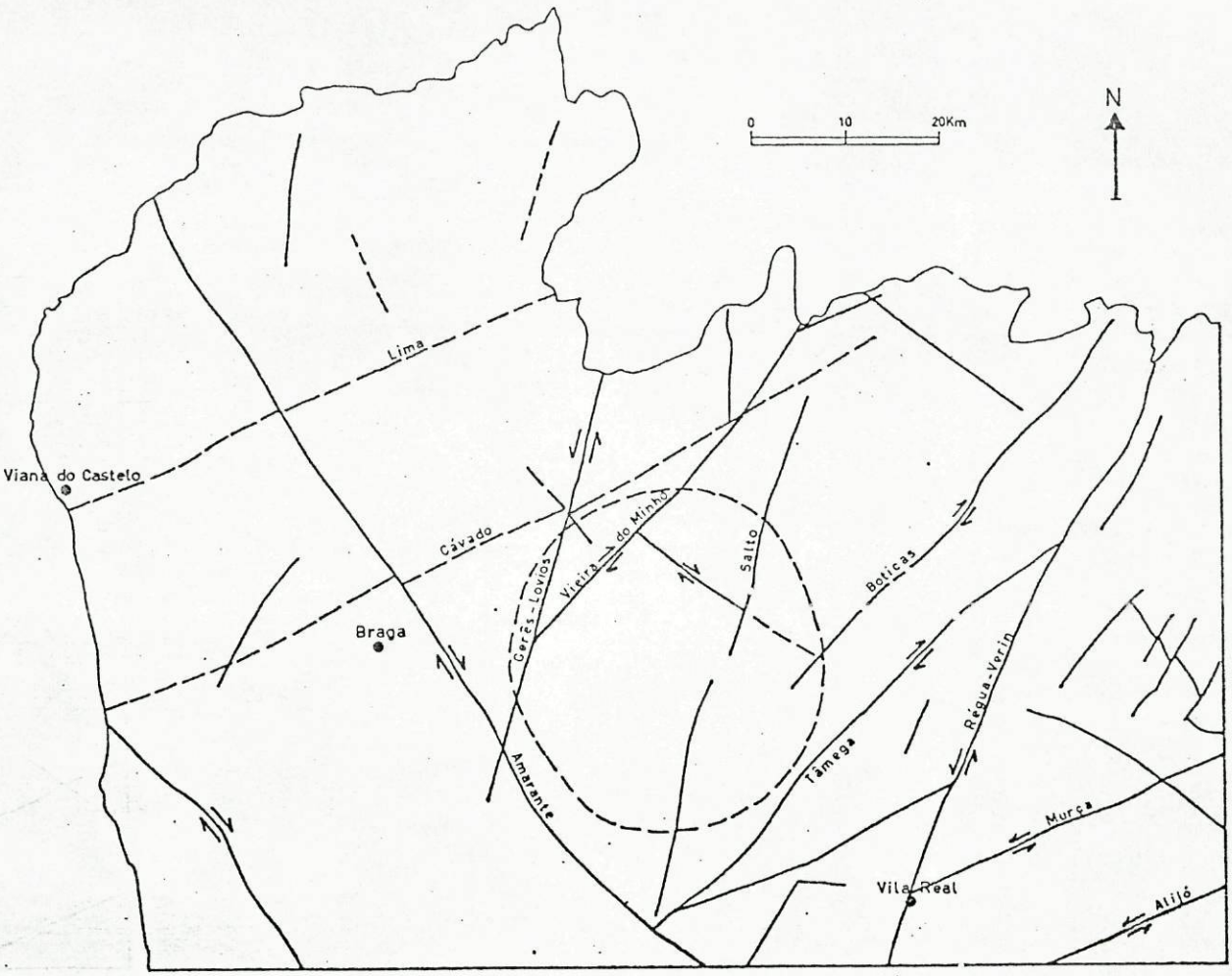


Fig.31- Mapa simplificado da fracturação do NW português (baseado na Carta Tectónica de Portugal, 1972 e no mapa de "Sistemas de Fracturas" de CONDE & ANDRADE, 1976).

ao contacto sul do maciço granítico do Gerês condicionando o traçado do rio Cávado facto que sugere o controlo que estes alinhamentos têm sobre a morfologia aliás como já foi sublinhado por FREIRE DE ANDRADE (1935).

JAZIGO DE TUNGSTÉNIO DA BORRALHA

4. COUTO MINEIRO DA BORRALHA

Por decreto real de 24/5/1902 foi concedida, por tempo ilimitado, à "Compagnie des mines d'étain et de wolfram" a propriedade das minas de volfrâmio de Borralha, Monte Borralha nº1 e Monte Borralha nº2, situadas na freguesia de Salto, concelho de Montalegre, distrito de Vila Real. Nascia assim aquilo que mais tarde viria a ser parte do Couto Mineiro da Borralha, este, constituído por despacho ministerial de 13 de Fevereiro de 1926, englobando 36 concessões, com uma superfície total de cerca de 1179 hectares; posteriormente, por incorporação de zonas dominadas pelas concessões, a superfície aumentou para 1781 hectares (despacho de 1/6/1940) e, finalmente, para cerca de 1788 hectares (despacho de 18/11/1953).

Assim, o Couto Mineiro nº 11 abrange terras das freguesias de Campos, concelho de Vieira do Minho, Salto e Venda Nova, do Concelho de Montalegre, estando pois situado no limite das províncias do Minho e de Trás-os-Montes e Alto Douro(mapas 1.3 e 2).

Duas concessões, Vale da Chã e Cabreira, não fazendo parte do Couto mineiro mas localizadas em áreas fronteiras à deste, fizeram parte do conjunto que em 1962, após um período de paragem de quatro anos, foi transmitido para "Mines de Borralha,S.A." . Em 28 de Junho de 1968, foram transmitidas a favor desta última mais 14 concessões, passando então a superfície total concessionada para cerca de 2611 hectares. Este conjunto de 52 concessões foi transmitido de Mines de Borralha,S.A. para Minas da Borralha, SARL, em 10 de Novembro de 1980.

Da globalidade das concessões, 28 são de volfrâmio, 12 de volfrâmio e estanho, 10 de estanho e 2 de volfrâmio, cobre,prata e molibdénio.

No Couto Mineiro, e na generalidade da área estudada, pode considerar-se que o essencial da mineralização ocorre em filões que podemos agrupar em dois tipos principais:

1- filões de quartzo com mineralização de volframite, scheelite e sulfuretos;
2- filões aplitopegmatíticos mineralizados com cassiterite.

Os primeiros, com teores nulos ou muito fracos em estanho, afloram na maioria das concessões do Couto Mineiro ou a poente deste; os segundos, só são visíveis nas concessões a nascente do Couto Mineiro ou, mais concretamente, a nascente da confluência da Ribeira de Amear com a Ribeira de Salto (mapa 1.3).

Além das estruturas filonianas há a considerar a existência de duas estruturas brechoides de cimento quartzoso, brecha Sta. Helena e brecha Venise, a primeira das quais, a única aflorante, foi em parte explorada, pois possui mineralização tungstífera quer no cimento, quer em bolsadas junto aos encostos quartzosos.

No domínio do Couto Mineiro, pode considerar-se que as principais zonas de afloramento de filões quartzosos podem agrupar-se da seguinte forma:

1- Borralha;
2- Cruzinha, Vale de Corças e Chão d'Além Rio;
3- Águas-Terças, Quebrada e Além-Rio;
4- Cerdeira.

O sector da Borralha é, sem dúvida, o mais explorado e pode dizer-se que sobre ele incidiu o essencial da exploração, desde o início do século, em virtude de nele estar localizada a zona mais rica em tungsténio.

Nos restantes sectores, existem quase exclusivamente trabalhos à superfície, na sua grande maioria realizados, durante o período da 2ª. guerra mundial, por apanhistas em lavra clandestina ou controlada. Nas minas das Cruzinhas, Vale de Corças e Chão d'Além Rio foram explorados filões que podem ser considerados como o prolongamento para poente dos filões da Borralha; nas minas de Águas-Terças, Quebrada e Além-Rio exploraram-se filões sub-paralelos aos da Borralha, mas que constituem um sistema a noroeste destes; nas minas da Cerdeira os filões têm a particularidade de estarem localizados no sector nascente do Couto Mineiro e sem ligação, pelo menos aparente, com os da Borralha.

5. MINAS DE TUNGSTÉNIO DA BORRALHA

5.1. Generalidades

As minas da Borralha, propriamente ditas, identificam-se com o primeiro sector, atrás referido.Estão localizadas aproximadamente no centro do Couto Mineiro e os trabalhos mineiros abrangem parte de cinco concessões, a saber: Borralha, Monte Borralha nº.1, nº.3 e nº4 e Caniçó. Embora a exploração mineira tenha tido períodos em que paralelamente a uma lavra subterrânea se desenvolveu uma lavra a céu aberto, a primeira sempre dominou como sistema de exploração. Os trabalhos a céu aberto, todos anteriores a 1958, incidiram sobre os afloramentos dos filões, aluviões e eluviões e ainda na zona superficial da brecha Sta.Helena, estrutura que mais adiante descreveremos e que recebe dos mineiros da Borralha a designação de "stockwerk".

Apesar das cinco concessões referidas representarem somente cerca de 1/6 do Couto Mineiro, o volume de trabalho nelas efectuado é grande e possibilitou o reconhecimento do sistema filoniano, numa extensão, que se pode considerar notável, de cerca de 2000 m de comprimento, em direcção próxima de Este-Oeste, numa largura de cerca de 1000 m e a uma profundidade de 160 metros abaixo da cota 772, que se convencionou ser a do nível 0 (zero) da mina.

Os trabalhos mineiros distribuíram-se, pelo que recebeu a designação de grupos de exploração ou minas, que já foram em número de nove e eram designadas por letras de A a I; actualmente só se efectuam trabalhos em quatro destes grupos: A, B, D e E, pois nos grupos C, F e G só existem trabalhos, no nível zero ou acima desse nível, e o grupo H pode-se considerar exterior às minas da Borralha, uma vez que estava situado nas Águas-Terças. A constituição dos grupos obedeceu seguramente a determinados critérios, porém nada de concreto se sabe, actualmente, acerca desse assunto. Dado que os limites desses grupos são sempre acidentes de índole geológica, somos levados a pensar que a divisão terá obedecido a critérios em que estariam incluídos factores tais como: 1-a natureza do material a tratar, nomeadamente o tipo litológico da rocha encaixante; 2-características específicas do minério; 3-estado dos terrenos(mapa 3).

Minério	Teor médio em WO_3	Ano					
		1975	1976	1977	1978	1979	1980
Volframite	70,23	308,00	266,25	186,95	202,45	277,95	240,20
* Scheelite grossa	75,62	31,20	19,20	12,30	12,95	28,85	31,35
** Scheelite fina	66,57	30,95	26,40	26,85	26,45	43,70	44,95
	Total em ton.	370,150	311,850	226,100	241,850	350,500	316,500

* 0,5 < diâmetro médio < 1,5mm

** diâmetro médio < 0,5 mm

Quadro 16 - Produção das minas da Borralha em minérios de tungsténio (período 1975-1980).

A exploração foi praticamente ininterrupta desde 1903 até aos nossos dias, havendo, porém, a considerar dois períodos de paragem: um, de meados de 1944 a fins de 1946, imposto por força de lei; outro desde o início de 1958 a fins de 1962.

Apesar de terem ocupado, em determinado período da sua história, o primeiro lugar das minas portuguesas de volfrâmio, as minas da Borralha são actualmente as segundas, apesar de muito distanciadas em termos de produção das primeiras, que são as minas da Panasqueira.

Para que melhor se possa avaliar a importância económica das minas de volfrâmio da Borralha referiremos alguns dados relativos à sua história de produção. A produção global de concentrados de volframite e scheelite, desde 1904 até aos nossos dias, deve rondar as 18 500 toneladas, embora este número seja aproximado e seguramente inferior ao valor real. A maior produção anual terá sido a do ano de 1955, com 524,311 toneladas, das quais 44,385 provieram do trabalho dos apanhistas e 58,369 da brecha Sta.Helena. O recorde de produção mensal está em 100 toneladas e foi atingido em Maio de 1944, um mês antes da paragem imposta pelo decreto 33 707. No período mais recente, de 1975-1980, a produção média anual foi de 302,805 toneladas e a produção global foi de 1816,95 toneladas, como se pode verificar pelo quadro 16.

O essencial da produção diz respeito a concentrados de volframite, correspondendo à scheelite uma percentagem que em média ronda os 18% da produção de concentrados de tungstatos.

No período de 1975-1980 a produção global de concentrados de calcopirite foi de 1711,65 toneladas, isto é, 1,06 toneladas de concentrados de tungstatos para 1 tonelada de concentrados de calcopirite. Os concentrados de calcopirite têm a particularidade de possuir um teor em parte da ordem dos 0,3%.

No que respeita à produção de concentrados de scheelite as minas da Borralha são as mais importantes minas portuguesas pois delas saiem cerca de 45% da produção nacional.

5.2. Geologia

5.2.1. As rochas encaixantes

O jazigo da Borralha está situado na zona de contacto entre as formações metassedimentares e o granito porfiróide de grão grosseiro a médio, de duas micas mas com predominância de biotite (granito sintectónico da Borralha), pelo que as rochas encaixantes da mineralização são quase exclusivamente micaxistos e granitos aqui e além intersectados por filões e bolsadas de material aplitopegmatítico. A cartografia mineira, efectuada em grandes escalas (1/500 ou 1/1000), da área do jazigo actualmente em exploração (mapas 4.1, 4.2 e 4.3) permitiu concluir que sob o ponto de vista litológico podem considerar-se na área do jazigo várias zonas: uma zona essencialmente granítica, a SW, constituída dominantemente pelo granito porfiróide sintectónico da Borralha -zona granítica franca-; outra de rochas metassedimentares dominantemente constituída por micaxistos -zona xistenta-. Entre estas duas zonas e em contacto directo com a zona granítica, existe uma zona relativamente pouco espessa, constituída essencialmente por rochas granitóides, de grão médio ou fino, de cor negra devido à abundância de biotite -zona de rocha negra-. Porém, entre esta última zona e a zona xistenta, há, ainda, a referir a existência de uma faixa que corresponde ao sector central da área actualmente em exploração, que é caracterizada pela ocorrência de rochas de vários tipos litológicos em estreita associação espacial. Assim, podem aparecer "misturados" o granito porfiróide, as rochas negras e as rochas metassedimentares, estas em painéis com dimensões que variam de alguns centímetros a vários metros. As relações mútuas entre os vários tipos litológicos levaram-nos a subdividir aquela faixa central em duas zonas: a zona de mistura e a zona granítica intercalar. A primeira caracterizada por grandes painéis lenticulares, de rochas metassedimentares que alternam com rochas graníticas e granitóides e a segunda por grande abundância de granito porfiróide da Borralha no seio do qual existem frequentes painéis de micaxistos, de dimensão reduzida relativamente aos precedentes.

Deve, porém, referir-se a existência de dois sectores onde a litologia é diferente da citada. Na zona xistenta há a considerar a existência de rochas ricas em quartzo, com abundantes leitos micáceos, que no seu conjunto conferem um aspecto listrado à rocha; são xistos quartzíticos listrados que ocorrem no sector mais a NE e que constituem um dos raros níveis de referência, pois apesar de possança variável esse nível mantém-se em extensão, tendo por isso sido cartografados os seus limites com os micaxistos. Na zona granítica e mais concretamente no nível -60, no extremo Sul da galeria que atravessa a brecha Sta.Helena, é visível, em vez do habitual granito porfiróide, um granito de grão médio de duas micas, semelhante ao granito do Alto de Murça.

Todas as zonas referidas são intersectadas, pelas brechas, pelos filões aplitopegmatíticos e pelos filões de quartzo mineralizados. Por sua vez, todo este conjunto está intersectado por vários sistemas de falhas que são posteriores ou que rejogaram posteriormente às estruturas mais recentes, que são as brechas e os filões mineralizados (figuras 32 e 33 e mapas 4).

Como pode observar-se pelas plantas e perfis geológicos em anexo, a orientação e inclinação dos contactos entre as diferentes zonas são semelhantes e concordantes com a estrutura maior da região. Como já referimos, são evidentes na região estruturas relacionadas com diferentes fases de dobramento, hercínicas, nomeadamente com a última fase (F_3) considerada como tendo uma idade intra-vestefaliana; concretamente, a orientação N130°E e N140°E dos megacristais do granito da Borralha, das lineações, resultantes de uma crenulação da xistosidade principal assim como dos eixos das grandes estruturas sinclinais e anticlinais que afectam as formações metassedimentares são devidas à fase F_3. É esta a orientação dos contactos atrás referidos que se mantém, também, quer nos pequenos afloramentos de micaxistos no seio do granito porfiróide da zona granítica intercalar quer nos grandes painéis de rochas metassedimentares "enraizadas", isto na zona de mistura; num caso e noutro mantém-se também praticamente invariável a atitude da xistosidade regional. Em todos os casos o contacto xisto-granito porfiróide é brusco e nunca observamos a presença de material migmatítico; uma maior riqueza em biotite e uma sili-

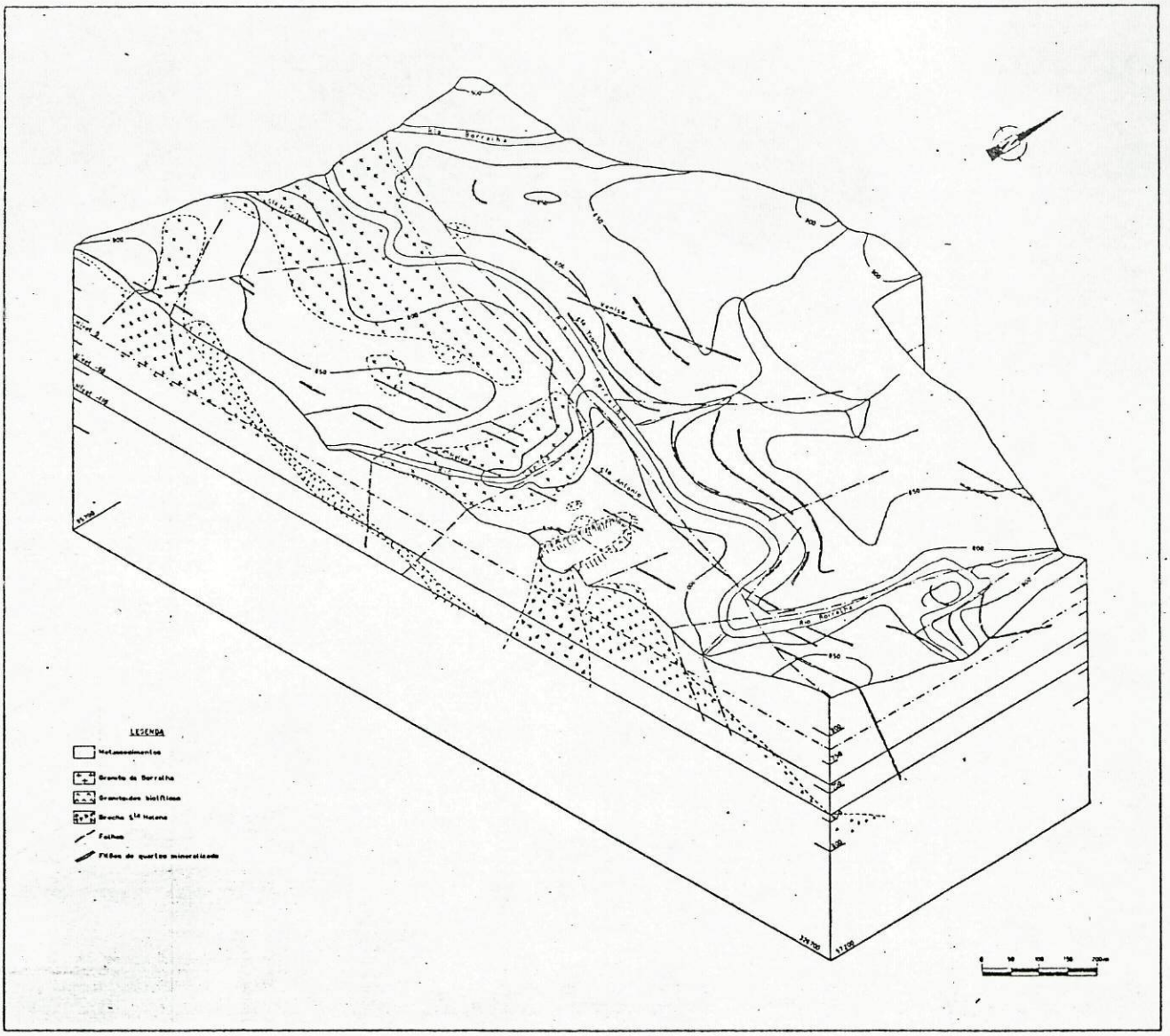


Fig.32- Bloco diagrama da área mineira da Borralha.

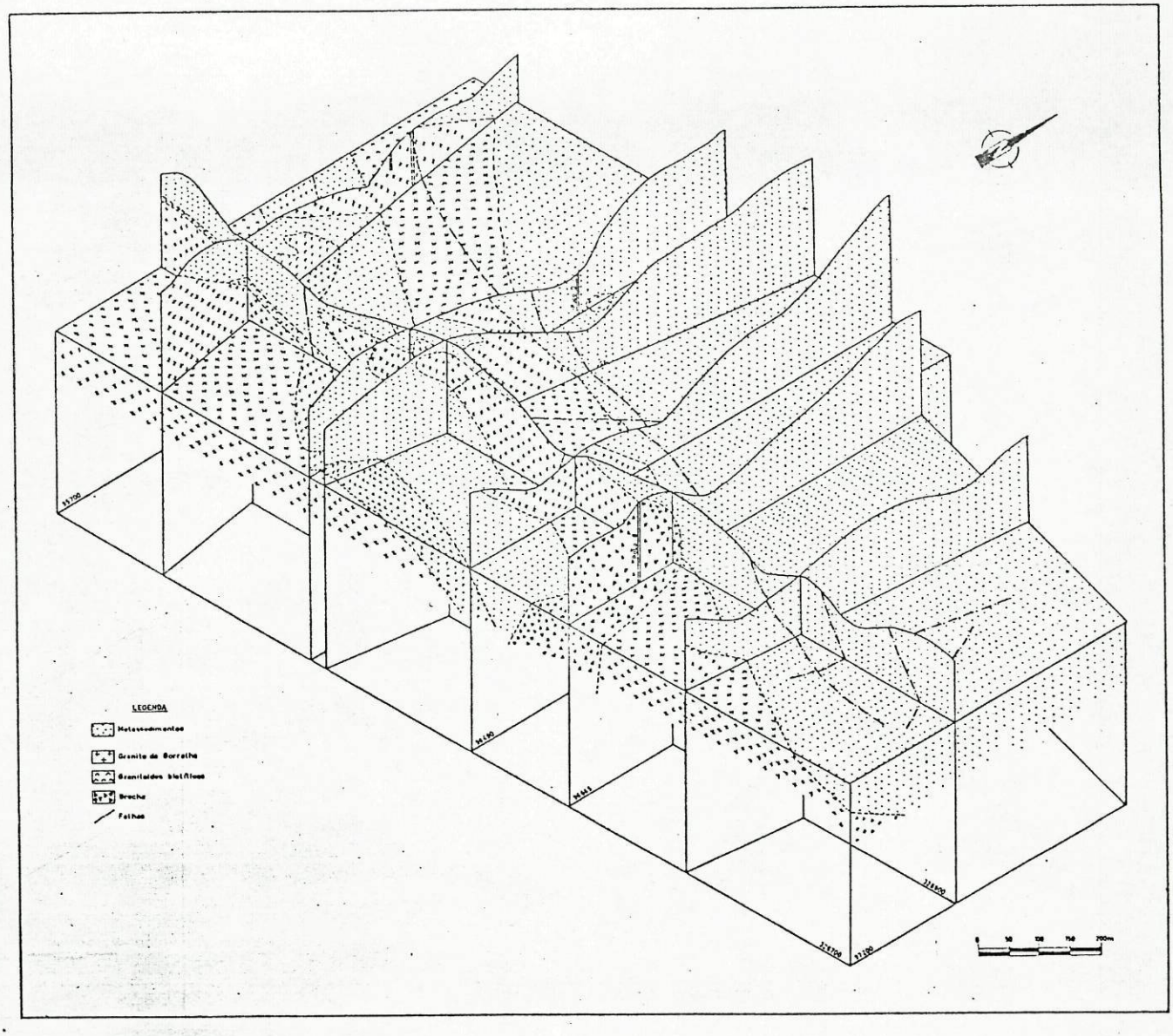


Fig.33- Bloco diagrama da área mineira onde pode observar-se a relação espacial entre as diferentes zonas litológicas.

cificação evidente dão aos xistos da faixa central um aspecto mais homogéneo sem que porém se assemelhem a corneanas, pois é sempre visível a sua xistosidade. Estas recristalizações, associadas ao facto de as rochas granitóides, "rochas negras", por vezes exibirem uma nítida foliação, leva a que por vezes os dois tipos litológicos possam ser confundidos, se o seu exame, no interior da mina, fôr menos atento. As rochas negras, quando sãs, são muitíssimo duras e quando alteradas, principalmente em zonas de falha, tornam-se muito friáveis e com um aspecto pintalgado característico, devido a um maior contraste do branco dos feldspatos com o negro dos minerais máficos.

5.2.2. Fracturação

Embora a geomorfologia local, nomeadamente a relativa ao traçado das principais linhas de água, denote desde logo um possível controlo pela fracturação, o que é certo é que a visualização das falhas em afloramento é difícil, sendo só em alguns casos perfeitamente visíveis dada a existência de uma silicificação que melhor materializa as caixas de falha. Porém, o recurso aos trabalhos mineiros subterrâneos permitiu verificar como são extremamente abundantes e por vezes importantes as falhas na área do jazigo e só assim foi possível um estudo local mais pormenorizado, que complementa o estudo regional e que, como veremos, nele se enquadra perfeitamente.

Procedeu-se ao reconhecimento e cartografia das fracturas que implicavam deslocamentos em estruturas planares de referência, designadamente filões e xistosidade regional. Nos mapas anexos pode verificar-se como os filões mineralizados são frequentemente afectados por falhas, facto que dificulta muito os trabalhos de exploração. Com base nos elementos colhidos, procedemos ao estudo estatístico das falhas cartografáveis, tendo, para o efeito, dividido esse estudo em duas partes: uma primeira, perspectivando a definição das principais famílias, bem como a caracterização das suas principais componentes rejeicionais, sendo para o efeito só tratados os dados relativos às falhas das quais eram conhecidas as suas componentes rejeicionais; uma segunda em que ao serem tratados os dados só relativos a um dado nível se elimina a possibilidade do levantamento de uma mesma falha em

níveis diferentes, ao mesmo tempo que se estuda uma possível regra de distribuição de certas famílias de falhas relativamente a uma estrutura geológica característica e bem particular do jazigo, a Brecha Sta.Helena; isto porque um exame prévio parece desde logo revelar um controlo desta estrutura sobre o sentido do pendor de certas famílias de falhas (perfil 2.1).

Procedemos assim à projecção polar, em rede de igual área, das falhas a estudar, tendo chegado aos resultados que a seguir se apresentam.

5.2.2.1. Análise global

O diagrama da figura 34 diz respeito ao conjunto de falhas sobre as quais dispomos de informação acerca da sua componente ou componentes rejeicionais. As atitudes destas falhas foram obtidas no decurso do reconhecimento dos diversos trabalhos mineiros; dizem portanto, respeito a planos localizados em diversos níveis e sectores da mina, pelo que, a uma mesma falha podem corresponder, várias medidas das registadas quer num mesmo nível, quer em níveis distintos.

Evidentemente que o essencial dos registos são relativos a falhas que são observáveis em galerias de traçagem dos filões, pelo que desde logo existirão falhas que, em virtude de possuírem uma direcção sub-paralela à dos filões, só podem ser observadas nas travessas e, assim, com menor probabilidade de serem registadas, independentemente do seu possível grau de importância. Devido ao facto de o maior número de filões em exploração possuir uma inclinação superior a 50° também se afigura difícil determinar se as falhas são gravíticas ou inversas, sendo portanto mais registada a componente direccional do rejeito das falhas.

Foram projectados 189 polos de planos de falha acerca dos quais dispomos de informação da componente ou componentes rejeicionais; assim podemos registar 73 falhas direitas, 26 esquerdas, 77 gravíticas e 13 inversas.

Da análise do diagrama ressalta desde logo a existência de duas tendências principais; uma com direcções que variam de N4°W a N40°E e inclinações rodando os 70° quer para este quer para oeste e uma outra com direcção entre N70°E e N115°E com inclinações de valores mais variáveis, mas sempre para norte. Uma análise de pormenor permite definir grupos de maior frequência



Fig.34- Representação estatística dos polos dos planos de falha medidos na mina(independentemente do nível). Estereograma de Schmidt(hemisfério inferior),189 medidas.Limites de densidade 0,5;1,5;2,5;3,5 e 5%.

Família	Atitude média	Dispersão		Componente Rejeicional			
		Direcção	Inclinação	Gravítica	Inversa	Direita	Esquerda
F_1	N20°E, 70°NW	N4°W a N40°E	60° a 80°W	+			+
F'_1	N45°E, 60°NW			+			+
F_2	N90°E, 60°N	N70° a N110°E	55° a 70°N	+		+	
F_3	N110°E, 50°N	N100° a N115°E	40° a 55°N		+		+
F_4	N20°E, 70°SE	N15°E a N30°E	66° a 80°SE	+		+	
F_5	N20°W, 80°SW	N10°W a N40°W	74° a 88°SW	+		+	
F_6	N6°W, 70°E	N15°W a N20°E	60°E a 90°			+	
F_7	N140°E, 60°NE				+	+	
F_8	N140°E, 80°NE				+	+	

Quadro 17- Sistemas de falhas e suas componentes rejeicionais mais frequentes.

e/ou outros menos representativos.

Ao grupo mais importante, F1 correspondem planos de direcção N20°E e que inclinam 70° para oeste; evidencia, porém, uma dispersão quer em direcção (N4°W a N40°E) quer em inclinação 60° a 80° para oeste. Com direcção média N90°E há o grupo F2 e com direcção próxima desta, N110°E o grupo F3, diferindo, porém, em inclinações; o primeiro com valores entre 53° e 70° e o segundo entre 40° e 55° ambos para norte. Com frequências semelhantes, temos os grupos F4 e F5, o primeiro com atitude média N20°E, 70°SE, e o segundo N20°W, 80°SW; com dispersões sensivelmente semelhantes. Menos representados temos os grupos F6, F7 e F8, que possuem respectivamente as seguintes atitudes médias: N6°W, 70°E; N140°E, 60°NE e N140°, 80°NE.

Como já referimos, o conjunto das falhas projectadas, engloba falhas direitas e esquerdas, assim como gravíticas e inversas. Procuramos estudar separadamente cada conjunto, projectando cada grupo em diagramas distintos e fazendo a sua correlação com o diagrama geral.

Pudemos então verificar que as falhas direitas e esquerdas se encontram perfeitamente diferenciadas, correspondendo de um modo geral aos grupos definidos no diagrama geral. Assim, pode dizer-se que as falhas dos grupos F1 e F3 são esquerdas, e que as dos restantes grupos são direitas; por outro lado, as falhas gravíticas e inversas estão também perfeitamente individualizadas, havendo três grupos de falhas inversas coincidentes com os grupos F3, F7 e F8 (Quadro 17).

Coordenando todos os dados, pode concluir-se que:

1- A maioria das falhas são gravíticas; daí a regra empírica utilizada pelos mineiros da Borralha quando as falhas surgem em avanços de filões, "falha aos pés, filão à cabeça" ou "filão aos pés, falha à cabeça" (foto 27);
2- o grupo com maior frequência, F1, é gravítico e esquerdo;
3- as falhas inversas não diferem muito em direcção, sendo esta sub-concordante com a da xistosidade regional.

Exemplificando com as falhas mais importantes, quer pela dimensão da sua respectiva caixa e/ou rejeito, quer pelas dificuldades que sempre trazem para os trabalhos de exploração, temos que:

à família F1 pertencem as falhas do rio Caniçó, a do encosto poente da brecha Sta.Helena, e a do filão S.António, esta última assim designada por dar nítido rejeito (esquerdo) naquele filão. À família F_2 pertence a falha do cavalão, assim designada por ser sempre acompanhada por possante "cavalão" e os "cavalões" que acompanham os filões S.António, S.Helena Sul e Sta.Madalena; a falha do cavalão atravessa o jazigo em toda a sua extensão e condiciona parte do traçado do rio Borralha. Na família F_4 está incluída a falha dos Quartos Novos, responsável entre outras pela inflexão do leito do rio Borralha de uma direcção E-W para uma direcção N20°E. Na família F5 estão as falhas dos filões S.José (visível no avanço poente do nível -110) e Sta.Helena médio (visível nos avanços poente dos níveis -60 e -110) e na F6 as falhas dos filões 3 e G e ainda a falha do grupo E, esta última com esta designação pois constitui a fronteira entre os grupos D para nascente, e E para poente.

5.2.2.2. Análise parcelar

Tendo em vista o estudo da distribuição espacial dos diferentes grupos de falhas definidos no estudo global, analisamos separadamente o conjunto de falhas de um dado nível, tendo para o efeito escolhido o nível -110.

O diagrama da figura 35 refere-se a um conjunto de 178 falhas observadas no nível -110, acontecendo que, neste caso, o número indicado diz respeito a um número real de falhas, quase seguramente maior que na análise precedente, apesar de ali se terem usado 189 registos, mas que pertenciam a diferentes níveis. Não houve, porém, no caso desta análise parcelar, a preocupação de só considerar os dados relativos a falhas de que fossem conhecidas as componentes rejeicionais.

Do diagrama de igual área, sobressaem desde logo três zonas com maiores concentrações, que traduzem a ocorrência de falhas com as seguintes atitudes médias (por ordem decrescente de importância): NS, 80°W; N150°E, 60°NE e N45°E, 60°NW. Com menor representação surgem grupos com atitudes médias NS, 80°E e N30°E, sub-vertical.

A rosa de frequências (fig.36) revela, como não podia deixar

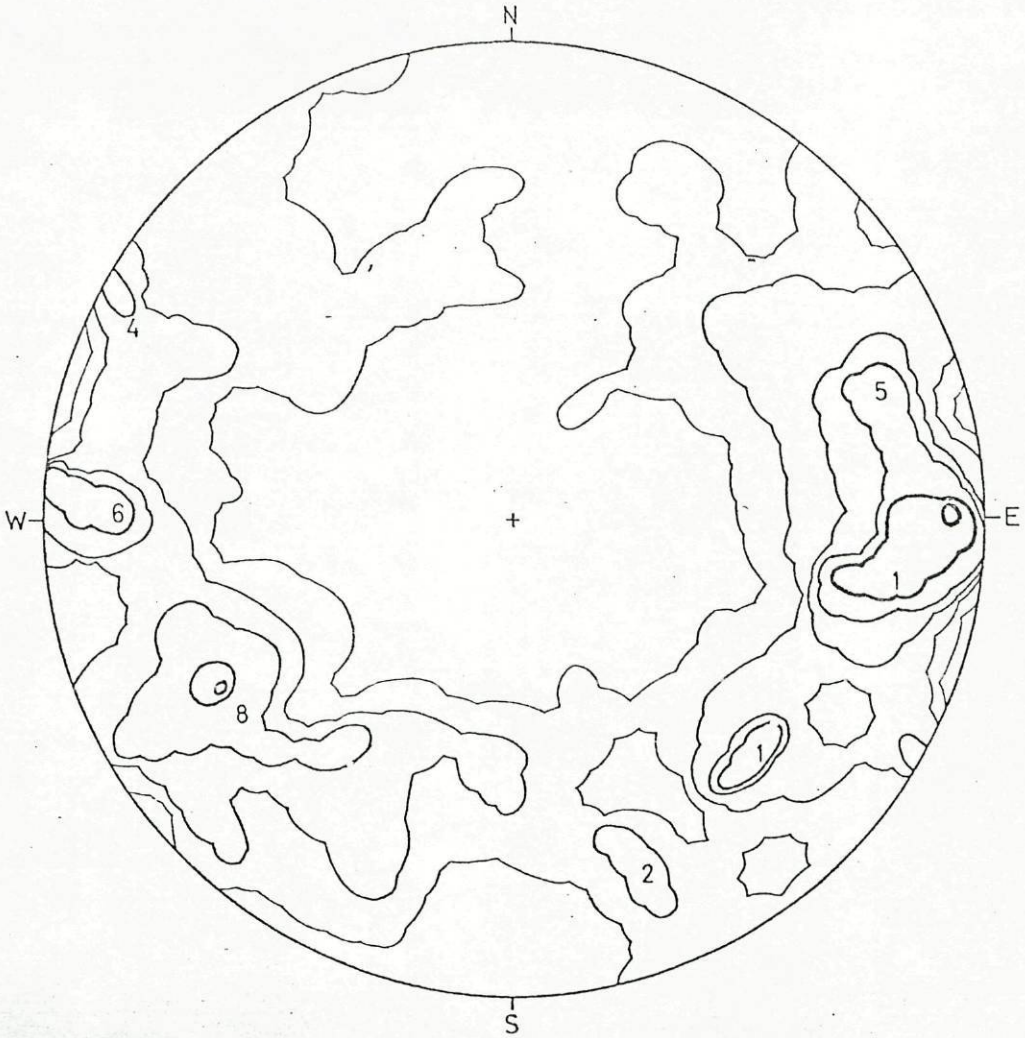


Fig. 35- Representação estatística dos polos dos planos de falha medidos no nível -110. Estereograma de Schmidt (hemisfério inferior), 178 medidas. Limites de densidade 0,5;1,5;2,5; 3,5; 5 e 8%.

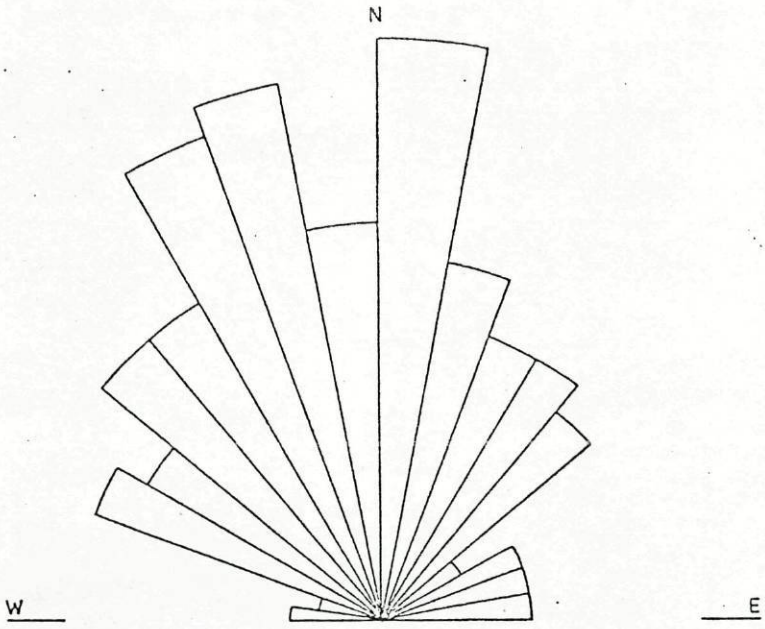


Fig.36- Roseta de frequências relativa
às falhas do nível -110.

de ser, a maior importância dos grupos com direcção NS a N10°E e N10°W e N30°W.

Se compararmos estes valores com os dos grupos atrás definidos, temos neste nível, por ordem decrescente de importância, as seguintes famílias: F1, F7, F'1, F6 e F4. Consideramos aqui um sub-grupo F'1, pois as falhas com atitude N45°E, 60°NW estavam incluídas no grupo F1 e só aqui se individualizam em grupo independente. O aumento da importância relativa do grupo F7 deve-se ao facto de que ao analisar-se individualmente um dado nível, diminui-se a diluição provocada no número de observações de falhas deste grupo, só observáveis em travessas e raramente visíveis em galerias de traçagem dos filões; pelo que neste caso a importância relativa se deve aproximar mais da importância real deste grupo de falhas.

Tomando como referência a grande estrutura que é a brecha Sta.Helena (grupo B), que desenvolve o seu eixo maior segundo uma orientação aproximada NS e excluindo o sector Venise (grupo D), que está francamente a norte daquela brecha, pudemos registar que 101 dos 178 registos se situam a poente e somente 38 a nascente. Desde logo se pode inferir que a zona xistenta (grupo A) é menos falhada que a zona de mistura e zonas graníticas (grupos B, D, E). Além disso, pode verificar-se que a nascente, dominam francamente as falhas dos grupos F6 e F4, isto é, falhas que inclinam para nascente, enquanto que, a poente da brecha, dominam as falhas que mergulham para poente, isto é, as dos grupos F1 e F5. Estes factos sugerem que a brecha Sta.Helena teve uma certa influência na história da fracturação do jazigo, parecendo ter funcionado como um núcleo rígido mais resistente em torno do qual se deu afundimento.

Do que foi dito quanto à distribuição espacial das diferentes zonas litológicas e duma análise atenta de todos os mapas e perfis da zona mineira, pode concluir-se que se considerarmos determinado piso de exploração, à medida que nos deslocamos para SW vamos atingindo níveis geológico-estruturais relativamente mais profundos. Isto em consequência dos contactos terem uma direcção NW-SE e uma inclinação para NE e da zona granítica ser a que está mais a SW.

Se considerarmos ainda, o possível papel desempenhado pelas

falhas gravíticas, nomeadamente por aquelas que têm uma direcção sub-paralela aos limites geológicos, assim como o da Brecha Sta. Helena como núcleo rígido e resistente em torno da qual se verificaram afundimentos, temos que [illegible] estão hoje zonas geológico-estruturais ainda menos profundas.

A intersecção da brecha Sta.Helena com a zona granítica franca, representará, consequentemente o nível geológico-estrutural relativamente mais profundo da zona mineira.

5.3. Estruturas mineralizadas

5.3.1. Introdução

O essencial da mineralização encontra-se em filões de ganga dominantemente quartzosa. Deve, porém, referir-se a existência de duas brechas das quais só uma é aflorante e que já foi explorada nos níveis mais superficiais.

Para melhor facilidade de localização das estruturas mineralizadas que iremos referir, e para que se tenha uma correcta perspectiva do relacionamento dessas estruturas com as zonas litológicas que definimos, entendemos por bem dividir o jazigo em várias partes conforme os grupos de exploração, uma vez que estes são quase tão antigos como a mina e a sua designação faz parte do vocabulário corrente de qualquer mineiro da Borralha. Começaremos por referir-nos aos grupos A, B, D e E, que são aqueles em que actualmente existem trabalhos mineiros, deixando para o fim os grupos C, F, G, H e I(mapa 3).

O grupo A ou "mina do A" é o mais a nascente do jazigo, está limitado a poente pela falha do filão 3 e a nascente não está definido. Está situado na concessão Borralha e distribui-se quase exclusivamente pela zona xistenta, pois apenas no nível -110, ele entrou ligeiramente na zona granítica intercalar.

O grupo B abrange parte das concessões Borralha e Monte Borralha nº.4 e nele estão situados os poços de extracção. Está limitado a nascente pela falha do filão 3 e a poente pela falha do Caniçó; o limite norte à superfície é o Rio Borralha e o sul não está definido, mas como toda a brecha Sta.Helena ou brecha B está incluída neste grupo, faz com que ele se estenda bastante para sul, recebendo aí a designação grupo B - sector do S.Luís.

Fruto desta localização, o B a nascente está ainda na zona xistenta, e todo o resto dominantemente na zona granítica intercalar, embora em profundidade, nomeadamente no nível -160, a zona de mistura também seja em parte abrangida.

O grupo D tem o B a nascente e abrange parte da concessão denominada Monte da Borralha nº.1. A nascente tem como fronteira a falha do Caniçó e a poente a falha do grupo E. É um grupo com grande extensão no eixo norte-sul, pelo que a norte se distingue o sector Venise. Este sector está localizado na zona xistenta, ao passo que a parte sul do grupo se distribui preferencialmente pela zona de mistura, atingindo, em profundidade (nível -110), a zona da rocha negra.

O grupo E, é actualmente o situado mais a poente do jazigo, uma vez que não existem trabalhos no F,abaixo do nível 0 (zero).É o grupo com maior extensão no eixo norte-sul, pois a norte abrange o sector do S.José e a sul o sector do René, sectores que, por exemplo, no nível -60 distam 600 metros. Abrange a parte sul da concessão Monte Borralha nº.1 e a parte nascente da concessão Caniçó e localiza-se, no seu essencial, na zona granítica franca e na zona da rocha negra.

O grupo C está situado na concessão Borralha a norte do Rio e está limitado a nascente pelo grupo A e a poente pelo sector Venise do grupo D, pelo que as suas fronteiras geológicas são, respectivamente, a falha do filão 3 e a falha do Caniçó, neste grupo designada por falha do Ribeiro de Uge. Uma vez que só existem trabalhos acima do nível +12, ele localiza-se exclusivamente na zona xistenta.

O grupo F é o grupo mais ocidental e marca a passagem para as minas da Cruzinha e de Vale de Corças. Em plena zona granítica, foi um grupo em que os trabalhos se desenvolveram desde cotas equivalentes às do nível 0 até cotas equivalentes ao nível +90, todas situadas na parte norte da concessão Caniçó.

Os grupos H e I são grupos onde os trabalhos foram muito reduzidos e que, portanto, tiveram uma existência efémera como grupos de exploração. O I está a poente do D - sector Venise e a norte do E, localizando-se a norte do Rio Borralha, na concessão Mon-

te da Borralha nº1; possui só trabalhos no nível 0 e estes distribuem-se pela zona xistenta. O grupo H estava limitado a alguns trabalhos à superfície e situava-se a norte do I, na concessão Monte da Borralha nº.3, e constituía a passagem para a zona de Águas - Terças que, embora erradamente pois é uma zona independente da da Borralha, recebeu em dada época a designação de grupo G. O grupo G das minas da Borralha teve também vida muito curta e os trabalhos estavam situados acima do nível 0, na margem sul do Rio Borralha, entre o grupo E e o sector Venise do grupo D.

Se pretendermos estabelecer um paralelismo entre a localização dos diferentes grupos da Borralha e a imagem de nível geológico-estrutural atrás referido, temos que, considerando por exemplo e como referência o nível 0 da mina, o sector S.Luís do grupo B e o grupo F estão em situação relativamente mais profunda que todos os outros. O sector Venise do grupo D e o grupo C são pelo contrário os menos profundos.

5.3.2. Filões

5.3.2.1. Generalidades

Na figura 37 está representado um diagrama que resultou da projecção polar, em rede de igual área, de 180 atitudes de planos relativos a filões mineralizados. Deve porém referir-se que consideramos como filão um conjunto de lentículas localizadas numa fractura ou conjunto de fracturas que se desenvolvem em determinado enfiamento e que possuem atitudes semelhantes.

Função do valor angular da inclinação, podemos considerar que no jazigo existem dois tipos principais de filões; uns recebem a designação de filões verticais outros a de filões deitados. Os primeiros possuem pendores sempre superiores a 45°, nos segundos nunca são ultrapassados os 30°(fotos 23 a 29).

Da análise do diagrama, assim como dos mapas referentes aos diferentes pisos, podemos considerar os seguintes tipos de filões (quadro 18):

1- Filões verticais (FV)

1.1 - Com direcção N80° a N100°E e com inclinação que varia de 45° a 60° para norte;

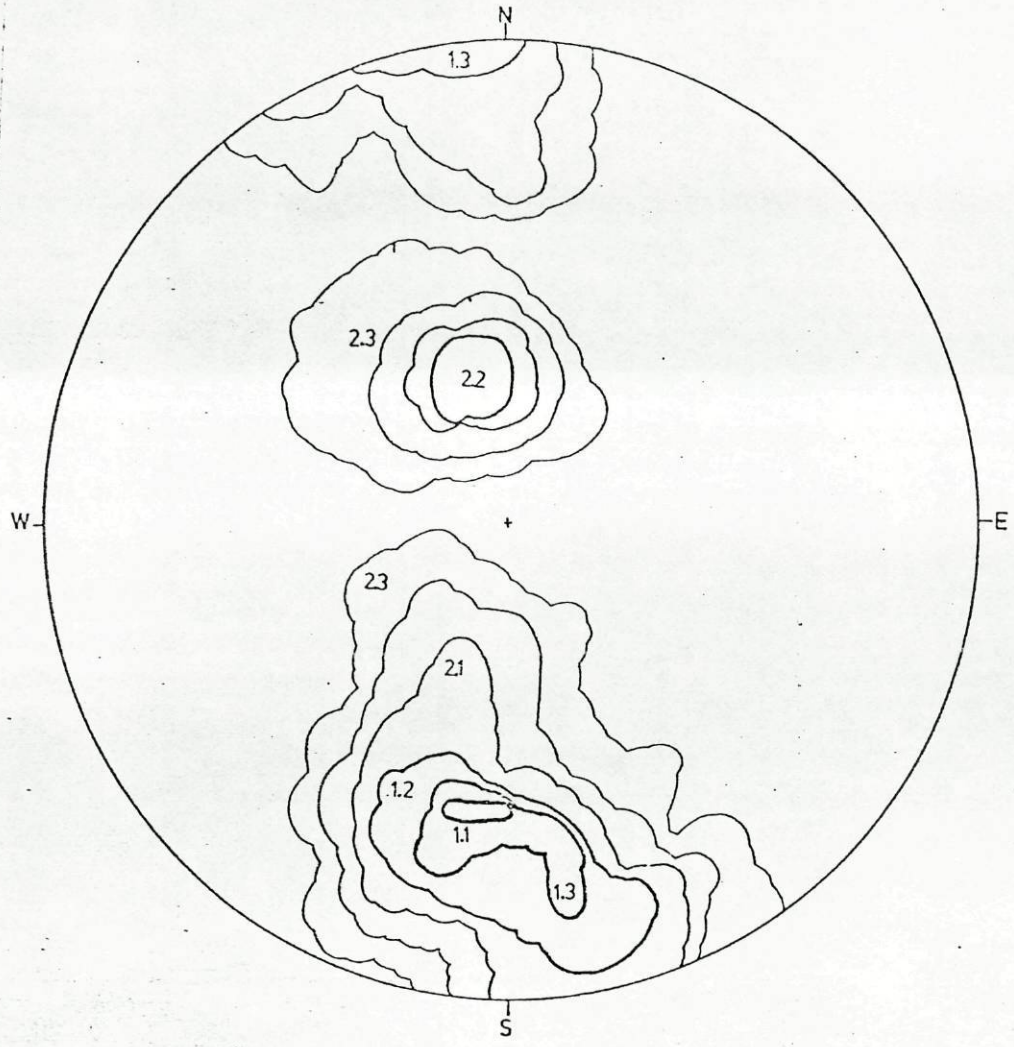


Fig.37- Representação estatística dos polos dos filões de quartzo mineralizados. Estereograma de Schmidt(hemisfério inferior),179 medidas. Limites de densidade: 0,5;1,5;3;5; 8 e 11%.

Tipo				Exemplos	Grupos de exploração
	Direcção	Inclinação			
FILÕES VERTICAIS	N80°E a N100°E	45° a 60°N	Conjunto Central	S.António	B, D
				S.António Norte	D, E
				S.António Norte(Ramo Norte)	E
				S.António Sul	D, E
				S.Elisabeth	E
				S.Helena Sul	B, D
				S.Helena Médio	B, D
				3 Norte	A
				3 Sul	A
				2 Sul	A
				1 Norte	A
				1 Sul	A
	N100°E a N130°E	50° a 60°N	CX	2	A
				4	A
				2	D
				2 II	D
	N70° a N90°E	70°N a 80°S	Conjunto Norte	S.José	E
				S.Paulo	E
				S.Madalena	E
				S.Etienne	E
				Venise	D
				2 Sul	D
			Conjunto Sul	S.Henrique	B
				S.Luiz	B
				Filão Grosso	B
				Filão 6	B
FILÕES DEITADOS	N100°E a N120°E	20° a 30°NE		G	A
				E	A
				2D	A
				4 ou D	A
				S.Yvonne	D
				S.Jorge	C e D
				S.Barbara	C e D
				S.Simone	C e D
				1	I
				2	I
	N90° a N120°E	20° a 30°SW		Renée	E
				Estival	E
				S.Manuel	E
				S.Pedro	E
	N40°W a N70°E	20° a 30°E		1 D(N50°, 25°SE)	A
				G' (N40°W,25°NE)	A
				A (N60°, 20°SE)	A
				I (NS, 20°E)	A
				J (N40°W,25°NE)	A
				C (N70°,20°SE)	A
				H (N20°,20°SE)	A
				3 (N50°,25°SE)	A
				Superior(N60°,20°SE)	A
				S.Francisco(N40°W,25°NE)	D
				S.João (N40°W, 20°NE)	D
				S.Simone(N30°W,20°NE)	D
				S.Rui (N40°W, 20°NE)	D
				3 (N40°W, 20°NE)	I

Quadro 18- Principais filões das Minas da Borralha.

1.2 - Com direcção N100° a N130°E e inclinando 50° a 60° para norte. São os filões sub-concordantes com a xistosidade (tipo CX);

1.3 - Com direcção N70°E a N90° e com inclinação que varia de 60° para norte a 80° para sul.

De referir, ainda, um tipo raro de filões que possui uma direcção N40° a N60°E e nma inclinação de 60°S a 90°(filões NE-SW).

2- Filões deitados (FD)

2.1 - Com direcção de N100°a N120°E e com inclinação para norte;

2.2 - Com direcção N90° a N120°E e com inclinação para sul;

2.3 - Com direcção entre N40°W e N70°E com inclinação para os quadrantes este.

2.3.1 - Direcção N40° a N70°E e com inclinação para sudeste.

2.3.2 - Direcção N40°W a NS com inclinação para este.

Porém, apesar dos diferentes tipos de filões referidos, é de reter que a direcção predominante dos filões ronda a nascente-poente e que na sua maioria os filões inclinam para norte.

Se bem que os filões verticais sejam os melhor conhecidos e, portanto, os mais explorados, no decorrer da história do jazigo os filões deitados já tiveram também grande papel, principalmente quando a exploração incidiu sobre os níveis mais superficiais. Assim, e a mero título de exemplo, podem citar-se alguns números referentes a um período em que o nível mais profundo de exploração era o -60; em 1950, para um total de 31 258 m2 explorados (que incluem áreas da Brecha Sta.Helena), 12 986 m2 diziam respeito a filões deitados; em 1951, para um total de 33 220 m2, dos quais só 19 787 m2 diziam respeito a filões, 12 999 m2 correspondiam a filões deitados.

5.3.2.2. Filões verticais

Se não considerarmos o caso dos filões sub-concordantes com a xistosidade (tipo CX), assim como dos raros filões N40° a N60°E (filões NE-SW), uns e outros restritos à zona xistenta, podemos

afirmar que os filões verticais se circunscrevem a dois tipos que se distribuem preferencialmente constituindo três conjuntos de filões:

- o conjunto central, constituído pelos filões S.António e Sta.Helena, bem como as respectivas ramificações, que abrangem os grupos A, B, D e E e que constitui o essencial dos filões actualmente em exploração;

- o conjunto norte constituído pelos filões do grupo E, que são o S.Etiènne, o S.José, o S.Paulo e o S.Madalena, e pelos do grupo D - sector Venise, que são o Venise e o 2 Sul. Estes últimos filões parecem ser o prolongamento dos do grupo E, para nascente, mas encontram-se separados por zona tectonicamente perturbada, pela falha do Cavalão e falhas paralelas a esta; os dados relativos a essa zona são insuficientes, pelo que se torna difícil estabelecer uma correlação precisa entre os filões de um lado e doutro das falhas;

- o conjunto sul é constituído pelos filões S.Henrique, S. Luiz, "Gros filon" e filão 6, todos situados na zona da Brecha Sta.Helena e em parte trabalhados no interior dessa estrutura.

De realçar o facto dos três conjuntos estarem espacialmente associados às brechas. O norte associado à brecha Venise, o central e o sul associados à brecha Sta.Helena. Referiremos, mais adiante, as relações das estruturas filonianas com as estruturas brechóides.

Conjunto Central

Lembramos que neste conjunto consideramos dois filões verticais principais, o S.António, a norte, e o Sta.Helena.

S.António

É sem dúvida o filão mais importante do jazigo, pois é o que atinge maiores possanças e é aquele onde mais frequentemente se registam mais altos teores.

Nos grupos B e D, numa extensão compreendida entre a falha do filão 3, a nascente, e a falha do filão S.António, a poente, apresenta habitualmente um só ramo, o S.António central. Porém são conhecidas duas situações em que na sua zona central o S.António

possuia, pelo menos, dois ramos; a nascente da falha do Caniçó, acima do nível +7 e a poente da mesma falha acima do nível 0. No primeiro caso os ramos recebiam a designação de filão Sta.Isabel ou Sta.Elisabeth (o ramo a sul) e de filão S.António; no segundo a de filão S.Madalena (o ramo a sul) e S.António. Parece, portanto, poder concluir-se que na parte central do jazigo e abaixo do nível zero, o filão S.António apresenta um único ramo conhecido e que acima daquele nível o filão tinha dois ramos.

Próximo da brecha Sta.Helena, e uma vez que se trata de um sector bastante perturbado por tectónica de fractura, apresenta-se muito seccionado e torna-se difícil a sua definição, principalmente nos pontos mais próximos do limite norte da referida brecha. A nascente do Cavalão, mas ainda a poente da falha do filão 3, embora comece a notar-se uma sub-divisão em várias lentículas, principalmente no sentido da inclinação, existe, ainda, uma que é mais possante; a divisão é nítida, principalmente abaixo do nível -85, podendo-se no -135 observar já dois ramos mas em que um toma o lugar daquele que era mais importante acima do mesmo nível (mapa 5.1 e perfis 3.1). Neste caso, estamos perante uma imagem que é frequente nos filões da Borralha, mas que, no caso dos verticais, é mais perceptível em direcção que em inclinação; é a figura do "rabo de enguia", já referida por THADEU (1951) para os filões deitados do jazigo da Panasqueira.

No grupo A e, portanto, a nascente da falha do filão 3, é então nítida a sub-divisão do filão em direcção, e surgem, então, vários ramos que receberam a designação de filões 3 Sul, 3 Norte, 2 e 2 Sul.

O mesmo acontece a poente da falha do S.António, tornando-se também evidente a divisão em vários ramos; surgem, assim os filões S.António norte (ramo norte), S.António norte e S.António sul, para, a poente da falha do grupo E, aparecer novo ramo, o S.Elisabeth. Estes filões, ou melhor estes ramos do filão S.António (cen

tral), não são mais do que lentículas que quer em direcção, quer em inclinação se vão substituindo em termos de importância traduzida em maiores ou menores possanças consoante a posição de seccionamento (fig.38 e mapa 5.2).

De referir que, no grupo D, entre o S.António Norte e o Sul existe um ramo que foi cortado quer pela travessa do poço D (-60), quer pela do +7 e que foi traçado no nível -30 (perfil 2.2) a existência deste ramo bem como de um outro a norte de S.António Norte e a ocorrência de falhas, fez com que se passasse de um ramo a outro sem que a mudança, na traçagem, tenha sido notada (mapa 4.1).

S.Helena

É um filão que é melhor conhecido a oeste da Brecha Sta. Helena e possui habitualmente dois ramos que recebem a designação de Sta.Helena Sul e Sta.Helena médio uma vez que no nível -16 é também conhecido um ramo norte que todavia não é conhecido nos níveis mais profundos.

É contudo o ramo sul o que prevalece em maior extensão, pelo menos 1000 m, sendo conhecido no grupo mais ocidental (F) e mesmo no seu prolongamento natural no sector de Vale de Corças recebendo, nesta zona, o nome de S.Helena. O médio é conhecido em muito mais pequena extensão e só no nível -110 é conhecido um pouco para poente da falha do Caniçó; porém não nos parece descabido supor que o filão que no nível 0 do grupo E recebeu a designação de Sta. Elisabeth nº.2 seja o mesmo filão que nos grupos B e D recebeu a de Sta.Helena médio.

O ramo norte, dada a sua curta extensão e uma vez que ramifica do médio, tudo indica tratar-se de um sub-ramo deste.

A nascente da brecha só é conhecido um ramo e isso acontece no nível -16, numa extensão de cerca de 80 m. Porém no nível -160 o ramo médio, aí já francamente a norte da brecha passa para poente da mesma . À semelhança do que referimos para o S.António, e já muito a nascente, no grupo A, são conhecidos filões que devem constituir ramificações do S.Helena para nascente da falha do filão 3, em plena zona xistenta, são os filões 1 e sua ramificação 1 Norte.

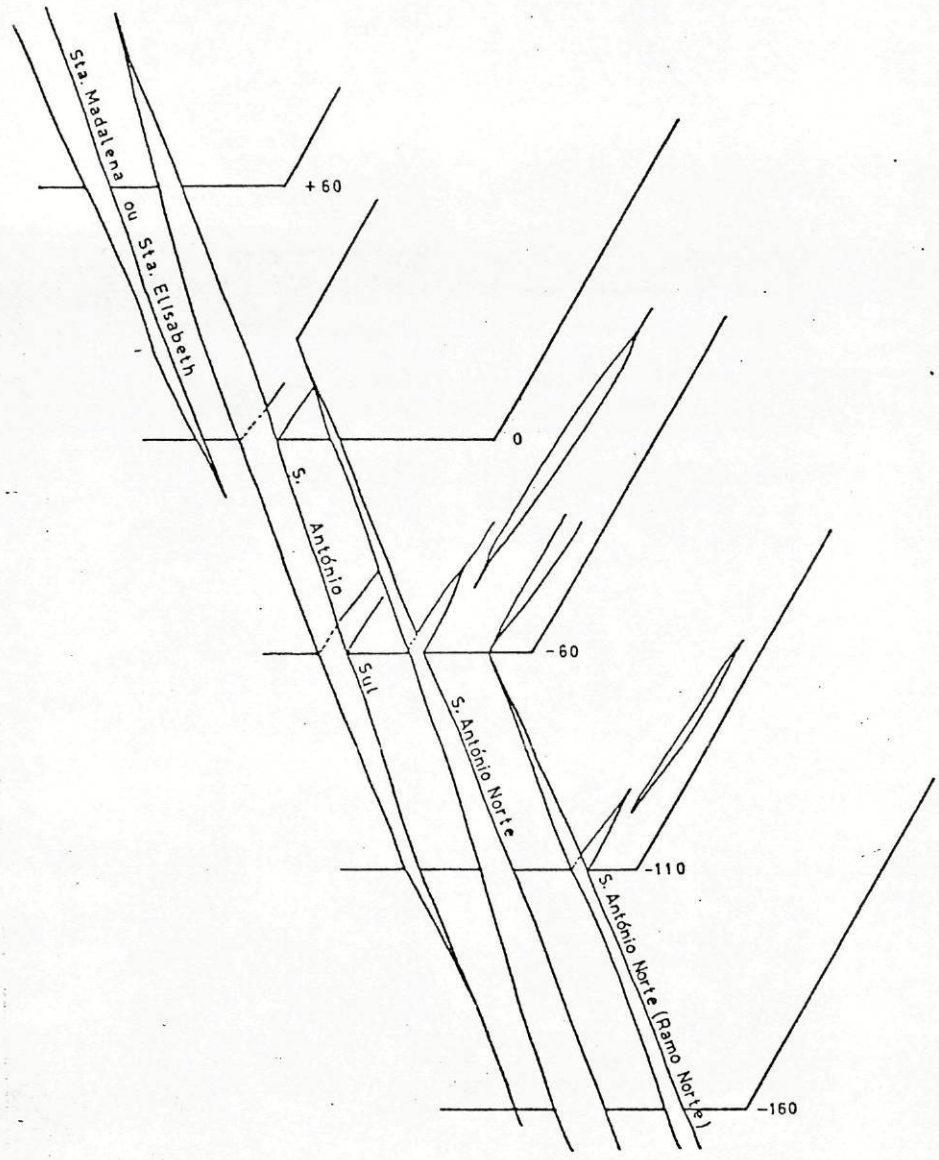


Fig.38- Geometria do filão S.António. Desenvolvimento lenticular quer em direcção, quer em inclinação (corte esquemático a poente da falha do filão S.António).

Conjunto Sul

Neste conjunto consideramos quatro filões que, de norte para sul, são o S.Henrique, o S.Luíz, o "Gros filon" e o filão 6 que ocorrem no sector Sul do grupo B.

S.Henrique

É um filão que só foi trabalhado acima do -16, nível em que é conhecido numa extensão de cerca de 200 m para nascente da brecha, estrutura no interior da qual também se encontra definido e traçado. Em níveis ainda mais superficiais, e nomeadamente no +51, encontra-se traçado a poente da brecha; possui, portanto, uma extensão conhecida de cerca de 300 m.

Tal como para o caso dos filões do conjunto central, também este filão tem o seu prolongamento natural para além da falha do filão 3, recebendo aí a designação de filão 1S; porém este filão, ao contrário daquele, já é conhecido em profundidade até ao nível -110.

S.Luiz

Dos filões trabalhados este é o que se encontra mais a sul, francamente isolado de todos os outros. Apesar de mal definido no nível -60, é um filão que acima do nível +18 se encontra perfeitamente definido, não só no interior da brecha como para além dos seus limites, encontrando-se completamente desmontado do +46 até à superfície (+110), numa extensão de cerca de 500 m, não sendo porém conhecido nem a poente da falha do Caniçó, nem a nascente da dos Quartos Novos.

"Gros filon" e Filão 6

São dois filões que afloram a sul do S.Luiz e que só foram trabalhados nos seus afloramentos; são aqui referidos pois possuem atitude semelhante à do filão S.Luiz e com ele constituem os únicos filões conhecidos tão a sul.

Conjunto Norte

É constituído pelos filões S.Etienne, S.José, S.Paulo e S.Ma

dalena, nos grupos E e F, e pelos filões Venise e 2Sul, no grupo D(perfil 2.3).

Grupos E - F

S.Etienne

Dos filões que foram trabalhados em lavra subterrânea este é o que ocupa a posição mais a norte. Foi traçado numa extensão de 110m, numa galeria em flanco de encosta, à cota do nível 0, no grupo F. Não se encontra reconhecido abaixo daquele nível, salvo num ponto do nível -60, mais concretamente junto ao chamado Poço Novo, 65 m a norte do filão S.José. Para poente, sai para fora do sector da Borralha e o seu prolongamento natural está nos filões do sector da Cruzinha.

S.José e S.Paulo

Correspondem a dois filões que recebem estas designações só a poente da falha do cavalão; são os filões mais setentrionais dos grupos actualmente em exploração. Conhecidos pelo menos até ao nível -110 no grupo E, no F não o são abaixo de 0; porém se considerarmos a globalidade do seu traçado eles são conhecidos numa extensão de pelo menos 1100 m, desde o limite nascente do grupo E até ao sector da Cruzinha. Estão essencialmente encaixados na zona granítica e mostram um traçado mais rectilíneo e regular que o dos filões que atravessam a zona de mistura ou a zona xistenta, possuíndo, porém, uma morfologia semelhante no que respeita à existência de "rabos de enguia". O S.Paulo é constituído frequentemente por várias lentículas sub-verticais que se "revezam" umas às outras, principalmente segundo a inclinação, provocando mudanças de pendor que, por vezes, complicam os trabalhos de exploração. Embora no grupo E se apresentem, pelo menos aparentemente, com um só ramo, no grupo F foram traçados vários ramos, pois na extremidade nascente deste grupo, e no enfiamento do que eram dois filões, aparecem cinco ramos. Isto é, à medida que se caminha para ocidente e, portanto, para a encaixante francamente granítica, os filões sub-dividem-se em vários ramos; situação, aliás, semelhante à que se observa para nascente com os filões do grupo central.

Sta.Madalena

É um filão que está reconhecido numa extensão muito mais pequena que o S.José e o S.Paulo e só no nível -60 está reconhecido em cerca de 280 m. É um filão possante, como o S.Etienne, mas que se tem revelado com fraca mineralização em tungsténio, pelo menos nos níveis mais profundos, embora dados antigos refiram que a sua traçagem no nível -20 revelou teores interessantes. Pelo contrário, e como referiremos mais adiante, revela-se mais rico que o habitual, em molibdénio.

Grupo D - Sector Venise

Pela sua localização, este sector distribui-se pela zona xistenta e nele está incluído a brecha Venise, estando os filões verticais espacialmente associados a esta estrutura. A geometria dos filões verticais, neste sector, é aparentemente mais complicada, pois além dos factos inerentes ao próprio desenvolvimento lenticular há a considerar a associação com os filões dos tipos CX e NE-SW. Estes factos associados ao da existência de falhas, com os seus respectivos rejeitos, fazem com que a traçagem passe de uns filões a outros sem que tal, de início, seja pressentido. Como casos concretos de situações deste tipo, podem referir-se:

- o da associação do filão Venise com o filão 2 CX, que no nível -110 conduziu a um traçado totalmente distinto da dos pisos superiores e a uma indefinição relativamente ao conhecimento do filão Venise para poente;
- a associação do filão 2 Sul com filões do tipo NE-SW.

Venise

É o filão principal deste sector. É conhecido numa extensão de mais de 400 m nos níveis em que a brecha Venise ainda não se manifesta como tal e onde, consequentemente, a sua ocorrência, bem como das falhas que lhe estão espacialmente associadas, não provocam desvios na estrutura filoniana - caso dos níveis +7 e -10. No nível -60 tal não acontece e a sua extensão conhecida já só é de 300 m; isto também porque, sendo o filão desconhecido a nascente da falha do Caniçó ou do Ribeiro de Uge e sendo esta uma falha

que inclina para poente, o traçado do filão é sucessivamente mais curto em profundidade. Deve, porém, referir-se que à superfície existem trabalhos nos afloramentos de um filão que está no prolongamento natural do Venise, isto já na zona do grupo C e, portanto, a nascente daquela falha.

Assim como acontecia no filão S.Paulo, também no Venise os pendores das lentículas são muito acentuados e, por vezes, assiste-se mesmo a uma variação no sentido do mesmo, isto é, de norte para sul, mantendo-se porém a respectiva direcção.

Filão 2 Sul

É um filão que foi reconhecido pela primeira vez no piso -60 e, função disso, também no nível -110. Num caso e noutro atravessa a brecha Venise sem que tal tenha conduzido a uma mudança sensível na sua direcção ou a desvios no seu traçado. Tal como o Venise, não é conhecido a nascente da falha do Caniçó e tudo indica que, tal como aquele, deve corresponder a um dos filões do grupo E. Torna-se porém ousado afirmar qual a correspondência correcta, dada a extensão que separa os trabalhos de ambos os grupos; contudo, o desenvolvimento dos filões nos dois grupos sugere que o Venise corresponde ao S.José e o 2 Sul ao S.Madalena.

5.3.2.3. Filões deitados

Como já referimos, tendo em conta a atitude dos deitados, são vários os tipos de filões que se podem considerar. Assim temos:

A - Filões com direcção entre N100° e N120°E e inclinação para norte;

B - Filões com direcção entre N90° e N120°E e inclinação para sul;

C - Filões com direcção entre N40° e N70°E, e inclinação para sudeste;

D - Filões com direcção entre N40°W e NS, e inclinação para nascente.

Podem verificar-se termos de transição entre tipos diferentes, nomeadamente entre A e D e entre C e D.

Os filões deitados, explorados, estão na sua maioria localizados na zona xistenta; porém há a referir outros que se locali-

zam preferencialmente na zona granítica e estes são filões do tipo B.

Por uma questão de ordem prática, a metodologia que utilizaremos para a descrição dos deitados é diferente da utilizada para os verticais, pelo que consideramos grupo por grupo, referindo-nos aos filões de cada um.

Grupo A

É caracterizado por uma grande irregularidade do sistema filoniano, que advém principalmente da geometria complexa dos filões deitados, que nele são abundantes(mapa 5.3 e perfis 3.2).

Intensamente fracturado, aliás como todo o resto da mina, este grupo cujo limite poente é materializado pela falha do filão 3 (N25°W, 65°NE), é atravessado por outras falhas importantes.

Embora os elementos de que dispomos, quanto ao valor relativo das diversas componentes rejeicionais sejam insuficientes, principalmente no que respeita à determinação da componente segundo a inclinação, pensamos que esta é mais importante que a componente segundo a direcção. Consequentemente o rejeito é de maior importância relativa para os filões deitados.

A partir do estudo sistemático das componentes rejeicionais das falhas, foi possível verificar que na sua maior percentagem, as falhas são gravíticas ou directas (nomeadamente todas as falhas atrás referidas), donde a regra empírica vulgarmente utilizada pelos mineiros da Borralha e aplicável aos filões deitados: "falha aos pés filão à cabeça ou falha à cabeça filão aos pés". Porém, deve sublinhar-se a existência de uma família de falhas, que é frequente neste grupo, pois são falhas sub-concordantes com a xistosidade, que têm a particularidade de serem inversas ou cavalgantes. Como têm direcções e inclinações que não diferem muito das dos filões verticais, elas tornam-se, inevitavelmente, mais importantes para os deitados e, em relação a elas, já não é aplicável a regra empírica.

No que diz respeito aos filões deitados conhecidos, eles são, como já referimos, numerosos. No sector norte do grupo, que portanto é confinante com o que era designado por grupo C, os filões têm uma direcção que oscila entre N100°E e N110°E e um pendor que vai

de 20° a 30° para NE. A traçagem destes filões para nascente revelou uma mudança gradual de direcção, atingindo-se por vezes um rumo quase norte-sul e consequente pendor para nascente. No sector SE, a geometria dos filões deitados atinge o máximo de irregularidade, que se traduz por orientações que variam de N40°E a N70°E, com mergulhos para SE; isto é, assiste-se como que a um desenvolvimento circular dos filões deitados, sem que, porém, a geometria dos filões verticais sofra alterações.

Temos, portanto, neste sector nascente do jazigo, bem representados filões deitados dos tipos A, C e D(perfis 2.1 e 3.2).

No tipo A podem incluir-se os filões de maior importância, que se traduz pela dimensão que tiveram os trabalhos neles efectuados, que advém da sua maior regularidade em termos de continuidade das lentículas, quer em direcção quer em inclinação. É o caso dos filões E e G, o primeiro a poente da falha dos Quartos Novos, o segundo a nascente; filões estes que correspondem, quanto a nós, a um mesmo conjunto de lentículas que foi, entretanto, rejeitado por aquela falha gravítica, estando actualmente o filão G no bloco inferior (bloco nascente). Quer um, quer outro foram explorados desde a superfície até ao -60 e -110, respectivamente.

No tipo A incluímos ainda outros filões, muito menos trabalhados que os precedentes(mapa 5.3):

- a poente da falha dos Quartos Novos são conhecidos o filão 2 e o filão 3 (-60)*, ambos a muro do filão E, e os filões S.Simone e S.Jorge, estes a tecto e na zona Este do antigo grupo C;
- a nascente da mesma falha a tecto do G há a assinalar o filão 4 ou D (-18), assim como os filões que afloram no Toural e no Alto do Castelo, parecendo o último tratar-se do S.Jorge. De referir, ainda, um filão de que só foram traçados cerca de 50 m (no -16) e que tem a particularidade de se encontrar a nascente da falha do 3 Norte, portanto muito a nascente do jazigo (filão L).

Os filões do tipo C são, pelo menos à primeira vista, menos importantes, pois em nenhum caso foram traçados e explorados em mais do que um nível. Eles desenvolvem-se preferencialmente no sector SE do grupo. O filão mais representativo é o filão C (-40),

(*) Entre parêntesis indica-se o nível mais profundo em que o filão é conhecido.

podendo, além, deste, referir-se os filões: Superior e o filão Norte (ambos no nível +12), o A (-16), o I(-40), o M(-60) e o 1D(-110) e parte dos filões J(-40) e J'(impropriamente designado por J no -85).

Entre os filões do tipo D incluímos parte dos filões 4 (-16) e J(-40), J'(-85) e G'(-110), todos a nascente da falha dos Quartos Novos; a poente temos parte do filão E(-60).

A relação espacial entre lentículas, pertencentes a diferentes tipos de filões, sugere que umas estão relacionadas com outras representando somente grupos que têm pontos comuns mas cuja orientação é diferente. A um sistema de fracturas planares mais ou menos regular, de orientação N100° a N110°E (tipo A), associa-se um sistema de fracturas cónicas que implicam forçosamente orientações variáveis em plano (tipo C e D) (fig.39).

O caso dos filões E, G e 1D serve, quanto a nós, de exemplo para o que acabamos de afirmar. Se considerarmos a componente gravítica da falha, bem como a geometria revelada pelas traçagens e desmontes destes filões, pode concluir-se que se está perante um conjunto de lentículas do tipo A (filão G), ao qual se associam lentículas instaladas em fracturas cónicas (filão 1D ou G') o todo em parte rejeitado pela referida falha (mapa 5.4).

Referimo-nos,até aqui, a filões que têm a particularidade comum de se encontrarem a norte da grande falha do Cavalão. Porém a Sul desta falha, também existem indicações da existência de filões deitados, contudo, nunca foram trabalhados ou se o foram isso aconteceu em pequena escala. Está nesta última situação o filão Sul, que foi traçado nos níveis +12 e -16 e que foi explorado desde a superfície ao +12.

Conhecemos ainda pelo menos os filões que foram reconhecidos pelas traçagens do filão vertical 1 Sul, nos níveis -60 e -110.

Grupo D (Sector Venise)

Como já referimos, trata-se de um grupo relativamente largo no seu eixo norte-sul. Consideraremos somente o seu sector norte, ou Venise, pois é nele que estão situados os filões deitados conhecidos. Este sector tem particularidades comuns às do grupo A, pois também está localizado a norte da grande falha do Cavalão(N70°W,

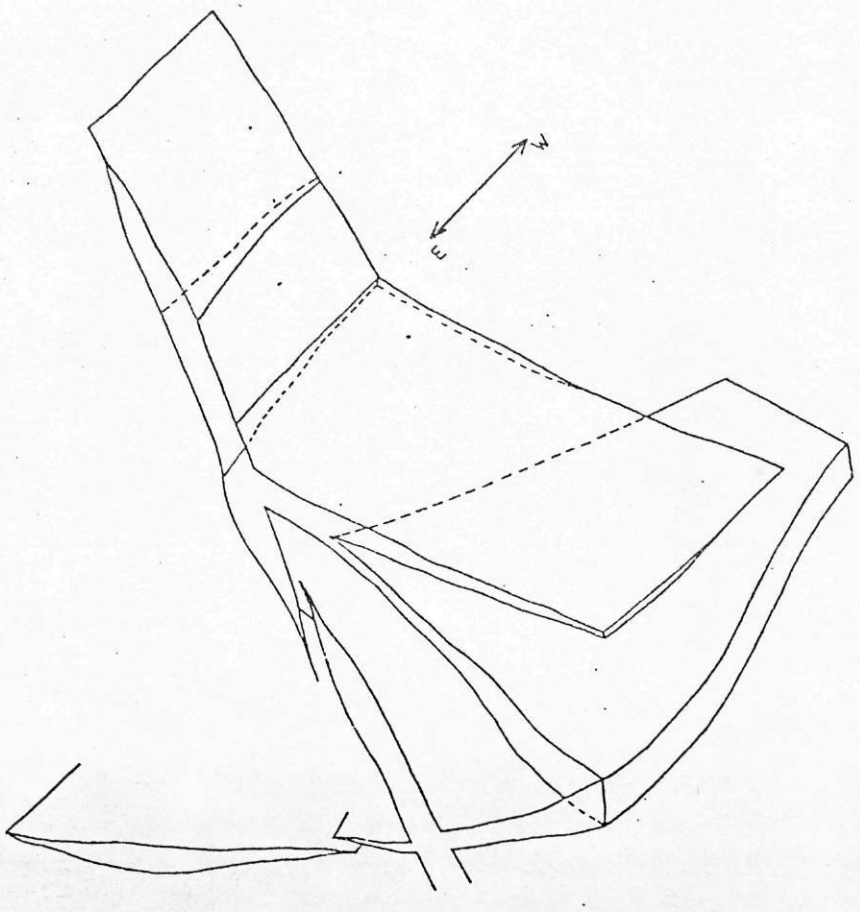


Fig.39 - Geometria dos filões deitados (esquema).

60°N), em plena zona xistenta.

Também muito fracturado, este sector tem a particularidade de nele estar localizado uma das duas brechas conhecidas no jazigo, a Brecha Venise, brecha esta não aflorante. Além das falhas do Caniçó e do Cavalão, ambas gravíticas, que têm grande importância na geologia deste sector, existem numerosas falhas mas de desenvolvimento menos conhecido; há porém a sublinhar a importância dos sistemas com orientações que rondam N20°W e o sub-concordante com a xistosidade; este último incluindo forçosamente falhas inversas.

No que diz respeito aos filões deste sector, os actualmente em exploração são maioritariamente verticais (Venise, 2 Sul, 2 xistosidade e 2-II xistosidade), pois no que respeita aos deitados só há que referir o S.Francisco (-60) e o S.Yvonne (-20). Porém no sector nem sempre se verificou esta situação maioritária dos filões verticais; em determinado período da história do jazigo (acima do nível -10) foram explorados um filão vertical (Venise) e quatro deitados (S.Bárbara, S.Jorge, S.Simone e S.Yvonne)(perfis 2.2 e 3.3).

Se considerarmos juntamente com o sector Venise do grupo D e grupo I, grupo de pequenas dimensões e que só inclui o nível 0, situado a poente do grupo D mas também a norte da falha do Cavalão, temos a considerar mais três filões deitados, o 1, o 2 e o 3, os únicos filões existentes neste grupo.

Face à tipologia dos filões deitados os grupos D e I caracterizam-se por uma menor irregularidade que o grupo A. Isto porque só são conhecidos os filões do tipo A e do tipo D; sendo os do primeiro tipo os mais trabalhados (mapa 5.5).

Nos filões do tipo A incluímos os filões S.Bárbara superior e inferior (nível -40) e S.Jorge (nível -20); nos do tipo D incluímos os filões S.Francisco, S.Rui e S.João, conhecidos no -60 e só explorados a cotas superiores a esse nível, e os filões 1, 2 e 3 do grupo I, só reconhecidos no nível 0.

Grupo C

É um grupo de exploração situado a norte do Rio Borralha e, portanto, a norte da falha do Cavalão, intercalado entre o grupo A, a nascente, e o sector Venise do grupo D, a poente. Nele só estão

reconhecidos filões deitados do tipo A, que não são mais que o prolongamento para nascente das conhecidas no grupo D, isto é, filões S.Bárbara, S.Jorge e S.Simone, uma vez que só existem trabalhos acima do nível +12. Caso contrário também teríamos de referir o S.Yvonne, pois não existem argumentos para o eliminar uma vez que os restantes se conservam de um lado e de outro da falha do Caniçó (ou do Ribeiro de Uge). Como já referimos, este grupo constitui a passagem entre os grupos A e D (sector Venise). Todos estão situados a norte da falha do Cavalão e, portanto, na zona xistenta; a separá-los estão somente falhas como a do Caniçó e do filão 3. Mesmo considerando os rejeitos destas falhas, elas não conduziram a situações geológicas específicas na área do grupo C, pelo que não se nos afigura ousado paralelizar os filões do tipo A existentes nos três grupos. Assim, o filão E ou G (do A) seria equivalente ao Yvonne (do D), o filão 4 (do A) ao S.Simone (do C e D) e o filão do Alto do Castelo (do A) ao S.Jorge ou S.Bárbara inferior (do C e D) (perfil 2.5).

Grupo B

Não existem neste grupo filões deitados que tenham revelado interesse mineiro, isto porque, à excepção de dois filões do tipo B conhecidos a sul da Brecha Sta.Helena, todos os outros, que são raros e do tipo B ou C, se apresentam estéreis ou fracamente mineralizados em tungsténio.

Grupo E

A maioria dos filões deste grupo são do tipo B, embora sejam de referir alguns exemplos de filões do tipo D, nomeadamente na zona limítrofe do grupo D, como acontece no nível -160. Porém, todos os filões explorados são do primeiro tipo e a sua rocha encaixante é,na maioria dos casos,granítica; é o caso dos filões Estival, S.Pedro, S.Manuel e Renée, todos explorados em cotas superiores à do nível 0 (perfil 2.3).

Relativamente aos filões do tipo B, há a realçar que são filões cuja encaixante é dominantemente granítica, pelo que ocorrem a sul do Rio Borralha ou, mais concretamente, a sul da grande falha do cavalão, que tem a particularidade de se localizar na vi-

zinhança do contacto com a zona xistenta.

No seu conjunto os filões do tipo A e B, que possuem direcções semelhantes (N90° a N120°E), desenham uma estrutura antiforme cujo plano de simetria, sub-vertical, passa entre a zona granítica e a zona xistenta (perfil 2.2).

5.3.3. As brechas

A ocorrência de duas brechas no jazigo da Borralha constitui, senão a maior, uma das mais importantes particularidades do jazigo.

Daquelas duas estruturas só uma é aflorante e essa é, de momento, a que se revela de maiores dimensões e designa-la-emos por Brecha Sta.Helena. Localiza-se no grupo B, em pleno núcleo do jazigo actual, entre a zona de granito franco e de micaxisto franco. A outra, não aflora e, é de dimensões mais reduzidas, pelo menos no que respeita à largura, é a Brecha Venise e situa-se no grupo D a NW da primeira, na zona de micaxisto franco.

Referências à Brecha Sta.Helena encontram-se nos documentos mais antigos existentes em arquivo, sob a designação de "stockwerk". A brecha Venise só foi verdadeiramente reconhecida como tal, muito mais recentemente, aquando da traçagem do nível -60, embora se reconheça que existe num nível de traçagem muito mais antigo, o nível -10, uma estrutura caracterizada pelo facto da rocha se apresentar muito fracturada mas em que o movimento dos blocos foi praticamente nulo.

FERRO(1957c) utilizou pela primeira vez a designação de "pipe bréchico" referindo-se precisamente à brecha Sta.Helena.

A discussão que iremos encetar sobre estas duas estruturas será condicionada, pois relativamente aos níveis mais recentes limitar-nos-emos, como é lógico, às zonas que se tornaram visíveis pelos trabalhos mineiros e que são muito escassos nas zonas dessas estruturas. No respeitante aos níveis mais antigos, particularmente no caso da Brecha Sta.Helena, as partes visíveis seriam muito mais vastas, ainda que, por motivos vários se encontrem actualmente na sua grande maioria inacessíveis. Valer-nos-ão neste caso as únicas informações existentes, que são as deixadas por FERRO em alguns dos seus relatórios cuidadosamente elaborados, que constituem os únicos documentos dos quais constam informações de índole

geológica de várias zonas que muito provavelmente nunca mais poderão ser observadas.

5.3.3.1. Descrição

As duas brechas constituem estruturas sub-verticais de secção grosseiramente elíptica, cuja secção aumenta com a profundidade. A brecha Sta.Helena possui, à superfície, um eixo maior, orientado N-S, com cerca de 400 m e um eixo menor de cerca de 80 m (fig.40). A brecha Venise, com dimensões mais reduzidas, apresenta no nível -60 um eixo maior, também orientado N-S, cuja dimensão, pelos dados disponíveis, deverá ser da ordem dos 80 m e um eixo menor de cerca de 30 m. A dimensão vertical total não é conhecida, pois não se sabe a sua extensão abaixo do nível -110; a brecha Venise é conhecida em 150 metros e a brecha Sta.Helena em 200 metros. Contudo desta última, dada a inclinação dos seus encostos nascente e poente, e se compararmos com o que se passa na brecha Venise e considerarmos a sua forma cónica elíptica, devem ter sido erodidos cerca de 120 metros acima da actual superfície, o que perfaz 320 metros (perfis 2.4 e 2.5).

Os contactos com as formações envolventes são bruscos e os encostos nascente e poente da brecha Sta.Helena estão materializados por "filões" de quartzo, que chegam no afloramento, a ter possanças de 3 m, enquanto nos níveis -60 e -110 não ultrapassam no máximo 80 cm. Pontualmente os encostos coincidem com zonas de falha, sem que contudo se possa afirmar, que as brechas são limitadas por falhas. Na realidade são atravessadas por falhas com ou sem "cavalão" que mantêm as mesmas direcções que nas zonas exteriores às brechas (exemplo "cavalões" N-S que cortam, quer a brecha Sta.Helena à superfície, coincidindo pontualmente com o encosto nascente, quer a brecha Venise no nível -110 (mapa 4.2). A encaixante nas proximidades imediatas não apresenta, nas zonas actualmente visíveis, qualquer característica específica no que respeita a fracturação. Contudo, relativamente à brecha Sta.Helena, FERRO (1957c) faz referência a uma zona que se estende, por vezes, mais de 50 m para além da brecha e que é caracterizada pela sua fracturação, mais parecendo um "stockwerk". Este autor admite que a largura de tal zona diminui em profundidade, facto que parece confirmar-se, dada a sua ausência nos sectores visíveis do -60 e

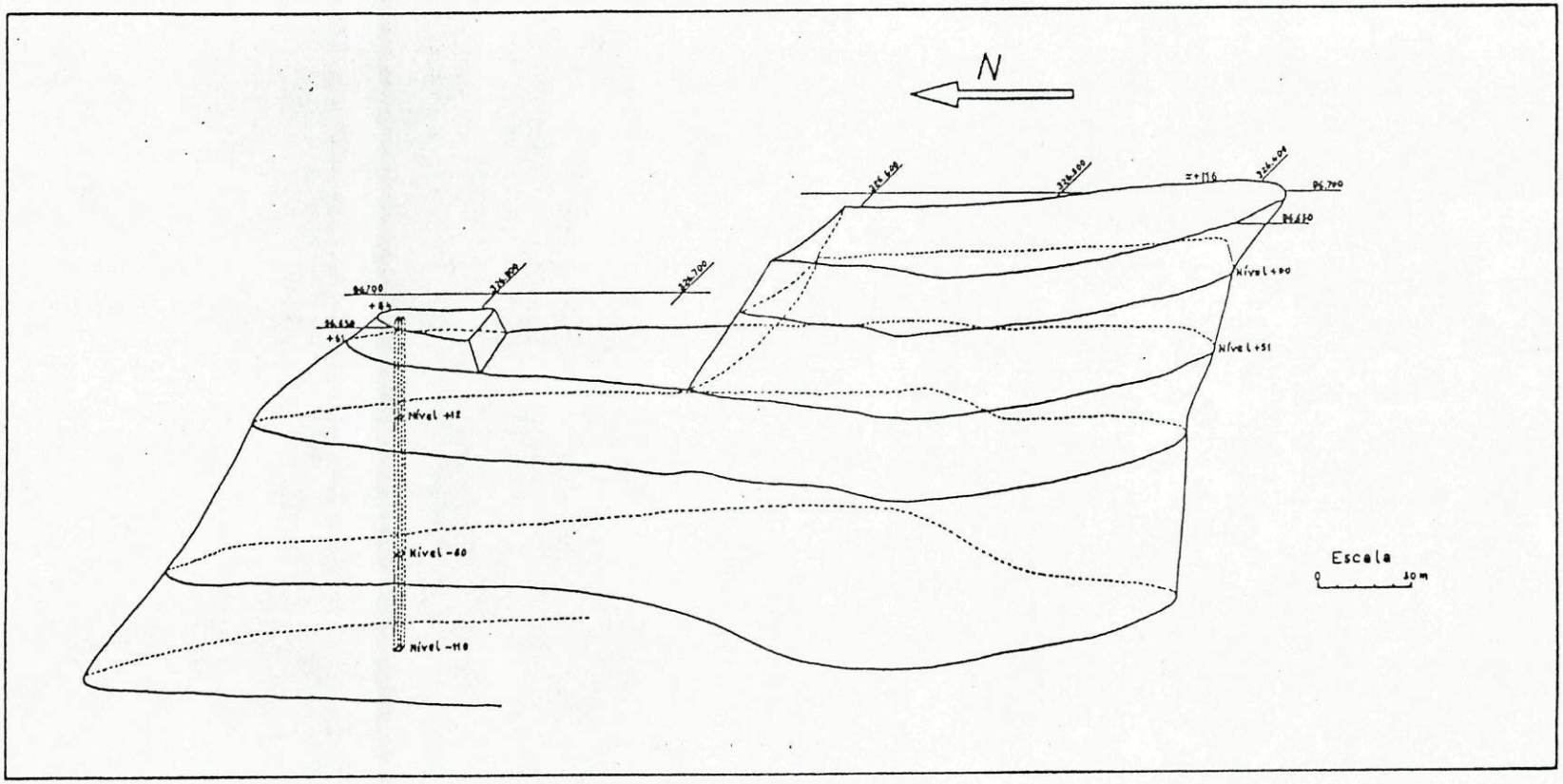


Fig.40- Brecha Sta.Helena (bloco diagrama).

no nível -110. O limite entre a referida zona e a brecha nem sempre seria fácil de estabelecer. Estas características são semelhantes às que JOHNSTON e LOWELL (1961) estabelecem no seu diagrama ideal da brecha de"Cooper Basin"e que designam por "angular crackle breccia".

Os fragmentos que constituem as brechas são dominantemente angulosos, podendo em alguns casos verificar-se ligeiro arredondamento, sendo a sua granulometria bastante variável e não parecendo obedecer a qualquer lei, pois ocorrem, lado a lado, blocos de grandes dimensões e pequenos fragmentos centimétricos (fotos 30 e 31).

A composição é invariavelmente semelhante à das rochas encaixantes, isto é, a brecha Sta.Helena possui elementos de granitóides, granitos, pegmatitos e micaxistos, misturados em todas as proporções. A brecha Venise é quase exclusivamente constituída por micaxistos, estando contudo também presentes elementos de aplito.

Os elementos das brechas apresentam-se cimentados por quartzo, hidrotermal mineralizado essencialmente por calcopirite, pirite, molibdenite, volframite e scheelite, havendo contudo a assinalar que por vezes existem alguns vazios, embora de pequenas dimensões, no seio do quartzo do cimento. Além do quartzo ocorre também, embora com carácter mais esporádico, clorite e adulária. A mineralização, além de ocorrer no cimento, também preenche fracturas dos fragmentos, principalmente dos de maiores dimensões.

5.3.3.2. Classificação

O problema da origem e classificação das estruturas brechoides tem recebido, desde há alguns anos muita atenção, por parte de numerosos autores e muitas teorias genéticas têm sido propostas. Isto porque muitas brechas constituem alguns dos maiores jazigos mundiais de minérios metálicos ou fazem parte do seu contexto próximo.

Uma análise da numerosa bibliografia existente sobre o assunto, permite concluir que tem havido e ainda há, uma certa controvérsia. Essa controvérsia reside no facto de ainda não existir

um acordo quanto à terminologia a utilizar e de haver uma certa confusão entre a origem dos fragmentos constituintes das estruturas brechoides e a origem do agente responsável pelo transporte dos fragmentos.

Sintetizando as diferentes propostas de classificação genética de brechas, indicam-se os seguintes tipos:

1- Brechas tectónicas
2- Brechas ígneas não efusivas, de contacto ígneo ou protoclásticas.
3- Brechas ígneas efusivas.
4- Brechas de explosão profunda ou automagmáticas.
5- Brechas de injecção.
6- Brechas metassomáticas.
7- Brechas de intrusão hidrotermal por fluidização ou intrusivas.
8- Brechas de subsidência

A- Por "Mineralization Stoping" ou colapso hidrotermal.
B- Por "Shrinkage".
C- Por "Withdrawal of magma".

Porém o problema da classificação de determinada estrutura brechoide é complexo e para tal contribui o facto de que muitas, senão todas, as brechas serem o resultado do encadeamento de vários mecanismos genéticos, embora seja provável que um deles tenha papel mais saliente.

À história da génese do jazigo, nomeadamente a da instalaçao do campo filoniano, não pode estar alheia a das brechas, pois estas estruturas constituem algo de particular. A compreensão dos fenómenos que presidiram à sua génese e a sua correcta intercalação no tempo, constituem dados basilares para a definição da dinâmica dos processos que, no seu encadeamento feliz, conduziram à formação do jazigo.

Numa dada brecha existem características que seguramente podem ser explicadas por várias teorias genéticas, ao mesmo tempo que podem desde logo conduzir à imediata exclusão de outras.

As características que, quanto a nós, podem ajudar na classificação são várias. Concretamente e em relação às brechas da Borralha temos que:

- são compostas por rochas da mesma natureza que a das suas encaixantes e não há a referir a existência de elementos de rochas que não ocorram no seu enquadramento imediato. Os elementos de micaxisto mostram o mesmo metamorfismo e as mesmas fases de deformação que os micaxistos encaixantes;

- os elementos encontram-se misturados sem que se possam delimitar zonas onde hajam elementos de um só tipo litológico. O que se verifica é um controlo da rocha encaixante, prevalecendo determinado tipo função do tipo dominante na envolvente imediata. No caso da brecha Sta.Helena, os elementos de micaxisto são mais abundantes nos níveis mais superficiais, enquanto na brecha Venise este tipo de rocha é dominante, pois esta brecha encontra-se situada na zona de micaxisto franco;

- os contactos das brechas com as rochas envolventes são bruscos, na maioria dos casos não havendo evidência de movimento ao longo desses contactos. No caso da Brecha Sta.Helena, elas são marcadas por "filões" de quartzo que agora se encontram por vezes associados a falhas com ou sem "cavalão"; porém, não é generalizável o facto, de os encostos coincidirem com falhas;

- os elementos que constituem as brechas não obedecem a qualquer orientação preferencial quer em função do seu tamanho, quer relativamente à sua posição no seio da estrutura;

- os elementos são de dimensões muito diversas, variando de escassos centímetros a vários metros. Essas dimensões são independentes da natureza litológica e não se verifica qualquer lei relativamente à distribuição de granulometria, isto é, encontram-se lado a lado elementos de diferentes dimensões e não há predomínio de determinada dimensão em função da posição no seio da estrutura;

- a forma dos elementos é irregular, sendo dominantemente angular, podendo contudo, por vezes, verificar-se ligeiro arredondamento. Em ambos os casos os limites dos fragmentos são nítidos e bruscos;

- os elementos apresentam-se deslocados da sua posição original, sendo este facto comprovado pela orientação muito variada dos elementos de micaxisto, evidenciado pelas diferentes atitudes dos planos de xistosidade, assim como da lineação observável no granito porfiróide;

- o cimento é dominantemente quartzoso. Porém existem outros minerais constituindo o cimento, mas todos de origem hidrotermal. Não é visível a presença de qualquer tipo de matriz;

- a forma das brechas é grosseiramente elíptica na horizontal e cónica na vertical, embora seja de salientar, mais uma vez, que se desconhece o seu comportamento em níveis mais profundos que o -110;

- não existe controlo estrutural evidente, para a localização das brechas, embora não seja de excluir a possível importância das zonas de intersecção de fracturas do sistema N-S com as do sistema N90° a N100°E;

- nas rochas encaixantes não são praticamente visíveis fenómenos de brechificação e de alteração, ressalva feita à ocorrência de estruturas idênticas às do tipo "angular-crackle breccia" assinalados para os níveis mais superficiais da Brecha Sta.Helena e para o nível -10 da brecha Venise.

Já vários autores se referiram, embora muito sucintamente, às brechas da Borralha. Assim, CONDE e col.(1971) consideraram a brecha Sta.Helena como uma brecha de colapso; GAILLARD (1972) considera as brechas da Borralha como brechas de colapso formadas por fenómenos de "block caving"; PROUHET e BONNICI (1972) propuseram duas hipóteses, a de brechas de colapso e a de brechas de explosão, embora refiram que a hipótese que melhor se parece inserir nas suas observações seja a de explosão.

Tendo em conta as várias teorias acerca da génese de brechas e a sua classificação e aquilo que conhecemos sobre as brechas Sta.Helena e Venise, tentaremos por um processo de exclusão, classificá-las, deixando para mais tarde a conclusão acerca do mecanismo genético propriamente dito. No quadro 19 apresentamos oito tipos de brechas, assim como os seus factores mais característicos, ao mesmo tempo que assinalamos com o sinal menos(-) aqueles que não se coadunam com as brechas da Borralha e com sinais mais (+) os favoráveis. A análise do quadro leva desde logo a excluir os casos das brechas tectónicas, das ígneas efusivas e das metassomáticas.

O facto de os elementos se apresentarem deslocados da sua posição original, bem como a mistura dos mesmos leva a concluir que houve um movimento dos fragmentos. Porém, tendo em conta que: os fragmentos se apresentam muito angulosos e pouco esmagados;

Tipo de Brecha ou Mecanismo Genético	FACTORES MAIS CARACTERÍSTICOS				
Tectónica	Camadas estreitas de rochas esmagadas	Profundidade subsuperficial a média	Composta por clastos desintegrados	Nulo ou pequeno movimento dos fragmentos	Cimento colofórmico
	-	+	-	-	-
Ígneas não Efusivas ou Protoclásticas	Restritas a contactos ígneos			Fragmentos da rocha intrudida	Matriz ígnea por vezes também clástica
	-			+	-
Ígneas Efusivas	Resultantes da erupção vulcânica ou vulcanismo explosivo	Profundidade subsuperficial	Composta por fragmentos de rochas fragmentadas	Grande deslocamento dos fragmentos relativamente à origem	Presença de matriz ígnea
	-	-	-	-	-
Explosão (s.r.) ("Deep-seated formation") Automagmáticas	Resultantes de actividade magmática extremamente diferenciada	Profundidade média a profunda	Clastos de natureza heterogénea	Movimentos ascendentes dos clastos	
	+	+	+	-	
Injecção	Resultantes da injecção de material hidrotermal		Clastos de natureza homogénea	Movimento dos fragmentos nulo ou muito pequeno	
	+		-	-	
Metassomáticas	Resultantes de solução e substituição		Clastos de natureza homogénea	Os fragmentos mostram deslocamento pequeno ou nulo	No cimento são visíveis restos da rocha substituída
	-	-	-	-	-
Intrusão hidrotermal ou intrusivas (Fluidização)	Devidas à intrusão de fluídos nomeadamente gasosos sob grande pressao		Clastos de natureza heterogénea complexa	Fragmentos transportados para cima e a grandes distâncias	Matriz constituída por material fino resultante dos fragmentos
			+	-	-
Subsidência	Devidas a colapso motivado por falta de suporte	Profundidade subsuperficial a média	Clastos de natureza heterogénea	Nítidos sinais de transporte para baixo	Ausência de matriz
	+	+	+	+	+

Quadro 19- Classificação das brechas.

estando ausente uma matriz clástica é possível estabelecer uma certa relação entre a natureza do encaixante e o tipo litológico dominante dos fragmentos e, ainda, a presença de enormíssimos blocos, nomeadamente blocos de granito no seio da brecha, como se pode verificar no nível -60 da brecha Sta.Helena e alguns metros a norte do poço B (mapa 4.1), podemos concluir que o movimento não foi muito grande.

A maior abundância de micaxistos nos níveis mais superficiais da brecha Sta.Helena, as características da brecha Venise no nível -10, e também a ausência de material estranho proveniente de níveis profundos, permitem deduzir que o movimento além de ser pequeno foi descendente.

Blocos essencialmente angulosos e de contactos nítidos, pequena ou quase nula alteração hidrotermal da rocha encaixante, fragmentos com alteração hidrotermal baixa a média, são factos não favoráveis a uma acção metassomática importante e, por conseguinte, a possível acção de fluidos corrosivos terá sido de pequena intensidade.

A presença de um cimento quartzoso que constitui 30 a 40% do volume total das brechas e a ausência de qualquer tipo de matriz nomeadamente de natureza ígnea, excluem a hipótese de as brechas poderem ser do tipo ígneo não efusivo, apesar de no seu contexto próximo abundarem rochas ígneas intrusivas.

A hipótese de brechas por intrusão hidrotermal é, quanto a nós, de excluir dado os factos negarem a existência de movimento ascendente dos blocos e da acção de longo transporte no seio de fluidos com a sua consequente acção corrosiva.

Injecção, no sentido que é dado por KONSTANTINOV (1978), pode ter tido lugar, mas somente para os casos que paralelizamos a "angular-crackle breccias", pois o movimento dos blocos praticamente não existiu e as brechas são constituídas por fragmentos de um único tipo litológico.

Não existem factos comprovativos de forte acção explosiva, pois, além de não se verificar um movimento ascendente dos clastos, não existem sinais da presença de uma matriz, que não seria mais do que restos de material resultante da "desintegração" da rocha encaixante.

Assim, atendendo à totalidade dos factos atrás expostos, a génese das brechas da Borralha poderá ser explicada por fenómenos

de subsidência, sem que, contudo, estes fenómenos deixassem de estar interligados com fenómenos de outra natureza, nomeadamente injecção de fluidos hidrotermais.

Entre os elementos das brechas são frequentes os de micaxistos com crenulações devidas à última fase de deformação (F_3), bem como os de granitos orientados, alguns destes já intersectados por filões aplitopegmatíticos. Pode daqui concluir-se que a formação das brechas se deu muito posteriormente à actuação da fase de deformação hercínica, F_3, e à instalação de alguns dos filões aplitopegmatíticos.

5.3.4. Geometria dos filões

Para que existam filões mineralizados é necessário que as soluções portadoras da mineralização possam circular e que além disso haja depois o espaço necessário para a deposição. Estes espaços se forem contínuos e interligados, podem funcionar simultaneamente como vias para a circulação dos fluidos e como receptáculos para a deposição da matéria útil. No essencial, os espaços necessários ou são produzidos por fracturação ou criados pela acção das próprias soluções hidrotermais e/ou por substituição.

No caso concreto da Borralha, como iremos mostrar mais adiante, as soluções hidrotermais foram pouco corrosivas pelo que os fenómenos de substituição foram relativamente pouco intensos, embora possam ter desempenhado um papel mas de importância secundária. Sendo assim teremos de aceitar que os filões mineralizados correspondem a fracturas que foram preenchidas pelo material útil e respectiva ganga. Para uma caracterização correcta da geometria das fracturas e para a sua explicação por um determinado modelo, torna-se necessário determinar em que tipo ou tipos de fracturas estão instalados os filões, embora tal determinação seja dificultada quer pela heterogeneidade litológica da área do jazigo, quer ainda pela sua complexidade estrutural devida à acção de vários períodos de deformação.

Os filões correspondem a conjuntos lenticulares, sendo frequentes as figuras de "rabos de enguia" quer em direcção, quer em inclinação (fig.37, mapa 5.6 e perfis 5.1).

Geralmente quando a encaixante corresponde a um material

mais competente (granito ou rocha negra), o desenvolvimento das fracturas é mais rectílineo que no caso da encaixante corresponder a um material menos competente (micaxisto) onde se torna mais tortuoso (fotos 33 e 34).

A morfologia lenticular, a ausência de deslocamento de um lado e do outro do filão comprovado pelo traçado de estruturas planares de referência (filões aplitopegmatíticos, xistosidade e estratificação) e a ocorrência sistemática de estruturas em pente com os indíviduos cristalinos a desenvolverem-se subperpendicularmente aos encostos, sugerem que os filões se instalaram em fracturas de tracção em "échelon" (fotos 24, 25 e 32).

O essencial da deposição da matéria útil deu-se em fendas de tracção, verificando-se que, de uma maneira geral, o preenchimento se verificou dos encostos para o centro da cavidade. Porém, há casos, em que a fenda teria sido totalmente preenchida, após uma primeira fase de deposição e, que na fase ou fases seguintes se verificaram novas deposições, após reabertura, na zona dos encostos ou no meio do filão já parcialmente constituído. O material constituinte dos filões não revela sinais de deformação pós-cristalina.

Deve porém assinalar-se a ocorrência de raros filões concordantes com a xistosidade, cujo material se apresenta deformado e é nitidamente anterior ao material não deformado, que lhe pode estar espacialmente associado por se ter entretanto depositado após reabertura da fenda onde o material mais antigo já existia, dando lugar a um filão do tipo CX.

No que respeita à idade relativa do preenchimento das fendas correspondentes a filões verticais e a filões deitados, pode concluir-se da análise das suas relações espaciais, nomeadamente pela observação do comportamento em zonas de intersecção, que o essencial do preenchimento é simultâneo, facto que, como veremos, não é inviabilizado pelas conclusões dos estudos microtermométricos. Embora a análise de um caso ou outro possa sugerir "a priori" a anterioridade ou posterioridade de determinado filão relativamente a outro, tal deve-se ao não sincronismo de deposição de todas as fases minerais que constituem os filões que só encarados globalmente são semelhantes e, também às sucessivas fases de reabertura que acompanham aqueles diferentes episódios de deposição.

Já referimos que os filões mineralizados são posteriores a filões aplitopegmatíticos existentes na área do jazigo. Por sua vez aqueles são rejeitados por fracturação hercínica que possivelmente rejogou em períodos mais tardios.

No sentido de complementar o que já foi dito, acerca dos diferentes tipos de filões e de falhas que lhe são posteriores, consideramos que seria útil obter indicações àcerca de possível fracturação anterior aos filões. Tal podia ser feito através do estudo dos filões aplitopegmatíticos.

Na área de exploração mineira foi possível proceder ao levantamento de numerosos filões aplitopegmatíticos, principalmente abundantes no sector poente da mina, isto é na zona granítica franca. Embora ocorram também em bolsadas a ocorrência mais vulgar é em filões que são nitidamente anteriores aos filões mineralizados pois são cortados por eles, sendo frequentes, nos pontos de contacto, sinais de alteração hidrotermal nos filões aplitopegmatíticos.

O diagrama da figura 41 resultou da projecção de 80 polos de planos correspondentes a filões aplitopegmatíticos. Embora revelando uma certa heterogeneidade na distribuição, é possível definir grupos que correspondem a uma maior concentração de polos. Assim o grupo mais significativo corresponde ao de atitude média N40°W, 80°S (P1). Além deste, podemos considerar fundamentalmente, duas tendências principais: uma de direcção NS, sub-vertical (P_2) e outra N90° a N120°E que engloba filões sub-horizontais inclinados para norte (P_3) e filões com inclinação média de 60° para sul (P_4) e 60° para norte (P_5).

A análise conjunta dos diagramas referentes às estruturas planares (falhas, filões mineralizados e aplitopegmatíticos), revela correlações interessantes (quadro 20):

- as atitudes dos filões aplitopegmatíticos (P_1) são semelhantes às de um dos grupos definidos para as falhas (F_5), não havendo equivalentes nos grupos definidos para os filões mineralizados. O mesmo acontece relativamente aos grupos P_2 - F_1. Isto é existem orientações comuns para filões aplitopegmatíticos e falhas, facto este que se traduz normalmente por uma alteração acentuada do material constituinte dos filões e que conduz a zonas difícies para os



Fig.41- Representação estatística dos polos dos filões aplitopegmatíticos, medidos na mina(independentemente do nível).Estereograma de Schmidt(hemisfério inferior),75 medidas.Limites de densidade 0,5; 2; 3,5; 5 e 6%.

	Filões aplitopegmatíticos	Filões Mineralizados	Falhas
N4°W-N40°E, 60° - 80°W	P_2		F_1
N15°W-N20°E, 60°E - 90°			F_6
N15°-N30°E, 66°-80°SE			F_4
N70°-N110°, 55°-70°N	P_5	1.1	F_2
N70°-N90°, 70°N-80°S		1.3	
N90°-N120°,20°-30°S		2.2	
N90°-N120°, 20°-30°N	P_3	2.1	
N90°-N120°, 60°-80°S	P_4		
N100°-N115°,40°-55°N		1.2	F_3
N140°, 60°N-80°N			F_7-F_8
N140°-N170°, 74°-88°S	P_1		F_5

Quadro 20- Correlação dos diferentes tipos de estruturas planares.

trabalhos mineiros. Pode citar-se como exemplo o caso da falha do Caniçó que é acompanhada por possante filão aplitopegmatítico;

- existem orientações comuns para os três tipos de estruturas (grupos com atitude média N90°E, 60°N). Este facto em termos de exploração traduz-se por muitas dificuldades para o desmonte de certos filões verticais. Servem de exemplo os casos dos filões S.Helena Sul e S.António que além de serem frequentemente acompanhados por falhas, se apresentam por vezes, também associadas a material aplitopegmatítico alterado;

- há filões pegmatíticos que têm uma relação espacial estreita com filões mineralizados. Além do caso já referido no ponto anterior há a referir os planos de atitude N110°E, 25°NE (P_3-2.1). Como exemplo pode referir-se o caso do filão S.Yvonne (grupo D) que está quase sempre encaixado em possante filão pegmatítico.

Isto é, ao grupo de falhas mais frequentes corresponde também um dos mais frequentes grupos de pegmatitos (F_1-P_2); a grande parte dos filões pegmatíticos do grupo P_1 associam-se falhas importantes do grupo F_5. Há filões pegmatíticos que têm atitudes semelhantes às de filões mineralizados, nomeadamente os grupos P_3 e P_5, o mesmo acontecendo com alguns grupos de falhas, nomeadamente F_2 e F_3 que se associam especialmente a alguns dos filões verticais.

Uma vez que os filões pegmatíticos são anteriores aos filões mineralizados e que o jogo das falhas é pós-mineralização, temos que admitir que parte dos filões mineralizados aproveitaram fracturas antigas já preenchidas por material aplitopegmatítico e que posteriormente, à sua instalação aquelas fracturas funcionaram como falhas, possivelmente em períodos tardi e/ou pós-hercínicos.

5.3.5. Sequência de fracturação

Se tentarmos relacionar os factos observados com o que é já conhecido àcerca dos diferentes períodos de deformação da orogenia hercínica pode estabelecer-se uma certa sequência de fenómenos recorrendo essencialmente à fase de deformação intra-vestefaliana (F_3) e a uma das fases de deformação tardi-hercínica.

Parte da fracturação existente esteve geneticamente ligada a um campo de tensões regionais relacionadas com a fase de deforma-

ção hercínica de idade intra-vestefaliana (F_3). Esta fase foi não só responsável por grande parte das estruturas dobradas que hoje observamos, como também por certos sistemas de fracturas que se teriam formado, já no fim desse episódio de deformação. Assim pode admitir-se que sob a acção de tensões com σ_1 (tensão máxima) de orientação NE-SW tenham surgido fracturas conjugadas de orientação NNE-SSW e ENE-WSW a ESE-WNW. Na fase distensiva que se seguiu, deu-se a abertura destas fracturas bem como das correspondentes à clivagem de fractura de plano axial das dobras geneticamente relacionadas com F_3, NW-SE sub-verticais. Foi neste conjunto de fracturas que entretanto se instalaram os filões aplitopegmatíticos geneticamente relacionadas com os granitos sintectónicos. Estes filões quando encaixados nos micaxistos apresentam-se nitidamente deformados, e a sua deformação e atitude são semelhantes às dos filões aplíticos com mineralização estanífera referidos por BORGES e col. (1979).

O acidente representado actualmente pela falha do Cavalão, pode corresponder a um acidente profundo equivalente aos desligamentos esquerdos referidos por vários autores (RIBEIRO, 1974; CARVALHO, 1974). O local de instalação dos "pipes" pode ter sido, condicionado pela intersecção dos acidentes ESE-WNW com os NNE--SSW; os primeiros podem também ter tido papel importante no controlo da instalação dos maciços graníticos sintectónicos tal como o tiveram posteriormente na dos filões básicos.

Relacionado com um campo de tensões tardi-hercínico, com σ_1 N-S, verificam-se movimentos ao longo das fracturas já existentes ao mesmo tempo que se formam fracturas NNE-SSW que evoluem em desligamentos esquerdos. A instalação do maciço pós-tectónico do Gerês pode estar de certo modo relacionada com este campo de tensões daí o seu desenvolvimento numa orientação próxima de N-S, que é também a das fendas de tracção que abundam no maciço.

Com a fase de relaxamento que se seguiu, começou a dar-se a injecção dos primeiros fluidos mineralizantes, aproveitando fracturas já existentes que entretanto reabriram e que funcionaram como condutas. Estão nesse caso as fracturas sub-verticais de direcção ENE-WSW a ESE-WNW.

Associado a um período alto em injecção de fluidos deu-se o colapso que gerou as brechas e sob a acção de um campo de tensões com σ_3 sub-vertical abriram-se fendas de tracção sub-horizontais que se haviam formado aquando da instalação do maciço granítico pós-tectónico. Foi nessas fendas, alimentadas em fluidos a partir das fendas sub-verticais, que se depositou a matéria mineral que deu lugar aos filões deitados.

A geometria dos filões, assim como o posicionamento das brechas foram em grande parte condicionadas pela existência de cúpulas e/ou bossas graníticas subjacentes o que está de acordo com modelos já propostos por outros autores nomeadamente por KOIDE e BHATTACHARJI (1975), MOORE e JACKSON (1977) e RIBEIRO e PEREIRA (1982).

Posteriormente à formação das estruturas mineralizadas verificaram-se desligamentos e movimentos verticais de maior ou menor envergadura ao longo das estruturas planares já definidas. A conjugação de tais fenómenos, todos mais tardios que a instalação dos filões, conduziu à complexa figura estrutural hoje observável, na área do jazigo e no seu contexto regional.

CARVALHO (1974) referiu que os maciços pós-tectónicos com formas em anel, estão situados em zonas de alinhamentos E-W e sugere a importância das zonas de intersecção de fracturas E-W com fracturas N-S ou outras na sua localização no orógeno hercínico. Embora não tenhamos possibilidades, no caso presente, de definir maciços anelares, devemos sublinhar as observações de CONDE e ANDRADE (1976) que identificaram numerosas estruturas circulares (fig.31) que relacionaram com a presença de estruturas anelares em maciços graníticos aflorantes ou com maciços graníticos sub-aflorantes. Estes autores chamam a atenção para o facto de os dois maiores jazigos de tungsténio portugueses, Panasqueira e Borralha, estarem associados a estruturas circulares observáveis em fotografias de satélite. Estas observações viabilizam para o caso da Borralha a possibilidade de existência de um maciço granítico não aflorante o que está de acordo com os factos observados nomeadamente o posicionamento dos "pipes" bem como o modelo proposto para a sua génese e a de certas fracturas de tracção onde se instalaram filões mineralizados.

5.4. Mineralogia

5.4.1. Introdução

Relativamente à mineralogia dos filões deste jazigo não existe na literatura da especialidade trabalhos que se ocupem da sua descrição. Assim, iremos dedicar particular atenção a este assunto.

Muito esquematicamente, podemos considerar a mineralização da Borralha como uma associação de volframite, scheelite e sulfuretos, sendo destes os mais abundantes a calcopirite, a pirite, a blenda, a molibdenite e a bismutinite. A volframite é o tungstato principal, e a razão volframite/scheelite aproximadamente 4/1. A calcopirite é o sulfureto mais importante e o mineral metálico mais representado. A mineralização da Borralha surge sempre associada a gangas silicatadas, nas quais o quartzo ocupa lugar de destaque.

Com base em observações efectuadas a diferentes escalas e em valores obtidos através das operações de tratamento de minérios, as percentagens relativas dos principais minerais dos filões são as indicadas nos quadros 21.

	Percentagens relativas (em volume)
Quartzo	98,0
Sulfuretos	1,0
Tungstatos	0,5
Restantes	0,5

Quadro 21- Percentagens relativas(em volume) dos principais minerais dos filões.

	Percentagens relativas (em volume)
Volframite	25,5
Scheelite	6,9
Calcopirite	40,7
Pirite	20,0
Restantes	6,9

Quadro 21 (cont.).

	Percentagens relativas (em volume)
Calcopirite	50,0
Pirite	35,0
Blenda	3,0
Molibdenite	2,0
Bismutinite	1,0
Restantes	9,0

Quadro 21 (cont.).

5.4.2. Volframite

5.4.2.1. Generalidades

A série da volframite é uma série isomorfa geralmente considerada como sendo uma solução sólida contínua em que $FeWO_4$ e $MnWO_4$ são os dois termos extremos. De acordo com a razão molecular daqueles dois compostos, a série é habitualmente dividida em três grupos (SASAKI, 1959): o da ferberite (1,0 - 0,8 de $FeWO_4$), o da volframite (0,8 - 0,2 de $FeWO_4$) e o da huebnerite (0,2 - 0 de $FeWO_4$). VOYEDIN (1981) tomando como referência a percentagem de MnO determinada directamente a partir das análises químicas e considerando que esse valor não pode ultrapassar 23,5%, no caso de uma huebnerite pura, propôs: huebnerite (23,5 a 15,5% de MnO), volframite (15,5 a 8%) e ferberite (8 a 0%).

No nosso estudo usaremos o termo volframite para referirmos genericamente a série da volframite, reservando os termos ferberite, volframite (s.r.) e huebnerite para quando pretendermos maior

precisão.

Apesar da sua pequena representatividade em volume em relação ao conjunto mineralógico que constitui o sistema filoniano, a volframite é o principal minério, constituindo assim a razão de ser do jazigo da Borralha.

Este minério ocorre habitualmente em cristais de hábito prismático, de dimensões variáveis, atingindo raramente os 10 cm segundo c e/ou b e 1 cm segundo a. Os planos de clivagem (010), com o seu brilho mais intenso destacam-se quer das faces (100), geralmente estriadas, quer das faces (001), finamente rugosas. A cor é negra e a risca castanho-escura.

A distribuição da volframite nos filões é irregular. Ocorre em massas anédricas e/ou em cristais subédricos isolados no seio dos minerais que constituem os filões e, neste caso, surgem no centro destes últimos. Podem também ocorrer, e este é o caso mais frequente, em agregados de cristais prismáticos que se concentram preferencialmente na vizinhança dos encostos, com os seus eixos c perpendiculares a estes. A disposição radial é também bastante comum, agregando então diferentes cristais, de modo que os seus eixos c variam de posição quase horizontal para vertical, relativamente aos encostos(fotos 28 e 29).

Os cristais apresentam-se frequentemente fracturados podendo mesmo assistir-se a um encurvamento.

5.4.2.2. Métodos de estudo

Dada a importância da volframite, dedicamos-lhe um estudo mais pormenorizado, recorrendo para tal a vários métodos.

Os objectivos principais deste estudo visam não só a análise de possíveis variações da composição em função da posição da amostra no jazigo, bem como nos próprios cristais.

Assim, para a determinação de possíveis variações da composição global das volframites, determinamos a composição de amostras provenientes de diferentes filões e de diferentes níveis, recorrendo à análise química ou a um método indirecto, baseado em estudos radiográficos. Para o estudo de variações de composição à escala do cristal, utilizámos um método indirecto, a metalografia, baseando-nos principalmente nas variações do poder reflector, pois não nos foi possível recorrer à utilização sistemática da microsson

da electrónica.

Preparação das amostras

Dado que, como é natural, a volframite se apresenta associada a outros minerais, tornou-se necessário proceder à preparação das amostras no sentido de as purificar antes de as submeter à sua análise.

Assim, e após uma fragmentação, seleccionámos pequenas porções de volframite com o auxílio de uma lupa binocular. Após recolha do material em quantidade suficiente, procedemos a uma redução da amostra a grão. Seguiu-se uma crivagem para separar a fracção de granulometria compreendida entre 170 e 80 "mesh", por ser a melhor para a separação electromagnética, a qual foi efectuada recorrendo a um separador FRANTZ com inclinação lateral e longitudinal de 15°. Esta fase de tratamento da amostra destinou-se a separar as volframites das restantes espécies minerais, uma vez que a volframite, devido à sua suceptibilidade magnética, separa-se quase completamente quer dos sulfuretos, também paramagnéticos, quer da scheelite, do quartzo e dos outros minerais de ganga, todos eles diamagnéticos. As volframites da Borralha foram geralmente separadas recorrendo a uma intensidade de 0.4 A. A amostra obtida a partir da separação electromagnética foi novamente observada à lupa binocular e, como medida de precaução com o fim de eliminar sulfuretos porventura ainda presentes, foi tratada com ácido nítrico concentrado e a quente. Após lavagem com água destilada procedeu-se à secagem da amostra. Finalmente, dividiram-se as amostras, sendo uma série destinada à análise aos raios X e a outra à análise química.

Raios X

Os termos da série da volframite cristalizam no sistema monoclínico, porém o valor de β é variável e aumenta linearmente com o teor em manganês. O termo correspondente ao extremo ferberítico, possui um valor de β igual a 90°, pelo que lhe corresponde uma malha pseudo-ortorrômbica. Perante estes dados STARKE (1959) e SASAKI (1959) debruçaram-se sobre o estudo das variações dos parâmetros da malha da série da volframite tendo em conta a de-

terminação rápida da razão Fe/Mn num dado cristal, recorrendo à técnica de raios X.

Os parâmetros da malha dos termos da série da volframite podem ser rapidamente determinados a partir das reflexões correspondentes a (011), (110), (111), (11$\bar{1}$) e (020). Nos termos com mais de 50% de $FeWO_4$, a separação entre (111) e (11$\bar{1}$) é geralmente muito pequena para que possa ser medida directamente.

O estudo de 18 volframites da Borralha foi realizado num aparelho de difractometria C.R.G. do C.R.P.G. de Nancy, utilizando um anticátodo de cobre com uma radiação de comprimento de onda λ =1,54051 Å para K_α e com um regime de funcionamento do tubo de 38 kv e 20 mA e uma velocidade do papel de registo de 600mm/hora equivalente a 1° por cada 4 minutos.

A análise dos radiogramas obtidos permitiram verificar que para a maioria das amostras a separação entre as reflexões referentes a (111) e (11$\bar{1}$) era muito pequena. Assim foi dada especial atenção às reflexões referentes a (011) e (110), tendo sido determinados os valores de θ_{011} e θ_{110}, de d_{011} e d_{110} e de $(d_{011} - d_{110})$.

No quadro 22 indicam-se os valores paramétricos das 18 volframites estudadas bem como a composição e as razões huebnerite/ferberite determinadas de acordo com os valores obtidos por SASAKI (1959) em função dos valores de $\Delta(d_{011} - d_{110})$ conforme o que se pode verificar na figura 42.

Deve porém ter-se em conta algumas limitações à metodologia seguida; de entre elas ressalta a da não utilização dos mesmos padrões que os utilizados por SASAKI embora se tivesse tido sempre o cuidado de simular as condições de trabalho utilizadas por aquele autor. Contudo, apesar destas limitações, os resultados obtidos garantem a possibilidade de um estudo comparativo entre as diferentes amostras de volframites.

Em primeira análise, os resultados permitem concluir que $\Delta = (d_{011} - d_{110})$ varia num intervalo relativamente pequeno (0,092 - 0,097), o que corresponde também a uma pequena variação da composição das volframites analisadas. As composições obtidas por este método, correspondem a volframites (s.r.) com um teor em $FeWO_4$ que varia entre 63 e 79 mol.%. Se atendermos à proveniência das diferentes amostras, verifica-se também que a variação da com-

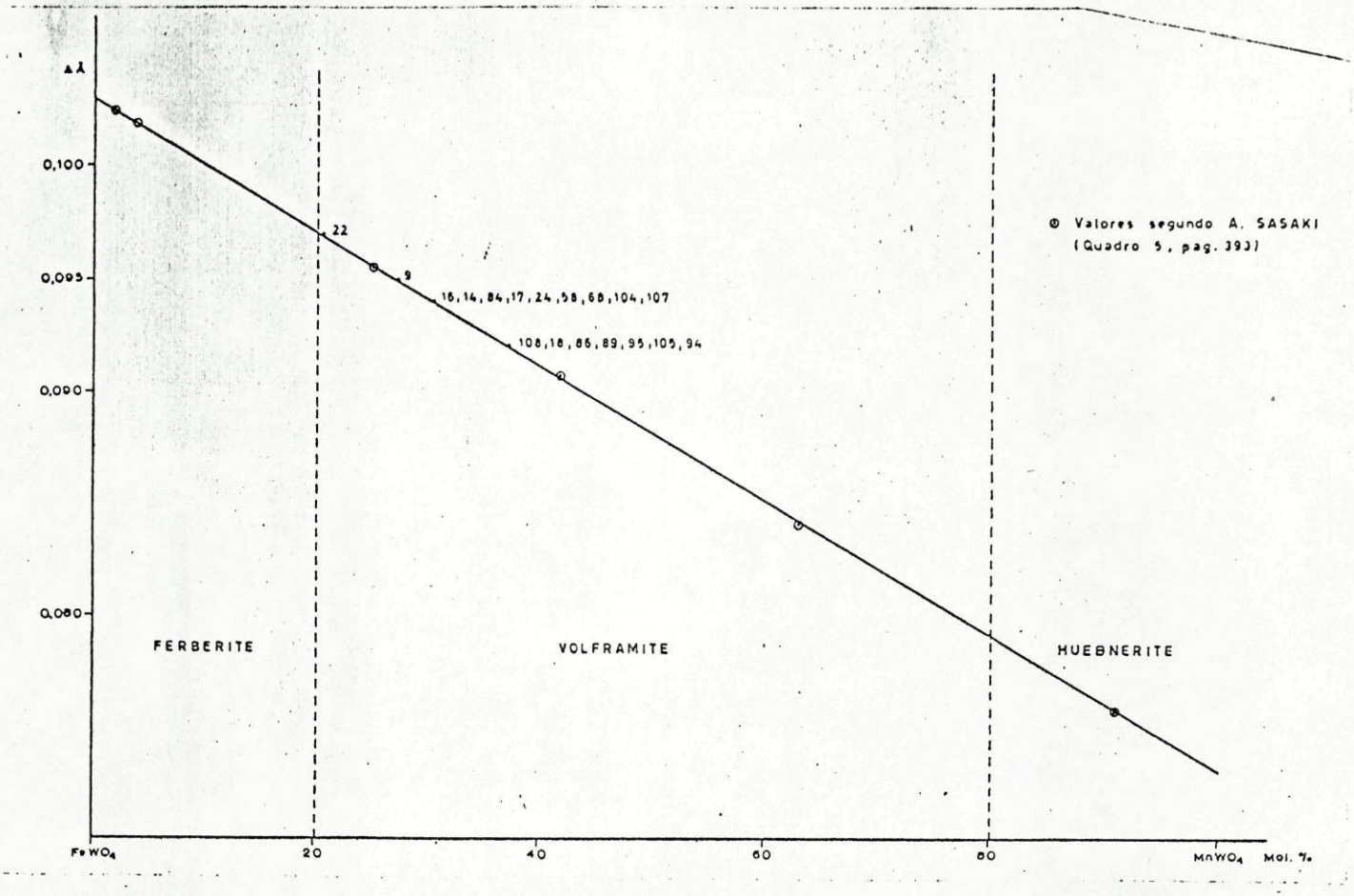


Fig.42- Composição das volframites deduzidas através do valor $\Delta = (d011 - d110)$.

Amostra	θ 011	d011	θ 110	d110	(d011-d110)	Composição	H/F
Bo 17	11,86	3,747	12,17	3,653	0,094	$Fe_{0,70}Mn_{0,30}WO_4$	0,43
Bo 105	11,85	3,751	12,15	3,659	0,092	$Fe_{0,63}Mn_{0,37}WO_4$	0,59
Bo 16	11,86	3,747	12,17	3,653	0,094	$Fe_{0,70}Mn_{0,30}WO_4$	0,43
Bo 84	11,86	3,747	12,17	3,653	0,094	$Fe_{0,70}Mn_{0,30}WO_4$	0,43
Bo 89	11,85	3,751	12,15	3,659	0,092	$Fe_{0,63}Mn_{0,37}WO_4$	0,59
Bo 58	11,86	3,747	12,17	3,653	0,094	$Fe_{0,70}Mn_{0,30}WO_4$	0,43
Bo 24	11,87	3,744	12,18	3,650	0,094	$Fe_{0,70}Mn_{0,30}WO_4$	0,43
Bo 95	11,05	3,751	12,15	3,659	0,092	$Fe_{0,63}Mn_{0,37}WO_4$	0,59
Bo 18	11,85	3,751	12,15	3,659	0,092	$Fe_{0,63}Mn_{0,37}WO_4$	0,59
Bo 108	11,85	3,751	12,15	3,659	0,092	$Fe_{0,63}Mn_{0,37}WO_4$	0,59
Bo 68	11,87	3,744	12,18	3,650	0,094	$Fe_{0,70}Mn_{0,30}WO_4$	0,43
Bo 107	11,87	3,744	12,18	3,650	0,094	$Fe_{0,70}Mn_{0,30}WO_4$	0,43
Bo 104	11,87	3,744	12,18	3,650	0,094	$Fe_{0,70}Mn_{0,30}WO_4$	0,43
Bo 22	11,86	3,747	12,18	3,650	0,097	$Fe_{0,79}Mn_{0,21}WO_4$	0,27
Bo 9	11,84	3,754	12,15	3,659	0,095	$Fe_{0,73}Mn_{0,27}WO_4$	0,37
Bo 86	11,85	3,751	12,15	3,659	0,092	$Fe_{0,63}Mn_{0,37}WO_4$	0,59
Bo 94	11,85	3,751	12,15	3,659	0,092	$Fe_{0,63}Mn_{0,37}WO_4$	0,59
Bo 14	11,87	3,744	12,18	3,650	0,094	$Fe_{0,70}Mn_{0,30}WO_4$	0,43

Quadro 22- Valores paramétricos e composição das volframites da Borralha deduzidas a partir do estudo ao raio X.

posição face à localização no jazigo é pequena.

Análise química

Como já referimos, paralelamente ao estudo radiográfico, foram efectuadas análises químicas das amostras de volframite, tendo sido doseados WO_3, MnO e FeO. Estas análises tinham como objectivo principal a aplicação de um método directo para a obtenção de dados quantitativos relativos à composição das volframites e possibilitar ainda o estudo comparativo destes resultados com os obtidos pelo estudo aos raios X.

O WO_3 foi doseado por análise gravimétrica e o FeO e MnO foram doseados por espectrofotometria de absorção atómica*.

Da análise dos resultados obtidos (quadro 23) pode verificar-se que existe na maioria dos casos, concordância entre as composições calculadas a partir das análises químicas e dos diagramas de raios X. Este facto sugere que a preparação das amostras foi eficaz, não havendo sinais analíticos de impurezas com ferro e que foi válida a aplicação do estudo radiográfico, apesar das limitações apontadas.

A partir das análises químicas, também se pode verificar uma pequena variabilidade da composição das amostras e que estas correspondem a volframites (s.r.) com um teor de $FeWO_4$ variável de 61 a 74 mol.% isto é, a tenderem para ferberites (classificação de SASAKI, 1959) ou a ferberites e volframites ferberíticas no sentido de VOYEVODIN (1981) pois o teor em MnO varia de 5,94 a 9,30%.

Metalografia

O estudo da volframite em luz reflectida também se reveste de certas dificuldades, pois os dados bibliográficos disponíveis relativamente aos minerais da série da volframite são escassos.

Assim, relativamente ao poder reflector (PR) ou reflectância só existem valores conhecidos para a volframite (s.r.) que apresenta para a luz monocromática com um comprimento de onda (λ)

---

* O doseamento de WO_3 foi efectuado nos Laboratórios das Minas da Borralha e o de MnO e FeO no Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências do Porto.

AMOSTRA	LOCALIZAÇÃO	ANÁLISE QUÍMICA				(d011-d110) em Å	FÓRMULA QUÍMICA			X	1-X	h/f com base na fórmula química	h/g com base raios X
		WO_3	MnO	FeO	Total		Calculada com base na análise	Idealizada $Fe_{1-x}Mn_xWO_4$	Calculada com base em (d011-d110)				
Bol6	3 Sul -60	76,00	8,20	15,63	99,83	0,094	$Fe_{0,66}Mn_{0,35}W_{1,00}O_4$	$Fe_{0,65}Mn_{0,35}WO_4$	$Fe_{0,70}Mn_{0,30}WO_4$	0,35	0,65	0,54	0,43
Bo22	Yvonne -20	76,40	7,17	16,08	99,65	0,097	$Fe_{0,68}Mn_{0,31}W_{1,00}O_4$	$Fe_{0,69}Mn_{0,31}WO_4$	$Fe_{0,79}Mn_{0,21}WO_4$	0,31	0,69	0,45	0,27
Bo 9	S.Ant.Norte - 60	75,50	8,07	16,08	99,65	0,095	$Fe_{0,68}Mn_{0,34}W_{0,99}O_4$	$Fe_{0,67}Mn_{0,33}WO_4$	$Fe_{0,73}Mn_{0,27}WO_4$	0,33	0,67	0,49	0,37
Bo 14	S.Ant.Norte - 110	75,50	7,94	16,27	99,71	0,094	$Fe_{0,69}Mn_{0,34}W_{0,99}O_4$	$Fe_{0,67}Mn_{0,33}WO_4$	$Fe_{0,70}Mn_{0,30}WO_4$	0,33	0,67	0,49	0,43
Bo 84	S.Paulo -60	75,80	8,07	15,89	99,76	0,094	$Fe_{0,67}Mn_{0,34}W_{0,99}O_4$	$Fe_{0,66}Mn_{0,34}WO_4$	$Fe_{0,70}Mn_{0,30}WO_4$	0,34	0,66	0,52	0,43
Bo 17	S.António -60	76,70	6,33	16,66	99,69	0,094	$Fe_{0,70}Mn_{0,27}W_{1,00}O_4$	$Fe_{0,72}Mn_{0,28}WO_4$	$Fe_{0,70}Mn_{0,30}WO_4$	0,28	0,72	0,39	0,43
Bo 108	3 Sul -110	76,50	8,07	15,44	100,01	0,092	$Fe_{0,65}Mn_{0,34}W_{1,00}O_4$	$Fe_{0,66}Mn_{0,34}WO_4$	$Fe_{0,63}Mn_{0,37}WO_4$	0,34	0,66	0,52	0,59
Bo 18	S.António -85	76,10	7,68	15,89	99,67	0,092	$Fe_{0,67}Mn_{0,33}W_{1,00}O_4$	$Fe_{0,67}Mn_{0,33}WO_4$	$Fe_{0,63}Mn_{0,37}WO_4$	0,33	0,67	0,49	0,59
Bo 24	Filão 2 Sul	75,50	7,68	16,47	99,65	0,094	$Fe_{0,70}Mn_{0,33}W_{0,99}O_4$	$Fe_{0,68}Mn_{0,32}WO_4$	$Fe_{0,70}Mn_{0,30}WO_4$	0,32	0,68	0,47	0,43
Bo 58	S.Ant.Norte -28	75,90	7,94	15,89	99,73	0,094	$Fe_{0,67}Mn_{0,34}W_{0,99}O_4$	$Fe_{0,66}Mn_{0,34}WO_4$	$Fe_{0,70}Mn_{0,30}WO_4$	0,34	0,66	0,52	0,43
Bo 68	Filão 2 -60	76,40	5,94	17,50	99,84	0,094	$Fe_{0,74}Mn_{0,25}W_{1,00}O_4$	$Fe_{0,75}Mn_{0,25}WO_4$	$Fe_{0,70}Mn_{0,30}WO_4$	0,25	0,75	0,33	0,43
Bo 86	Venise -110	76,20	8,72	14,73	99,65	0,092	$Fe_{0,62}Mn_{0,37}W_{1,00}O_4$	$Fe_{0,63}Mn_{0,37}WO_4$	$Fe_{0,63}Mn_{0,37}WO_4$	0,37	0,63	0,59	0,59
Bo 89	S.António -160	75,70	8,72	15,25	99,67	0,092	$Fe_{0,64}Mn_{0,37}W_{0,99}O_4$	$Fe_{0,63}Mn_{0,37}WO_4$	$Fe_{0,63}Mn_{0,37}WO_4$	0,37	0,63	0,59	0,59
Bo 95	Filão deitado -160	76,60	7,81	15,44	99,85	0,092	$Fe_{0,65}Mn_{0,33}W_{1,00}O_4$	$Fe_{0,66}Mn_{0,34}WO_4$	$Fe_{0,63}Mn_{0,37}WO_4$	0,34	0,66	0,52	0,59
Bo 104	Brecha -48	75,70	6,21	17,69	99,60	0,094	$Fe_{0,75}Mn_{0,27}W_{0,99}O_4$	$Fe_{0,74}Mn_{0,26}WO_4$	$Fe_{0,70}Mn_{0,30}WO_4$	0,26	0,74	0,35	0,43
Bo 105	S.António -85	75,70	9,30	14,67	99,67	0,092	$Fe_{0,62}Mn_{0,40}W_{0,99}O_4$	$Fe_{0,61}Mn_{0,39}WO_4$	$Fe_{0,63}Mn_{0,37}$	0,39	0,61	0,59	0,59
Stock 1		73,5	5,04	20,01	98,55		$Fe_{0,85}Mn_{0,22}W_{0,96}O_4$	$Fe_{0,79}Mn_{0,21}WO_4$				0,26	
" 2		73,4	5,82	18,61	97,83		$Fe_{0,79}Mn_{0,25}W_{0,96}O_4$	$Fe_{0,76}Mn_{0,24}WO_4$				0,32	
" 3		72,5	5,97	18,75	97,22		$Fe_{0,79}Mn_{0,25}W_{0,95}O_4$	$Fe_{0,76}Mn_{0,24}WO_4$				0,32	

Quadro 23- Composição de volframites da Borralha.

de 546 nm, um valor máximo de 18,7% e um mínimo de 16%. Quanto aos valores do PR da ferberite e huebnerite, não existem informações quantificadas; segundo UYTENBOGAARDT e BURKE (1971), os PR da ferberite e da huebnerite são respectivamente, maiores e menores do que os da volframite.

Outras propriedades físicas podem ser utilizadas na identificação dos termos da série da volframite. No quadro 24 referem-se algumas dessas propriedades bem como as suas características para cada um dos três grupos da série.

Mineral	Cor	Birreflectância	Anisotropia	Reflexões internas
Ferberite	Branco-acinzentada	Não observável	Nítida	Ausentes
Volframite	Cinzento a Branco-acinzentada	Fraca a nítida	Fraca a nítida	Vermelho-escuras
Huebnerite	Cinzenta	Nítida	Forte	Vermelhas

Quadro 24- Algumas propriedades físicas do grupo da volframite.

Não dispondo de análises quantitativas relativas à variação da composição dos cristais de volframite, baseámo-nos nas variações do poder reflector, fracas mas discerníveis, para definir, embora grosseiramente, a tendência da variação da relação Mn/Fe no decurso do crescimento dos mesmos. Se houver variação num mesmo cristal é possível analisar a sua tendência bem como verificar a existência ou não de zonalidade.

Como já foi verificado à escala do jazigo, não há variações notáveis nas composições globais das volframites, nem a composição parece obedecer a nenhuma regra como por exemplo o aumento do teor em $MnWO_4$ com a profundidade.

À escala da amostra, os cristais não são geralmente homogéneos, mostrando, portanto, variações nas suas características ópticas

que levam a admitir que sejam devidas a variações de composição. Mais precisamente, os cristais apresentam, normalmente, tendência para exibirem na sua periferia cor mais clara e mais alto poder reflector que nas zonas centrais. Contudo, há casos em que a análise conduz a uma conclusão diversa, pelo que tentaremos seguidamente apresentar uma síntese das situações tipo encontradas no decorrer do estudo metalográfico de numerosas amostras de volframite (fotos 35 a 38).

Deve porém sublinhar-se desde já que, em determinadas amostras, pode estar representada mais que uma situação-tipo, a saber:

1- Os cristais de volframite iniciam o seu crescimento por uma fase com um dado poder reflector, sendo posteriormente corroídos ou fracturados, após o que se deposita uma fase com um mais alto PR. Esta última fase aparece sistematicamente ao longo das fracturas, em pequeníssimos geodes ou na proximidade do quartzo, da scheelite ou de sulfuretos. O núcleo volframítico forma um cristal prismático, sendo posteriormente esse cristal "nutrido" pela deposição de um termo com diferente composição. De referir que a scheelite se instala frequentemente ao nível de uma brusca descontinuidade do PR, traduzindo esta, pelo menos, uma variação na composição da volframite. Este facto constitui também uma primeira prova do aparecimento precoce do tungstato de cálcio no contexto do jazigo. Esta é a situação-tipo mais comum;

2- Os cristais de volframite podem exibir aspecto muito diferente do referido, isto é apresentar-se homogéneos, "manchados" ou venulados, aspectos que conduzem a uma textura complexa no detalhe;

3- Cristais caracterizados pela existência de um núcleo de PR mais elevado e de uma bordadura constituída por uma fase ou uma associação de duas fases de PR mais baixo. Localmente o núcleo é invadido por uma ou outra destas fases. De assinalar que estes cristais quando se encontram em contacto com filitos ferrosos, nunca são penetrados para além da periferia de PR mais baixo. Mais precisamente, os cristais filitosos que penetram no cortex estão sistematicamente rodeados por uma fina película de PR mais baixo. De notar que as fracturas, os geodes e a vizinhança de pi-

rite são marcadas por uma diminuição do PR. Esta situação opõe-se completamente à descrita em 1. Outro facto importante nesta situação é que a scheelite é anterior a uma das volframites presentes, tendo-se mesmo observado um caso de pseudomorfose de volframite depois de scheelite.

Outras situações aparecem esporadicamente. É notório a do aparecimento de uma geração de pequeníssimos cristais de volframite, por vezes com a forma de almofada. Apresentam-se algumas vezes incluсos ou blindados por cristais de ex-pirrotite (agora pirite) ou implantados sobre os cristais maiores de volframite, conferindo-lhes neste caso um aspecto de crista de galo. Estes pequenos cristais, pela sua posição relativamente aos grandes cristais de volframite ou aos dos sulfuretos, afiguram-se-nos como uma geração mais tardia em comparação com a geração principal, comportando-se como uma "arrière-garde" desta última(fotos 36 e 38).

Pelas suas características ópticas, esta geração de volframite é semelhante à que ocorre na bordadura dos cristais referidos na situação 3.

As reflexões internas de cor vermelha em luz reflectida e a cor vermelha cardinal em luz transmitida levam-nos a concluir que os pequenos cristais são ligeiramente transparentes e correspondem a termos volframíticos mais ricos em $MnWO_4$.

Do estudo metalográfico das amostras de volframites provenientes de diferentes filões e diferentes níveis, pode concluir-se que nesta escala de observação existem,geralmente, nos cristais várias fases com diferentes propriedades ópticas. De referir, contudo, que não parece existir qualquer regra em que o comportamento seja função do tipo de filão ou da profundidade da amostra ou natureza da encaixante.

Em função do PR e/ou anisotropia, podemos distinguir, pelo menos, três fases que devem corresponder a outras tantas de composição distinta. Se convencionarmos designar estas fases por I, II e III, cada uma delas pode caracterizar-se do seguinte modo: a anisotropia da fase I é fraca a média; a da fase II é nítida a forte e a da fase III é média; o poder reflector da fase II é relativamente o mais alto, seguindo-se o da fase III e o da fase I. Temos, portanto $PR_{II} > PR_{III} > PR_{I}$.

Se admitirmos que o aumento do PR está associado ao aumento do teor em $FeWO_4$, com base nos conhecimentos obtidos para a série da volframite, concluiremos que a fase II é a mais rica em $FeWO_4$.

Do estudo das relações geométricas entre as fases referidas pode admitir-se que a fase I, a mais importante, é a mais antiga e a fase III a mais recente. Na figura 43 apresenta-se um esquema em que se relaciona o tipo de fase com as situações tipo, atrás descritas.

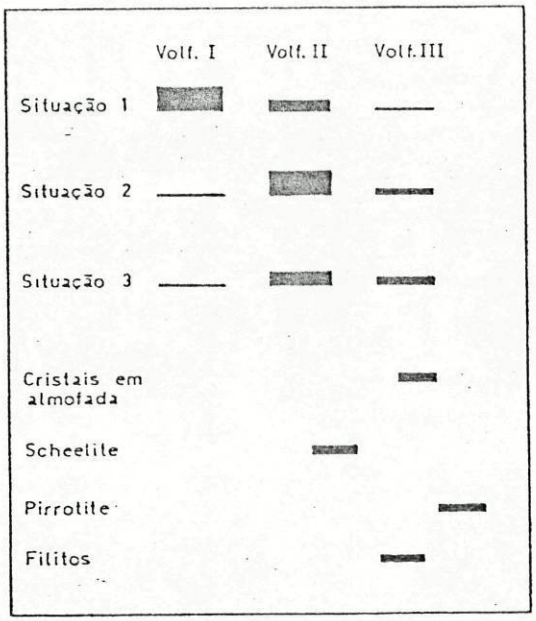


Fig.43- Caracterização esquemática dos diferentes tipos de associação de volframites e seu posicionamento na sequência mineral.

Face aos resultados podemos concluir que existem efectivamente variações da relação MnO/FeO ao nível do cristal. Embora essas variações não sejam de grande amplitude, as observações permitem garantir que a fase mais recente, revela uma composição que se caracteriza por teores mais fracos em FeO, isto é, mais "huebnerítica".

Tendo em vista a melhor caracterização das fases volframíticas presentes, efectuamos numerosas medições de PR e determinamos as birreflectâncias em muitas amostras de volframite. Apesar de

não termos recorrido a secções orientadas, foi possível obter algumas informações àcerca das propriedades ópticas das fases consideradas.

Na figura 44 estão representados quatro conjuntos de curvas que representam as variações de PR máximo e mínimo das volframites das fases I, II e III e ainda de acordo com os valores constantes das tabelas de UYTENBOGAARDT e BURKE (1971). Como pode observar-se, o PR não apresenta variações sensíveis em função do comprimento de onda utilizado, isto é, a dispersão é pequena. Além disso, as birreflectâncias, apesar de variáveis, podem considerar-se pequenas (quadro 25).

	Fase I	Fase II	Fase III
Anisotropia	Fraca a média	Forte	Média
Reflexões internas	Não observadas	Observáveis (Vermelho-escuro)	Nítidas (Vermelho)
PR (λ = 540)	16,1 - 17,0	16,0 - 18,4	15,5 - 17,6

Quadro 25- Algumas propriedades ópticas das volframites da Borralha.

Relativamente à fase I, as birreflectâncias observadas são menores que para a fase II, apresentando esta última características semelhantes às constantes nas tabelas para o caso das volframites. Nas fases presentes na Borralha, aquela que apresenta mais fraca anisotropia possui também mais fraca birreflectância. Parece, contudo, verificar-se uma discordância relativamente às características propostas por UYTENBOGAARDT e BURKE (1971) para os termos da série das volframites. Se admitirmos que a diminuição do PR está associada à diminuição do teor em $FeWO_4$, o que aliás parece lógico pois os termos huebneríticos são já transparentes, a fase I seria mais pobre em $FeWO_4$ que a fase II. Ora segundo aqueles autores, a fase I deveria apresentar maior birreflectância, o que não se verifica, o mesmo acontecendo relativamente às fases II e III. Contudo, neste caso, temos a certeza que a última fase é mais pobre em ferro que a fase intermédia, facto comprovado pelo exame à microssonda bem como pela presença de nítidas reflexões internas e pela cor em lâmina delgada.

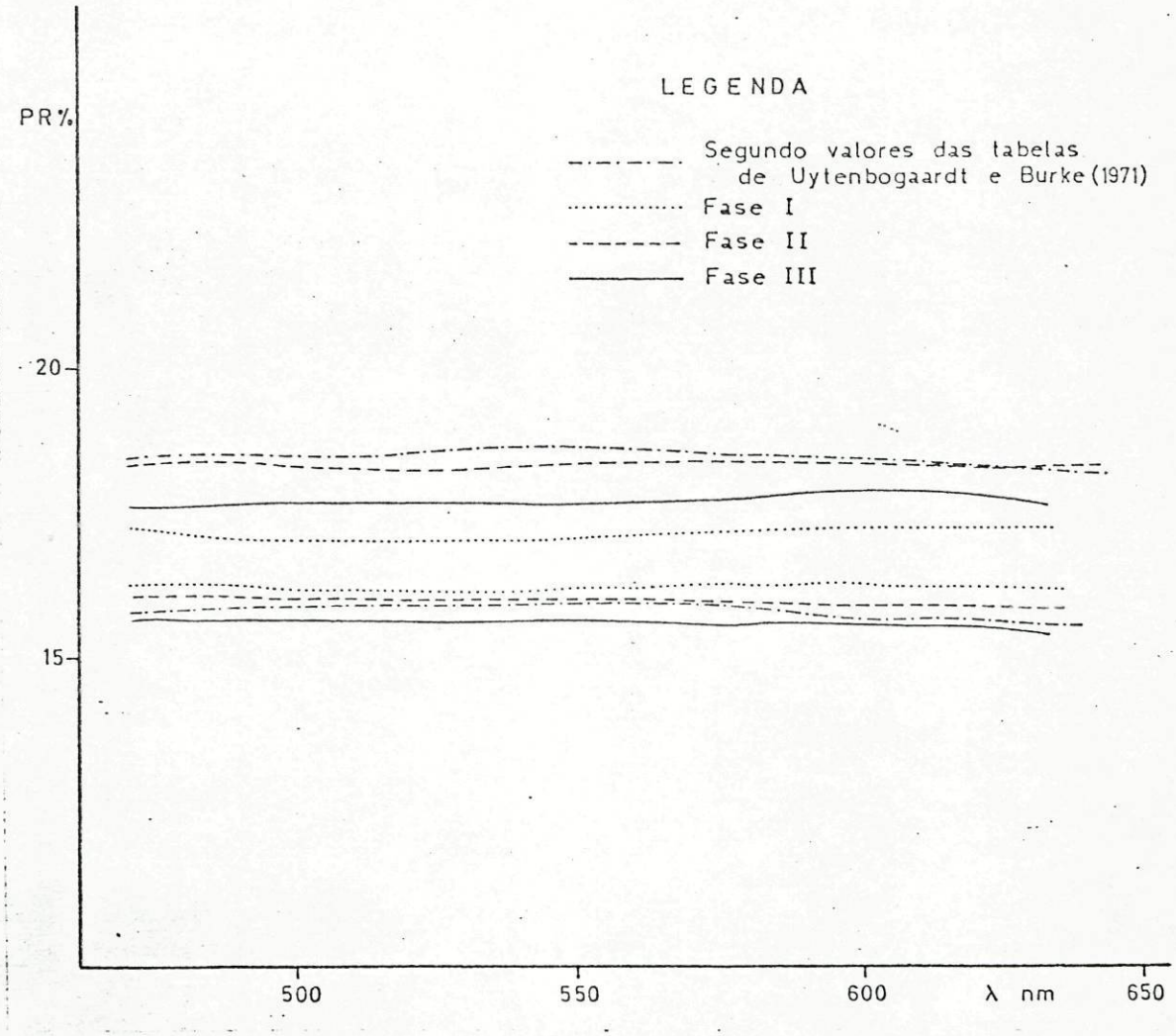


Fig.44- Curvas de reflectância máxima e mínima dos diferentes tipos de volframite.

A correlação da composição das volframites com as suas características ópticas é um assunto que nos parece dever merecer uma certa atenção e que desenvolveremos em futuro trabalho.

Microssonda electrónica

Como já referimos, não nos foi possível recorrer à utilização sistemática da microssonda electrónica, para o estudo das variações de composição à escala do cristal. Uma vez que a observação ao microscópio de reflexão revelou desde logo que os cristais de volframite não eram homogéneos, seria tentador poder utilizar a microssonda para comprovar aquele facto.

Infelizmente, não podemos ir além de alguns conjuntos de análises semi-quantitativos de Fe e Mn, que, contudo, nos deram uma ideia acerca do comportamento daqueles elementos à escala do cristal de volframite.

Um conjunto de análises (embora único) permitiu resultados que, se fosse válido generalizar, comprovariam uma das situações tipo, referidas no estudo metalográfico. As análises consistiram no traçado de um trajecto completo, segundo a, num cristal de volframite; as análises de Fe e Mn num total de 63, referiam-se a pontos espaçados de 92 ..Os resultados encontrados estão presentes na figura 45 . Como pode verificar-se, o conjunto de análises revela uma heterogeneidade no cristal, caracterizada por um certa "zonalidade" sendo a zona mais central mais ferrífera e as zonas periféricas mais pobres em ferro.

A observação ao microscópio metalográfico revelou que no cristal analisado se verificava uma situação do tipo 3, pelo que se pode afirmar que a uma diminuição de PR está associada uma diminuição do teor em Fe.

5.4.3. Scheelite

Este tungstato tem nos filões da Borralha uma representatividade relativamente grande, porém cerca de quatro vezes menor que a da volframite.

Possui dois modos distintos de ocorrência:

A - agregados de cristais anédricos intimamente associados a volframite;

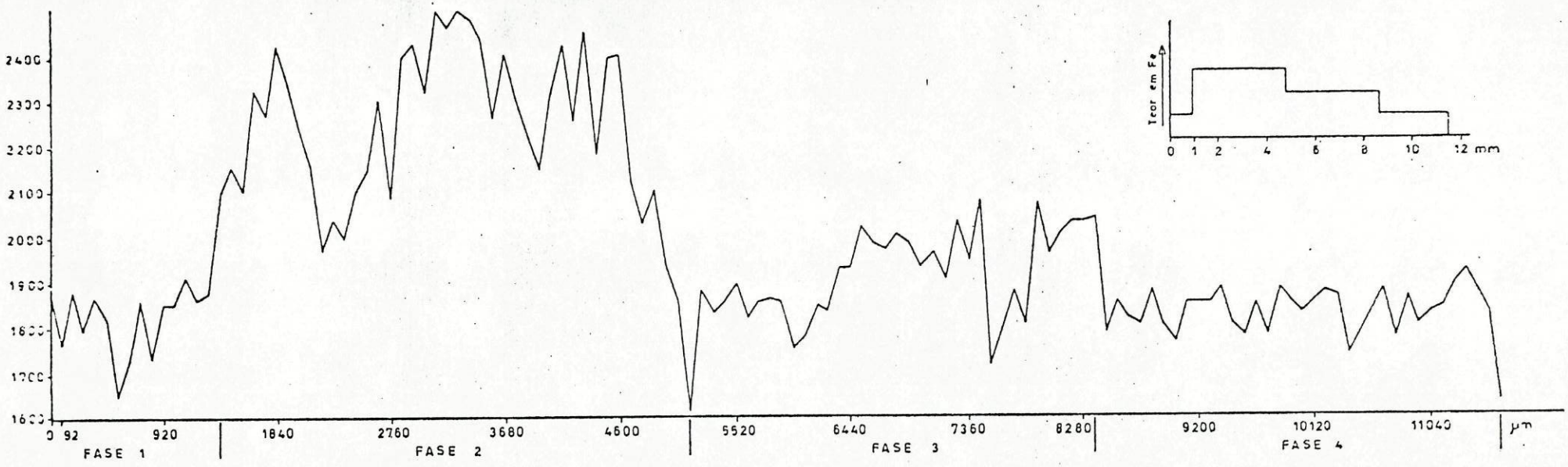


Fig.45- Perfil efectuado à microssonda sobre um cristal de volframite.

B - cristais euédricos não tão dependentes daquele outro tungstato.

O primeiro modo de ocorrência é sem dúvida o mais comum e a associação espacial com as volframites é quase constante, sendo vulgar a substituição desta pela scheelite. Referimo-nos às volframites I e II pois, como já tivemos oportunidade de salientar, casos há, embora muito raros, em que se verifica uma substituição da scheelite pela volframite, havendo a registar a ocorrência de uma amostra exibindo uma pseudomorfose de volframite depois de scheelite, revelando-se esta volframite mais rica em manganês. O inter-relacionamento existente entre a volframite e a scheelite bem como as características desta última permitem garantir que a sua formação foi um fenómeno que ocorreu precocemente no contexto do jazigo.

A ocorrência de cristais euédricos de scheelite é relativamente rara. Estes possuem dimensões que variam de escassos milímetros até 7 cm; a sua perfeição e, em certos casos, embora raros, a sua hialinidade constituem verdadeiras raridades mineralógicas. São cristais piramidais em que se associam a pirâmide tetragonal de 1ª e a pirâmide tetragonal de 2ª. No caso de cristais mais hialinos e incolores as faces de pirâmide de 1ª são estriadas. Normalmente, os cristais exibem uma cor amarelada e ocorrem em cavidades que foram posteriormente preenchidas por minerais mais tardios, sendo habitual os cristais de scheelite apresentarem-se envolvidos por feldspato potássico e/ou clorites (foto 70).

Independentemente do modo de ocorrência, a scheelite fluoresce em azul quando irradiada por luz ultravioleta com comprimento de onda de 2000 a 3000 Å. Este facto permite garantir que se trata de scheelite pura ou com uma componente powellítica inferior a 2 mol.%, caso contrário fluoresceria em amarelo (HSU e GALLI, 1973).

5.4.4. Molibdenite

Ocorre com relativa frequência nos filões, embora seja mais comum no sector poente do jazigo, com uma tendência a concentrar-se nas zonas próximas dos encostos dos filões. A molibdenite apre-

senta diversos modos de ocorrência:

1- em pequeníssimos cristais, associados às moscovites dos encostos, à volframite e à scheelite, instalados nos seus planos de clivagem ou em fracturas. Estes cristais constituem agregados pequenos, dificilmente perceptíveis. Este é o modo de ocorrência mais generalizado no jazigo;

2- em agregados escamosos, constituídos por cristais subédricos, bem visíveis com a característica clivagem basal evidenciada pelo brilho metálico intenso, ou ainda em rosetas e finas placas hexagonais.

Os modos de ocorrência descritos no segundo caso, são os mais facilmente observados e surgem mais frequentemente nas zonas filonianas onde a molibdenite é o único ou o mais abundante mineral que acompanha o quartzo. É frequente a sua associação, pelo menos espacial, com pequenos cristais de moscovite, que também atapetam as cavidades que por vezes contêm pequenos cristais hexagonais de molibdenite. São relativamente raros os casos em que se observa a molibdenite em zonas ricas de outros sulfuretos.

5.4.5. Calcopirite - Blenda

A calcopirite é o sulfureto mais comum nos filões da Borralha apresentando-se geralmente em massas e muito raramente em cristais euédricos. Habitualmente a calcopirite ocorre em cristais maclados polissintéticamente segundo um sistema simples ou duplo, e neste último caso a relação entre os indivíduos de macla pode ser ortogonal ou oblíqua com um ângulo da ordem dos 70°; os indivíduos da macla são lamelares e frequentemente fusiformes. Contudo, existem cristais com maclagem complexa que se manifesta por domínios irregulares de tendência poliédrica.

A blenda é menos abundante do que a calcopirite. Estes dois sulfuretos apresentam-se quase sempre associados e na maior parte dos casos, a blenda é dificilmente visível à vista desarmada.

A associação calcopirite-blenda é do tipo "inclusões recíprocas" e envolve dois tipos de ocorrência:

- calcopirite, em cristais maclados, com inclusões de blenda;
- calcopirite inclusa em cristais subédricos de blenda. Estes podem ou não estar inclusos na calcopirite (no 1ºcaso há calcopiri-

te inclusa em blenda e esta inclusa em calcopirite).

Todavia existem ocorrências de calcopirite não associada à blenda. Temos nesta situação a calcopirite a preencher fracturas e espaços vazios da volframite e da scheelite. Esta calcopirite apresenta-se maclada polissinteticamente mas não contem inclusões de qualquer tipo.

As relações mútuas entre estes dois sulfuretos principais, calcopirite-blenda, mereceram da nossa parte uma certa atenção, pois da sua análise deduziram-se alguns factos que contribuiram, de algum modo, para o conhecimento da respectiva sequência de deposição bem como das condições que presidiram à sua formação.

5.4.5.1. Inclusões de blenda na calcopirite

Como já referimos, a calcopirite ocorre especialmente associada a outros sulfuretos, apresentando normalmente inclusões de blenda. Estas inclusões são de vários tipos, a saber:

- cristais cruciformes de 2 a 4 μ (foto 44);
- cristais de dimensões variáveis (50 - 100 μ), com contornos irregulares mas a tenderem no seu conjunto para a forma de cruz, estrela ou mesmo de cristal subédrico, podendo ainda observarem-se todas as formas intermédias entre as duas primeiras e a última. Os contornos dos cristais são sempre finamente recortados e contêm no seu interior minusculas inclusões de calcopirite, adquirindo o conjunto um aspecto mais ou menos rendilhado (fotos 43 e 44);
- cristais alongados, cujo comprimento chega a atingir 400 μ, dispostos frequentemente nos limites intergranulares da calcopirite;
- grandes cristais que constituem ilhas no seio da calcopirite e são mais frequentes nas proximidades dos contactos entre a blenda e calcopirite (foto 45).

Como se depreende, a blenda inclusa na calcopirite ocorre normalmente quer sob a forma de inclusões maiores, que podem atingir alguns milímetros e que possuem, por sua vez, inclusões de calcopirite, ou em inclusões de menor dimensão de forma alongada ou cruciforme.

As inclusões maiores encontram-se habitualmente na dependên-

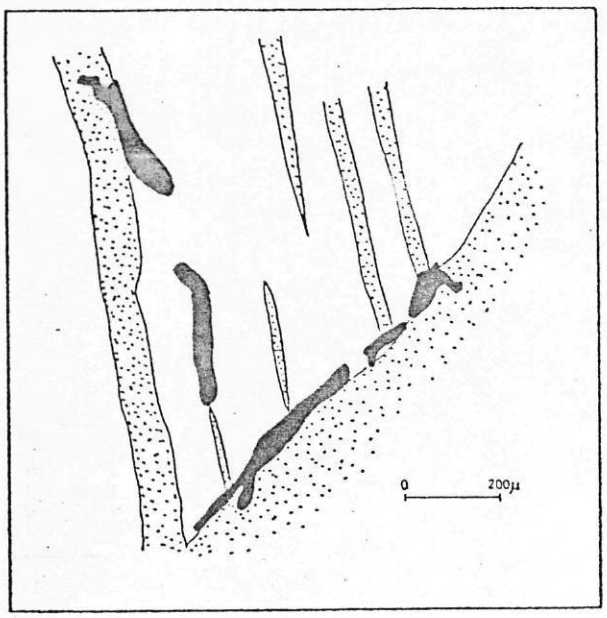
cia do contacto da calcopirite com a blenda e resulta da "invasão" desta pela calcopirite, dando lugar a "ilhas" de blenda no seio da calcopirite. As inclusões menores são comuns no seio da calcopirite. As formas alongadas, menos frequentes, dispõem-se normalmente nos limites intergranulares e as formas cruciformes dispõem-se ordenadamente no interior dos cristais. O conjunto destas últimas definem alinhamentos que mostram, frequentemente, certa relação com a maclagem da calcopirite (fig.46 b).

Nas maclas mais comuns, lamelares fusiformes, as inclusões não mostram orientação preferencial em relação aos planos de macla sugerindo em muitos casos que as inclusões são posteriores a este tipo de maclas. Neste caso, os alinhamentos das inclusões são variáveis relativamente às orientações das maclas lamelares. Contudo, deve sublinhar-se que, quando este tipo de inclusões está presente, a calcopirite exibe também outro tipo de maclagem, de geometria irregular mas de tendência poliédrica e normalmente acomodada à forma das inclusões. Este facto sugere que este tipo de maclagem está directa ou indirectamente relacionado com a presença de inclusões no seio da calcopirite, havendo ,portanto, um relacionamento entre a formação das maclas e a ocorrência das inclusões cruciformes de blenda (fig. 46). Em contrapartida, e como já referimos, estas inclusões não estão especificamente ligadas, nem a determinado sistema nem a determinados indivíduos de maclagem lamelar fusiforme, e as suas relações geométricas sugerem uma posterioridade das inclusões relativamente à maclagem. Admitindo que este último tipo de maclas é singenético, a blenda das inclusões sendo posterior é independente da geração de blenda invadida pela calcopirite, pelo que corresponde a uma outra geração,ao que parece,resultante de exsolução a partir da calcopirite.

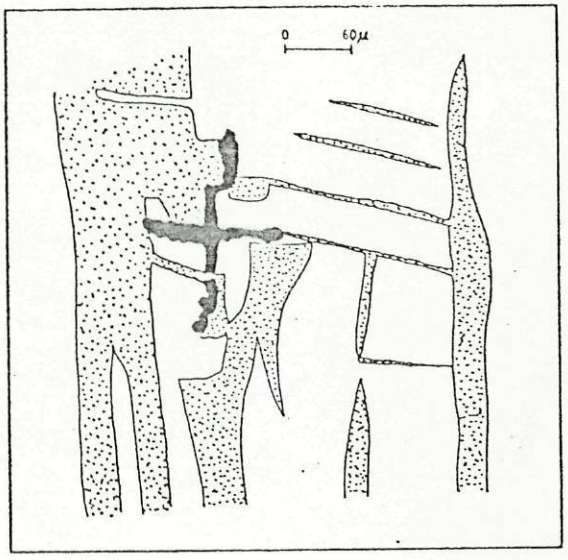
Algumas das inclusões menores são semelhantes às descritas por RAMDOHR (1969) que as designou "Sphalerite stars" e as considerou como resultantes de fenómenos de exsolução. A formação de exsoluções conduz à formação de maclas (AOKI, 1971; MARIGNAC, 1976).

5.4.5.2. Inclusões de calcopirite na blenda

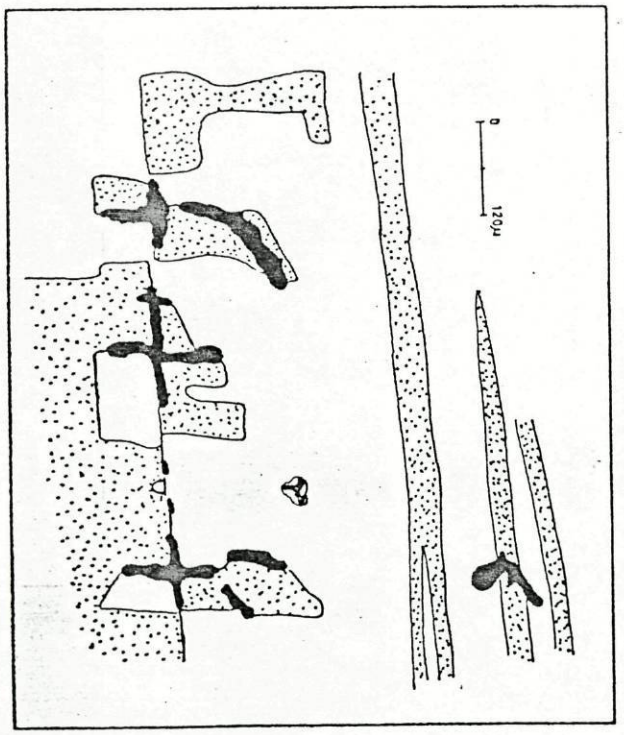
Normalmente, a blenda apresenta-se rica em inclusões de calcopirite. Em função da sua forma e dimensões, podem considerar-se di-



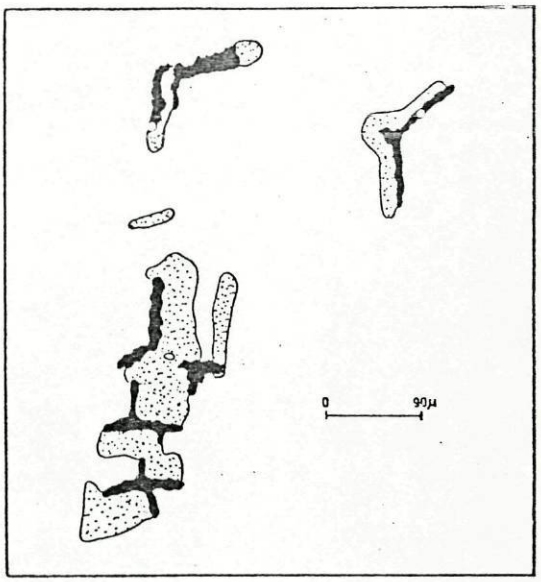
a



c



b



d

Fig.46- Relacionamento das inclusões de blenda com a maclagem da calcopirite hospedeira.(observações em luz reflectida com os nicois ligeiramente descruzados)(negro-blenda; ponteado-clivagem da calcopirite; branco-calcopirite não maclada).

ferentes tipos de inclusões:

- emulsões finas, que por vezes conferem anisotropia à blenda;
- cristais subédricos de dimensões variáveis (20 - 300μ);
- lineares ou venulares.

A distribuição de qualquer um destes tipos de inclusões não obedece aparentemente a qualquer regra; contudo em certos casos observa-se uma diminuição do tamanho das inclusões do centro para a periferia dos cristais de blenda cuja parte central é ocupada por inclusões subédricas de calcopirite (20 - 40μ) ao passo que as emulsões predominam nas zonas externas. As inclusões lineares, embora sejam mais frequentes na periferia dos cristais de blenda, encontram-se normalmente distribuidas por todo o cristal, dispondo-se segundo direcções cristalográficas preferenciais da blenda, em alinhamentos. Existem outros alinhamentos de igual ou diferente orientação geralmente relacionados com as vénulas de calcopirite secante relativamente à blenda e a algumas inclusões subédricas, cuja distribuição, em certos casos, sugere uma relação com a possível fragmentação das vénulas. Nestes cristais, a calcopirite apresenta-se frequentemente associada à pirrotite(foto 41).

É comum a ocorrência de uma orla desprovida de inclusões, nomeadamente do tipo emulsão, quer na zona periférica de cristais de blenda incluídos em calcopirite, quer rodeando cristais subédricos e vénulas de calcopirite contidas na blenda(foto 39).

Todos os factos que acabamos de referir podem ser observados quer em grandes cristais de blenda, incluídos na calcopirite, quer em cristais não inclusos na calcopirite, mas espacialmente próximos desta. A calcopirite inclusa na blenda ocorre portanto sob várias formas. Se algumas delas sugerem fenómenos de exsolução, outras, as mais abundantes, lembram fenómenos de substituição.

As inclusões que consideramos como exsoluções são as de menor dimensão, constituindo habitualmente, uma fina emulsão de calcopirite no seio da blenda. Destacam-se nas blendas que não se encontram em contacto com calcopirites. A exsolução da calcopirite ter-se-ia efectuado no decorrer do crescimento da blenda pois assiste-se, em alguns casos, a uma eliminação da calcopirite intersticial para as

bordaduras e limites intragranulares de blenda, dando lugar, neste caso, a inclusões ponticulares de maior dimensão (foto 40).

As inclusões, mais vulgares, resultam de um processo de substituição da blenda ao longo de direcções cristalográficas preferenciais, como o comprova o caracter simplectítico de muitas das vénulas de calcopirite presentes na blenda. Estas vénulas originam frequentemente inclusões lineares alinhadas, as quais no seu conjunto, conferem aspecto reticular característico às inclusões de calcopirite na blenda. Tratar-se-ia, portanto, de introdução de uma calcopirite pós-blenda ao longo de direcções preferenciais(foto 42).Estas direcções são aproveitadas por outros minerais que ocorrem também na blenda em inclusões lineares acompanhando ou não a calcopirite; é o caso da pirrotite (por vezes sob a forma de sub-inclusão), da pirite e da bismutinite, entre outras. É difícil conceber um processo responsável pela exsolução simultânea ou sucessiva de todos estes sulfuretos, uma vez que todos eles ocorrem sob a forma de inclusões na blenda.

Da análise da relação calcopirite-blenda conclui-se que existe posterioridade da calcopirite relativamente à blenda e que em cada uma destas fases houve, independentemente no tempo a exsolução recíproca da outra fase. Portanto, a exsolução da calcopirite na blenda foi anterior à fase principal de deposição da calcopirite e a exsolução de blenda na calcopirite foi posterior à substituição da blenda pela calcopirite.

5.4.6. Pirite

É de salientar que a maior parte da pirite foi gerada a partir de uma antiga pirrotite, observando-se em muitos casos pequenas relíquias deste último sulfureto no seio dos cristais de pirite. A esta pirite atribuiremos a indicação II(foto 47).

Porém, alguma pirite parece ser contemporânea da formação de outros sulfuretos mais representativos nomeadamente da pirrotite e da blenda. Apresenta-se então normalmente em cristais euédricos envolvidos por outros sulfuretos. Designa-la-emos por pirite I.

É frequente observar-se uma automorfização dos cristais de pirite, os quais se tornam de maiores dimensões. Este facto é geralmente paralelo a um outro, caracterizado pela ocorrência de pe-

quenos cristais que se vão empilhando e constituindo agregados que acabam por "invadir" a calcopirite e a blenda, substituindo-as epitaxicamente. Tudo indica que estes fenómenos são simultâneos com a formação da pirite II, derivada da pirrotite.

A pirite II exibe normalmente um bom polimento, no entanto há casos em que o polimento é mau. Paralelamente a este facto observam-se pequenos cristais de hematite no seio da pirite e, simultâneamente, a ocorrência de marcassite intimamente associada à pirite. Verifica-se, pois, como que uma simetria entre a ocorrência de um mau polimento, devido à existência de numerosos e minúsculos vazios, e o aparecimento da hematite e/ou marcassite mais siderite, podendo observar-se a passagem lateral de pirite II, com inclusões de pirrotite, a pirite II "instabilizada" mais marcassite(foto 47).

É de referir que nos casos em que a pirite se apresenta em contacto com a clorite vermicular se assiste como a que uma reorganização da pirite, caracterizada por uma passagem de limites irregulares a lisos, correspondendo estes a faces planas, havendo fases intermédias, em que se verifica um empilhamento semelhante ao atrás referido. Temos, portanto, paralelamente à formação da clorite vermicular, a recristalização de uma pirite(foto 67).

Associada a uma fase de siderite ou de quartzo, existe uma fase de pirite tardia caracterizada por pequenos cristais euédricos tornados esqueletiformes por aquelas outras fases. Designá-la-emos por pirite III. Em muitas cavidades ocorre uma pirite ainda mais tardia, pirite IV, sob a forma de pequenos cristais que se distribuem por vezes sobre minerais mais antigos, nomeadamente a adulária e a siderite, dando a ideia de estes terem sido polvilhados por aquele sulfureto.

5.4.7. Pirrotite

É um mineral relativamente pouco representado. Ocorre em relíquias na pirite II, constituindo, assim, um testemunho da sua transformação neste mineral. Pode ainda surgir no seio da calcopirite e da blenda.

Na blenda, a pirrotite aparece associada às inclusões maiores de calcopirite. De referir, também, a passagem gradual de um tipo de blenda com grandes inclusões mistas com pirite I - pirro-

tite a um segundo tipo onde toda a pirrotite deu lugar a pirite II. Na calcopirite, a pirrotite aparece, essencialmente, em inclusões isoladas em forma de chama ou intimamente associada à blenda e/ou à bismutinite. Em alguns destes casos, as inclusões de blenda, que noutras circunstâncias apresentam uma forma mais ou menos irregular, têm uma tendência a automorfizar-se. Trata-se de um fenómeno idêntico ao observado na calcopirite em exsolução na blenda; ali as emulsões de calcopirite desapareciam em proveito de uma individualização de cristais maiores. Parece pois existir uma simetria entre:

- o desaparecimento das emulsões de calcopirite na blenda, a favor de uma individualização de calcopirite em cristais maiores, de calcopirite mais pirrotite ou, ainda, de pirrotite mais bismutinite;
- a automorfização das inclusões de blenda na calcopirite, quando aquela aparece associada à pirrotite, à bismutinite-bismuto nativo ou aos três.

Devido principalmente à finíssima granulometria da pirrotite, não efectuámos o seu estudo específico para melhor a caracterisarmos do ponto de vista estrutural e químico. No entanto ela é monoclínica.Tal afirmação deve-se ao facto da ocorrência de um sulfureto (que identificamos ao microscópio como pirrotite) cuja susceptibilidade magnética permite a sua separação juntamente com a magnetite na fracção magnética obtida no separador "FRANTZ" funcionando com 0,1 A.

5.4.8. Minerais de bismuto e prata

A bismutinite e o bismuto nativo são os dois minerais de bismuto mais comuns. Apresentam-se, quase sempre, na dependência dos sulfuretos "maiores", isto é, da calcopirite, da blenda e da pirite.

5.4.8.1. Bismutinite

Aparece geralmente no seio da calcopirite, sob várias formas:

- associada a um outro sulfureto "maior", caso mais corren-

te;

- em cristais independentes;
- em associação íntima com o bismuto nativo.

Além de ocorrer principalmente associada à calcopirite, pode encontrar-se incluída na blenda e/ou na pirite, ou preenchendo fracturas na volframite. Em todas estas circunstâncias apresenta-se em cristais de pequena dimensão e muito subordinada.

Os cristais de maiores dimensões ou ocorrem independentemente de outros minerais metálicos, no seio de uma ganga clorítica, e possuem nestas circunstâncias hábito acicular; ou associados à molibdenite, bismuto nativo, e calcopirite. Nesta última situação, a bismutinite, contem, vulgarmente, inclusões goticulares de calcopirite.

5.4.8.2. Bismuto nativo

Apresenta-se em pequenos cristais geralmente arredondados, no seio da calcopirite e na dependência da bismutinite ou da galena. Neste último caso o conjunto bismuto-galena toma um aspecto mirmequítico. Estas texturas mirmequíticas desenvolvem-se na calcopirite, na vizinhança do contacto calcopirite-quartzo ou calcopirite--clorites. Mais raramente, a associação bismuto-galena, ocorre no interior da pirite ou isoladamente no seio da ganga clorítica. A associação bismutinite-bismuto nativo encontra-se, frequentemente associada aos cristais de blenda inclusos na calcopirite. Quando associado à molibdenite, apresenta-se em cristais maclados de dimensões superiores às das outras associações, envolvendo os cristais daquele sulfureto, com aspecto muito particular.

5.4.8.3. Sulfossais

Associadas à calcopirite e, neste caso, normalmente localizadas nos contactos calcopirite-quartzo, calcopirite-clorites ou, ainda, isoladas no seio da ganga clorítica, ocorrem fases minerais que, embora menos comuns, aparecem repetidamente no decurso do estudo dos minerais metálicos da Borralha.

Relativamente a estas fases, procuramos fazer a sua caracterização o mais promenorizadamente possível. Contudo, a carência de meios não nos permitiu atingir uma classificação precisa. Recor

remos, para o efeito ao estudo metalográfico e a algumas análises semiqualitativas, recorrendo à microssonda. As dimensões sob que ocorrem estas fases minerais, não nos permitiram a sua individualização para estudo ao raio X.

Incluimos estas fases minerais nos grupos dos minerais de bismuto e prata, pois o seu estudo revelou, como iremos ver, a presença destes elementos. Designaremos as diferentes fases por X, Y, W e Z.

A fase X ocorre associada à galena, ao bismuto nativo e a uma outra fase, a fase Y, que veio a revelar-se muito rica em prata. Possui cor branca, com tons de amarelo, poder reflector muito semelhante ao da galena e anisotropia fraca. A sua representatividade é pequena.

A fase Y ocorre nas mesmas condições da fase X, isto é, espacialmente associada à calcopirite. Constitui associações complexas com a galena, o bismuto nativo e a fase X. Apresenta cor castanho-esverdeada, poder reflector variável entre 24,6 e 29,2%, é isotrópica e a microdureza V_{H5} varia entre 93 e 128.

No quadro 26 apresentam-se as análises de Bi e Ag de cada uma das fases indicadas e sua comparação quer com as da calcopirite, da galena e do bismuto nativo, que lhe estão associados quer com as dos padrões utilizados (os valores indicados são valores médios e referem-se ao número de impulsos).

	Bi	Ag
Fase X	4637	3306
Fase Y	493	11074
Calcopirite	878	672
Galena	745	180
Bismuto nativo	10418	53
Padrão Ag	350	21030
Padrão Bi	10490	52

Quadro 26 - Sulfossais de bismuto e prata(análise semi-qualitativa à microssonda).

A consulta do quadro permite verificar que a fase X apresenta um certo teor em Ag e Bi e que a fase Y, possui alto teor em Ag, a calcopirite, pelo menos na vizinhança das presentes fases, apresenta teores dos dois elementos não desprezáveis, enquanto

que a galena só se revela bismutífera.

Em nossa opinião, a ocorrência destas fases justifica em grande parte o teor de 0,3% em Ag existente nos concentrados de sulfuretos e elas são também sulfuretos.

A fase W aparece intimamente associada à calcopirite, constituindo frequentes associações mirmequíticas muito finas. Quando surge em cristais isolados, inclui frequentes vezes, pequeníssimos cristais de bismuto nativo. No seu contexto ocorre além da bismutinite uma outra fase, a fase Z. Possui cor rósea com tom acastanhado, ligeiramente pleocróica, poder reflector entre 31--34,2% e anisotropia nítida, entre o castanho-avermelhado e o castanho-alaranjado. A microdureza V_{H10} varia entre 220 e 258.

A fase Z aparece, como se disse anteriormente, intimamente associada à fase W, ao bismuto nativo e, não raramente, também na dependência espacial de inclusões de blenda existentes na calcopirite. Possui cor branca com tom róseo, poder reflector entre 39,1-- 44,5%, anisotropia forte entre o cinzento-amarelado e o cinzento--acastanhado. A microdureza V_{H25} varia entre 167 e 210.

Estas duas fases (W e Z) foram analisadas à microssonda, tendo-se concluido que se trata de compostos complexos com vários elementos, nomeadamente cobre, bismuto e chumbo. Nas fotos 49 a 54 estão representadas as imagens para diferentes elementos e relativas a uma amostra com as duas fases presentes. Esquematicamente temos:

	Cu	Pb	As	Bi
Fase W	++	-	-	++
Fase Z	++	+	+	++

Podemos verificar que ambas as fases contêm Cu e Bi, diferindo a fase Z da W por possuir Pb e As. Assim como as fases X e Y também as fases W e Z correspondem a sulfuretos com composição mais ou menos complexa.

A existência de todas estas fases, bem como de outras de composição mais simples tais como blenda, bismutinite, pirrotite, etc., no seio da calcopirite são seguramente as responsáveis pelos valores anómalos em alguns elementos que registamos em análises espectro

fotométricas de calcopirites, pelo menos macroscopicamente, isentos de inclusões (quadro 27).

Elementos / Amostra	Ag	Pb	Sn	Bi	Zn
Bo 7	100	100	1900	100	≈ 10000
Bo 45	200	800	4400	300	3000-10000
Bo 113	300	100	2460	100	3000-10000
Bo 8	300	200	1780	300	3000

Quadro 27- Análises espectrofotométricas de calcopirites.

5.4.9. Marcassite

Ocorre, normalmente, associada à pirite II, substituindo, em muitos casos, este mineral, do qual podem ver-se, por vezes, restos no interior da marcassite. A ocorrência de numerosos vazios, que impedem um bom polimento, sugere-nos que aquela substituição foi acompanhada por uma diminuição de volume. A associação pirite-marcassite, apresenta em alguns casos, aspectos característicos (foto 47).

Juntamente com a siderite e/ou quartzo constitui arranjos com texturas lamelares. A associação com a siderite é vulgar, ocorrendo também alguma marcassite associada à goethite. Esta última ocorre principalmente nos contactos marcassite-ganga e resulta, muito provavelmente, da alteração supergénica do sulfureto.

5.4.10. Arsenopirite

É um sulfureto pouco comum nos filões quartzosos da Borralha. Embora apareça esporadicamente associada a outros sulfuretos, ocorre, em contrapartida, a preencher fracturas ou nos planos de clivagem da volframite.

5.4.11. Galena

Pode considerar-se como um sulfureto menor. Ocorre em cristais anédricos espacialmente associados a outros sulfuretos, nomeadamente calcopirite e blenda, sendo posterior pelo menos a esta última (galena I), ou intimamente associada ao bismuto nativo, normalmente com aspecto mirmequítico (galena II).

A associação com o bismuto nativo é a forma mais comum de ocorrência da galena e neste caso revela teores altos em prata e bismuto (fotos 46 e 55 a 58).

5.4.12. Estanite

Apresenta uma representatividade muito reduzida. Ocorre em inclusões na pirite II ou na vizinhança dos contactos do quartzo e da pirite com a blenda. Esta distribuição sugere que a estanite é contemporânea da pirite e que, em parte, pode ter sido exsolvida da blenda.

5.4.13. Óxidos de ferro

5.4.13.1. Hematite

Este óxido de ferro, embora relativamente raro, apresenta dois modos de ocorrência: associado à pirite II, em inclusões muito pequenas, raramente ultrapassando os 100 μ , sob a forma de cristais de contorno euédrico ou subédrico, e em muitos casos já parcialmente transformados em magnetite; embora menos vulgar e, sem dúvida, mais espectacular, é a sua ocorrência em agregados escamosos ou agregados de cristais laminares ($\simeq$ 200 μ) com maclagem polissintética, constituíndo localmente arranjos radiais. Também nestes casos a hematite se encontra parcialmente substituída por magnetite, sendo a siderite e a goethite os minerais mais comuns nos espaços intersticiais dos cristais lamelares, onde, ocorrem, também, sulfuretos maiores e a associação galena-bismuto nativo em íntima associação com a siderite.

5.4.13.2. Magnetite

Como já referimos, a magnetite ocorre associada à hematite, substituindo-a. Também aparece em cristais subédricos intimamente associados à siderite. Esta associação é frequente em fracturas da blenda e da calcopirite, bem como nas interfaces calcopirite--quartzo. Tudo indica que a magnetite é de formação posterior à associação blenda-calcopirite e está relacionada com a alteração da pirrotite.

5.4.13.3. Goethite

Este óxido de ferro é relativamente comum e ocorre associado à marcassite, à hematite, à siderite ou à calcopirite. As relações mútuas com qualquer dos minerais citados sugerem que a goethite se formou como resultado da sua alteração supergénica.

5.4.14. Quartzo

Este mineral é sem dúvida o mais representado entre os minerais da Borralha. O início da sua deposição é contemporâneo dos minerais mais precoces, nomeadamente da moscovite e da volframite, acompanhando daí por diante todas as fases de deposição mineral. O quartzo é o principal componente dos filões, pelo que estes são designados por filões quartzosos. O seu aspecto comum é maciço, homogéneo e branco leitoso. Quando em cristais euédricos, não apresenta cor leitosa, sendo mesmo, frequentemente incolor e/ou hialino, com faces de prisma bem desenvolvidas. Aqueles cristais são geralmente observados nas cavidades dos filões e dispõem-se subperpendicularmente aos encostos definindo estruturas em pente. Estas cavidades podem considerar-se relativamente raras à escala do jazigo. Devido às suas pequenas dimensões, só esporadicamente, aqueles cristais atingem comprimentos superiores a 10 cm.

Os cristais mais frequentes, são os que correspondem a um período de deposição relativamente tardio, cuja parte final foi contemporânea da deposição de adulária. São, então, comuns os cristais de quartzo revestidos de cristais euédricos deste feldspato. Esta fase de deposição foi uma das mais importantes. A ocorrência de scheelite, calcopirite, pirite, ou de clorite em inclusões no quartzo comprova, como atrás referimos, que a deposição do

quartzo acompanhou a deposição de todas as fases principais de deposição nomeadamente a dos minérios primários.

Normalmente, o estudo microscópico revela um quartzo em cristais anédricos com ligeira extinção ondulante e abundantes inclusões fluidas. Não foi possível neste quartzo delimitar as suas sucessivas gerações as quais normalmente se sobrepõem.

É de assinalar que o quartzo se apresenta, algumas vezes fortemente deformado, sendo esta deformação caracterizada por extinção fortemente ondulante e ocorrência de uma textura lamelar e, ainda, por vezes também pela existência de uma granulação seguida de recristalização. Esta deformação intensa é de carácter cataclástico e observa-se nos quartzos filonianos das proximidades de algumas falhas.

5.4.15. Moscovite

A moscovite é um mineral relativamente comum nos filões e apresenta dois modos distintos de ocorrência. Num deles, o mais vulgar, aparece em formações cristalinas de cor cinzento-rósea, dispostos preferencialmente nos encostos, em posição normal a eles, constituindo uma salbanda com estrutura em pente, a qual pode atingir 2 cm de espessura. Esta salbanda é mais comum nos filões deitados, encaixados em rochas metassedimentares (regra geral, quanto menos possante é o filão mais espessa é a salbanda). Os planos de clivagem destas moscovites, que são dos minerais mais precoces, estão, por vezes, preenchidos por minerais posteriores, nomeadamente sulfuretos (moscovite I).

A outra ocorrência é em finas camadas constituídas por pequenas lamelas que ora atapetam fracturas ou faces de cristais de quartzo, ora se alojam nalguns encostos e contactos, nomeadamente do quartzo com elementos das brechas. Este tipo de moscovite possui características macroscópicas diferentes da precedente e é-lhe posterior. Está, frequentemente, associado ao quartzo. É comum o aparecimento da molibdenite junto deste tipo de associação, o que sugere algo semelhante ao que alguns autores designam por "moscovite-greisen" (moscovite II).

5.4.16. Clorites

Ocorrem preferencialmente em associação com as fases sulfu-

retadas, o que indica contemporaniedade destas em relação às principais fases de formação de sulfuretos. Também não são raras, preenchendo fracturas e cavidades dos filões sendo neste caso um dos minerais mais tardios.

Considerando o seu hábito e as suas características ópticas reparti-las-emos por dois grupos: o das clorites lamelares e o das clorites vermiculares(fotos 59 a 67).

5.4.16.1 Clorites lamelares

São clorites que ocorrem em cristais lamelares visíveis macroscopicamente, chegando por vezes a atingir 0,5 cm. Possuem cor verde e estão geralmente associadas a sulfuretos e às clorites vermiculares. O epídoto ocorre quase exclusivamente associado a este tipo de clorites.

Quando observadas microscopicamente, surgem-nos quer em cristais com forte coloração verde e uniforme em toda a superfície (lamelar verde), quer em cristais listrados, com riscas alternadamente verdes e incolores (lamelar verde-branca). Em ambos os casos, são clorites muito pleocróicas. Em nicóis cruzados, exibem cores de 2ªordem, com o predomínio dos verdes e amarelos. No caso particular dos cristais lamelares verde-brancos, as zonas incolores exibem cores de polarização semelhantes às da moscovite. A clorite lamelar verde apresenta-se quer em cristais subédricos bem individualizados com clivagens nítidas, quer em agregados em que o carácter lamelar não é tão evidente devido à sua grande aglomeração e pequenas dimensões. Os cristais lamelares verde-brancos apresentam-se, quase sempre, bem desenvolvidos, com clivagens nítidas e frequentemente encurvados, tal como acontece com as moscovites; o seu aspecto assemelha-se mais ao das moscovites, com as quais se encontram vulgarmente associados, tendo havido, como que uma penetração de material clorítico ao longo dos planos de clivagem daquelas micas de que teria resultado um empilhamento de camadas alternadas de composição moscovítica e clorítica(fotos 59 a 61 e 65).

5.4.16.2. Clorites vermiculares

Ocorrem em cristais de dimensões médias, muito inferiores ao das clorites lamelares. São dos minerais mais tardios, visto corro

erem os sulfuretos e substituirem o feldspato potássico e as clorites lamelares; a anatase está frequentemente associada a este tipo de clorite, em cristais prismáticos. De acordo com as suas dimensões, podemos distinguir uma clorite vermicular grosseira de uma clorite vermicular fina. À lupa, a clorite grosseira revela-se em concreções esféricas quer isoladas, quer aglomeradas, constituindo como que cachos que revestem geralmente faces de cristais mais antigos ou preenchem espaços vazios entre esses cristais. O estudo microscópico revelou agregados radiantes ou em roseta, cujo diâmetro atinge, em média, 0,8 mm, cristais hexagonais por vezes zonados e, ainda, vermículos em forma de harmónio, de dimensões entre 0.2 e 0.4 mm. A clorite vermicular fina apresenta macroscopicamente aspecto maciço e cor verde. O estudo microscópico revelou agregados de pequeníssimos cristais de hábitos semelhantes aos vermiculares grosseiros, variando apenas na sua dimensão, pois os vermículos, neste caso, não ultrapassam em média, 40μ (fotos 62 a 64).

As clorites vermiculares são tenuamente coradas de verde, por vezes quase incolores, isentas de pleocroismo. O seu índice de refracção é menor que o das clorites lamelares. Em nicóis cruzados, apresentam cores cinzentas.

No quadro 28 estão representadas as suas características reveladas pelo estudo aos raios X. Com base nessas características e utilizando os princípios preconizados por BRINDLEY (1961), classificámos as clorites estudadas. Para tal adoptámos como fórmula geral para as clorites $(Mg_{6-x-y}\ Fe^{2+}_{y}\ Al_{x})\ (Si_{4-x}\ Al_{x})\ O_{10}\ (OH)_{8}$ e calculamos os valores de x e y recorrendo a valores específicos de determinadas reflexões, nomeadamente (060) e (001). Assim temos:

$$0.03\ y = b - 9.19$$

$$b \simeq 6 \times d\ (060)\ \text{Å}$$

$$0.29\ x = 14.55 - d\ (001)$$

Micas Verdes-brancas									Clorites Vermiculares				Clorite Lamelar	
Bo 96		Bo 19		Clorite (1)		Moscovite (2)		h	Bo 82C		Bo 90		Bo 140	
d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	hkl	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I
14.20	4	14.20	4	13.6-14.7	6-8	9.95	9	001	14.10	8	14.20	8	14.10	8
10.00	7	10.00	8			9.95	9							
7.10	10	7.12	10	7.02-7.18	7-10			002	7.13	10	7.13	10	7.10	10
6.14	4													
4.989	6	5.00	7			4.97	3							
4.71	5	4.71	5	4.70-4.79	8-10			003	4.69	8	4.71	7	4.72	8
		4.47	2			4.47	2							
		3.88	2			3.882	1							
3.534	9	3.534	8	3.53-3.59	10	3.731	2	004	3.534	9	3.540	9	3.547	9
						3.449	2							
3.336	8	3.328	10			3.320	10							
						3.199	3							
		2.995	3			2.987	3							
2.825	4	2.823	4	2.82-2.87	4-6	2.859	2	005	2.816	7	2.825	6	2.832	6
						2.789	2				2.682	1	2.702	1
		2.562	3	2.53-2.56	2-6	2.566	5				2.625	3		
2.490	4	2.492	6	2.43-2.46	2-5						2.580	2		
2.351	2										2.475	2		
				2.36-2.39	2-4	2.384	2		2.400	3	2.405	2		
				2.24-2.27	2-3						2.278	2	2.297	2
2.141	2					2.149	1							
2.130	2					2.132	2							
				2.016-2.053	1-4				2.012	5	2.015	4		
1.995	7	1.994	9	1.993-2.018	4-6	1.993	5		1.994	3				
				1.872-1.896	1-3				1.888	2	1.892	2		
1.767	2			1.708-1.732	1/2-1				1.665	2	1.665	1	1.668	1
		1.646	2	1.653-1.675		1.646	2							
1.558	2	1.561	2						1.563	4	1.565	3		
1.538	2	1.537	2	1.530-1.549	2-7			006	1.538	2	1.537	2	1.539	2
				1.500-1.514	1-2						1.517	2		
1.526	1	1.525	2											
1.493	1					1.504	3							

Quadro 28- Algumas características cristalográficas de clorites da Borralha (estudo aos raios X).

No quadro 29 estão representados os valores referentes às clorites estudadas.

Amostra / Parâmetros	Bo 96	Bo 19	Bo 82C	Bo 90	Bo140
$d_{(060)}$ Å	1.538	1.537	1.538	1.537	1.539
b Å	9.228	9.222	9.228	9.222	9.234
$d_{(001)}$ Å	14.20	14.20	14.10	14.20	14.10
x	1.207	1.207	1.552	1.207	1.552
y	1.266	1.066	1.266	1.066	1.466

Quadro 29- Algumas características cristalográficas das clorites da Borralha.

Do estudo radiográfico podemos portanto concluir que:

1- As "micas verde-brancas" representam uma mistura de clorite e moscovite, conforme se pode verificar pelos radiogramas das amostras Bo 96 e Bo 19. Esta conclusão é favorável à hipótese de uma penetração da moscovite pela clorite ao longo de planos preferenciais, como sugerimos anteriormente;

2- Apesar de apresentarem diferentes características morfológicas e ópticas, as clorites revelam características radiográficas semelhantes. São ortoclorites relativamente ferrosas. Adoptando a classificação de ORCEL e col. (1950), podem ser classificadas como ripidolites.

5.4.17. Siderite

É um mineral comum, apesar de ser relativamente pouco abundante. Apenas em algumas amostras é observável macroscopicamente, como uma fina camada de tonalidade castanho-avermelhada, depositada sobre cristais de adulária, fluorite ou clorite vermicular. Nestes casos, e ao contrário do seu modo de ocorrência mais habitual, surge independentemente da associação pirite-marcassite. Normalmente porém apresenta-se em íntima associação com aqueles dois sulfuretos e a sua formação efectuou-se, também, a partir da alteração da pirrotite. Como já referimos, a siderite pode, também surgir associada à magnetite e preenchendo fracturas da calcopirite e da blen-

da.

5.4.18. Feldspato

Um dos minerais não metálicos mais comum é o feldspato potássico branco ou rosado. O feldspato potássico apresenta modos de ocorrência diversos a saber:

A- em agregados com o quartzo e clorite. Esta associação ocorre no seio de outros minerais dos filões e em estreita ligação espacial com os sulfuretos (feldspato I);

B- revestindo cavidades dos filões, neste caso em cristais euédricos visíveis macroscopicamente, mas só raramente ultrapassando 1 cm na sua maior dimensão (feldspato II);

C- em finas vénulas no quartzo filoniano e também frequentes em fracturas das rochas encaixantes, nomeadamente micaxistos.

O feldspato é em todos os casos um feldspato não pertítico, com a particularidade de exibir secções agudas que no seu ccnjunto, tomam um aspecto característico (fotos 68 a 70).

O feldspato I é o que mais vulgarmente apresenta cor rosada e surge em associação espacial estreita com os sulfuretos, nomeadamente com a calcopirite.

O feldspato II em cristais euédricos, geralmente brancos, aparece normalmente associado a quartzos também euédricos, uns que lhe são anteriores e que por ele são corroídos outros mais tardios e intimamente associados à clorite vermicular. A associação do feldspato II com o quartzo euédrico que lhe é anterior adquire, em muitos casos, aspectos espectaculares. Os cristais macroscópicos deste tipo de feldspato são prismáticos e caracterizam-se pela associação do prisma 110 encimado pelas faces 001 e $\bar{1}01$; são comuns associações paralelas segundo 100.

O feldspato III é muito tardio e consideramos que a sua deposição foi posterior à fase final do segundo episódio. Este feldspato ocorre frequentemente em fracturas N-S, vulgares na zona xistenta, cujo preenchimento é posterior aos filões.

Foram estudados por difractometria segundo o método de WRIGHT e STEWART (1968) e WRIGHT (1968) os feldspatos representativos de

cada um dos modos de ocorrência. O estudo revelou sempre triclinidades próximas de 0 ($\Delta \simeq 0,14$).

Triclinicidade nula e hábito característico do feldspato II, levaram-nos a classificá-lo como adulária.

5.4.19. Apatite

É um mineral raro nos filões quartzosos da Borralha. Os raros cristais observados apresentam dimensão milimétrica e ocorrem em íntima associação com a moscovite II. Consequentemente, surgem também próximos da molibdenite, pelo que a sua formação foi muito provavelmente posterior ao episódio de deposição dos tungstatos e anterior à maioria dos sulfuretos.

5.4.20. Fluorite

Como a apatite, é também, um mineral muito raro. Só foi observado no sector nascente do jazigo. Ocorre em cristais cúbicos de pequenas dimensões e de cor violeta, depositados sobre a adulária e cobertos por clorite vermicular e/ou siderite, pelo que é de formação relativamente tardia.

5.4.21. Minerais Supergénicos

Resultantes da alteração supergénica de minerais primários, existem vários minerais secundários. Estão neste grupo a calcosite, a bornite, a covelite, a cuprite e a goethite. Resultam da alteração da calcopirite e encontram-se nas zonas onde este mineral esteve sujeito a grande percolação de água, isto é, nos níveis mais superiores e nas zonas dos filões próximas de falha. A goethite resultou, também, da alteração da marcassite e da volframite.

Relacionada com a alteração da volframite, pode referir, ainda, a ocorrência da tungstite, em agregados de cor amarelada, principalmente nos níveis mais superficiais.

5.5. Sequência da deposição mineral

Referiremos a sequência de deposição dos minerais constituintes dos filões da Borralha, descritos anteriormente, isto é, ordenaremos os diferentes minerais de acordo com as suas idades relativas.

Contudo, tal tarefa revela-se sempre muito árdua e susceptível de certa margem de erro, pois determinam-se idades relativas de determinados minerais em pontos separados de um mesmo filão ou mesmo em pontos de filões diferentes, recorrendo a métodos de observação em que nem sempre é possível ter uma percepção correcta de toda a geometria da amostra e em que os critérios são diversos e sempre discutíveis.

Num jazigo onde os filões são numerosos e de grande extensão, onde a amostragem tem de estar obrigatoriamente condicionada a numerosos factores, é difícil, senão impossível, garantir se a posição relativa de determinado mineral ou associação se mantêm. Esta dificuldade aumenta, quando certos minerais possuem um período de deposição relativamente longo, ou se repetem com características aparentemente semelhantes, no decorrer do processo.

Esquematicamente podem-se considerar dois episódios principais responsáveis pela formação do minério. O primeiro é caracterizado pela deposição dos tungstatos; o segundo pela dos sulfuretos sendo as principais a calcopirite, a blenda, a pirrotite, a molibdenite e a bismutinite. Estes sulfuretos, cuja deposição foi limitada no tempo, caracterizam a primeira fase do segundo episódio. Na segunda fase e na sequência de fenómenos complexos e mais tardios surgiram outros minerais tais como o bismuto nativo, a galena, os sulfossais (de cobre, bismuto, e chumbo, de bismuto e prata, de prata e bismuto e de cobre e bismuto) e a estanite. Ao mesmo tempo, deu-se a alteração hidrotermal da pirrotite em pirite, marcassite, siderite e, muito provavelmente em hematite e magnetite.

Para o aspecto actual da mineralização da Borralha concorreram, ainda, reacções de alteração supergénica.

Na figura 47 está representado o diagrama da sequência de deposição dos minerais dos filões. Como as amostras que permitiram a sua elaboração provêm de pontos diferentes de um mesmo filão e de

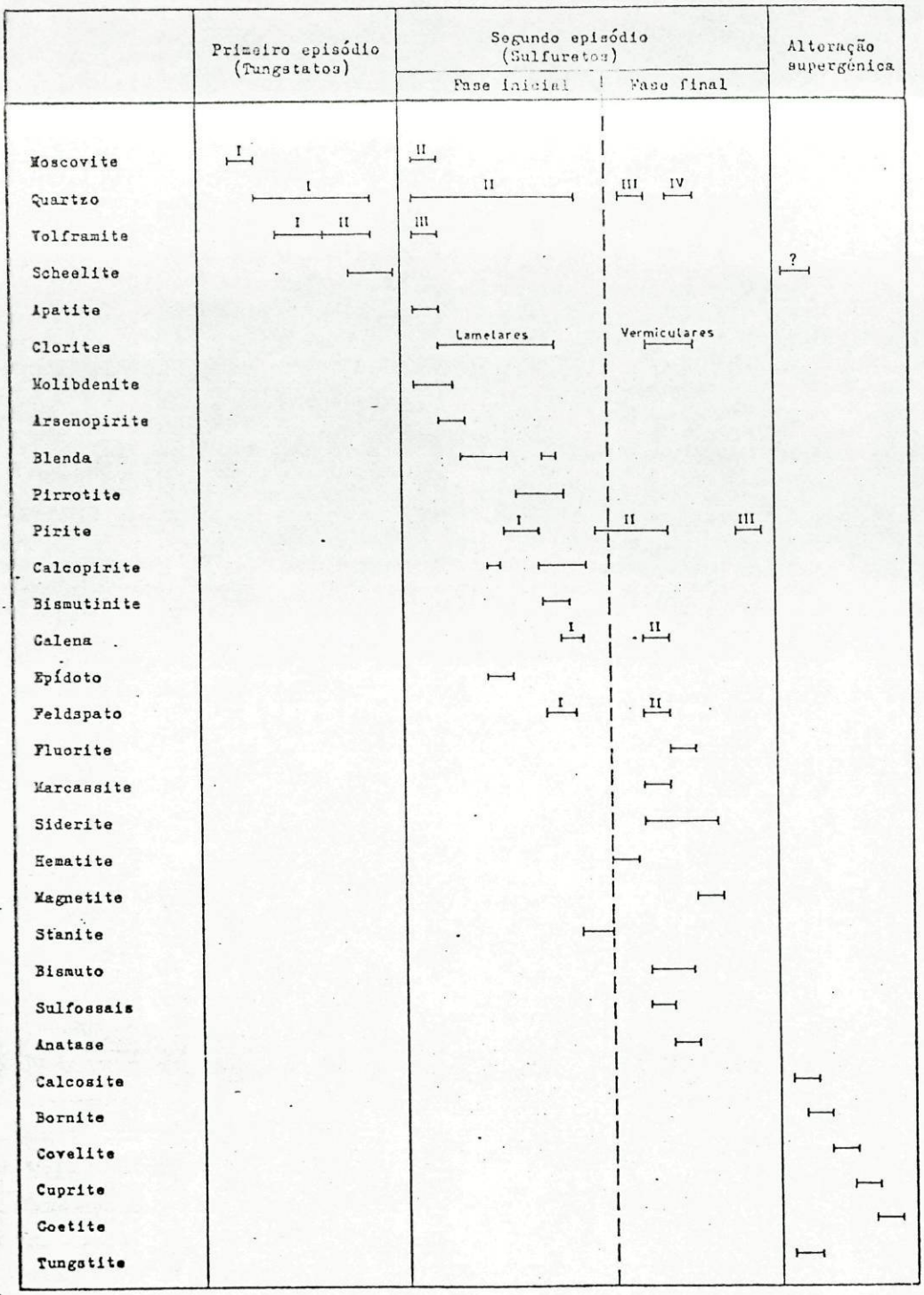


Fig.47- Sequência da deposição mineral.

filões distintos, tentámos, sempre que possível, obter uma referência, ou referências, que permitisse a extrapolação de local para local. Essa referência foi um mineral, ou minerais, com caracteres específicos e com uma posição peculiar na sequência. Estão nesta situação, entre outros, a scheelite, a blenda, a pirrotite, a calcopirite e a adulária.

Embora a observação do quadro possa sugerir que o segundo episódio de mineralização foi mais longo que o primeiro tal impressão resulta, simplesmente, da dificuldade em esquematizar de outro modo a cronologia da deposição das diferentes fases. Como já referimos, as relações entre os diferentes sulfuretos sugerem um período de deposição relativamente curto, que se seguiu ao primeiro episódio da mineralização.

A moscovite (I) foi, sem dúvida, o primeiro mineral a formar-se após a abertura das fracturas onde os filões viriam a desenvolver-se. Seguiu-se o início de deposição do quartzo sobre a salbanda micácea, quartzo esse que continuou a formar-se simultaneamente com o primeiro mineral metálico, a volframite. Variações na composição do fluido mineralizante, nomeadamente nos seus teores em Fe e Mn, condicionaram a composição daquele tungstato. Os fluidos líquidos com tungsténio ainda disponível, mas momentaneamente mais ricos em cálcio (resultante da alteração de minerais cálcicos existentes na rocha encaixante) que em ferro e manganês, possibilitaram a formação de scheelite que substituiu alguns dos tungstatos já formados.

Após a deposição da scheelite e a pôr termo ao que designamos por primeiro episódio mineralizante, deu-se uma fase de fracturação pouco intensa que marcou alguns dos minerais já formados nomeadamente as volframites (I,II), o quartzo, assim como a moscovite (I).

Entretanto, começaram a formar-se os primeiros sulfuretos e simultaneamente alguma moscovite (II), apatite e os últimos tungstatos. Surgiu, assim, a molibdenite, provavelmente acompanhada da arsenopirite. Enquanto a primeira se depositou preferencialmente na vizinhança da moscovite, a segunda preencheu fracturas das volframites. Concomitantemente com a formação de fases silicatadas tais como quartzo, clorites lamelares e epídoto, prosseguiu a de sulfuretos que, pela sua abundância, caracterizam este segundo episódio mineralizante. É o caso da blenda, da pirite (I), da pirrotite, da

bismutinite e da calcopirite. Se bem que nos pareça que o período de formação de todos estes sulfuretos tenha sido relativamente curto, é possível estabelecer uma certa cronologia relativa entre eles. O primeiro a formar-se foi a blenda, seguida de pirite (I); entretanto a blenda exsolveu calcopirite, seguindo-se o essencial da deposição da calcopirite, bismutinite e pirrotite, deposição esta em grande parte simultânea. Após ligeira modificação das condições físico-químicas presentes, a calcopirite exsolveu a blenda, pirrotite e bismutinite e a blenda exsolveu a estanite. A galena (I) foi, muito provavelmente, o último sulfureto a formar-se antes da acção de nova fase de fracturação que precedeu o período de alteração hidrotermal da pirrotite e que foi acompanhado pela manifestação de nova fase silicatada caracterizada pela adulária e pela clorite vermicular. A parte final do segundo episódio mineralizante, é caracterizada pela modificação das condições físico-químicas e pela consequente alteração da pirrotite. Essa alteração deu lugar, primeiro à formação da pirite (II) e hematite e depois à formação de marcassite, siderite e magnetite. Portanto, tudo indica que foi acompanhada por uma libertação de ferro. Concomitantemente com este fenómeno, uma nova geração de galena (II) começou a formar-se. É uma galena rica em prata e bismuto que devido, ao arrefecimento, exsolveu o bismuto nativo* e sulfossais de Bi e Ag. Simultaneamente, a partir da calcopirite, que entretanto foi localmente substituída pela galena, individualizaram-se, também sulfossais de composição complexa, onde estão presentes entre outros elementos, o cobre, o chumbo e o bismuto. Soluções carbonatadas que presidiram à alteração da pirrotite e condicionaram o aparecimento de siderite e outros minerais mantiveram, entretanto, a sua acção e conduziram à formação de siderite posterior a outros minerais também tardios tais como quartzo, adulária e fluorite.

Alguma pirite (III) formou-se ainda após a siderite.

Muito posteriormente, a alteração supergénica conduziu à formação de minerais secundários principalmente à custa da volframite e da calcopirite. É o caso da tungstite, calcosina, bornite, covelite, cuprite e goethite.

---

* O bismuto nativo formou-se, também, independentemente deste processo de exsolução.

Condições de Deposição

5.6. Estudo da composição dos fluidos mineralizantes (inclusões fluidas)

5.6.1. Introdução

As inclusões fluidas constituem as únicas amostras directas dos meios fluidos onde os cristais cresceram ou recristalizaram (ROEDDER, 1967, 1972). O seu estudo está, porém, condicionado por duas hipóteses fundamentais (WEISBROD e col., 1976):

a) o fluido aprisionado é representativo da solução original;
b) uma vez aprisionado o fluido não pode ser modificado.

No que respeita à segunda hipótese, isto é, ao problema da possível variabilidade das características do fluido, não é relevante quando o mineral hospedeiro das inclusões fluidas é o quartzo. Quanto à primeira hipótese, ela constitui um assunto delicado sobre o qual foram ainda feitas poucas experiências. Porém, os resultados já existentes, não puseram em dúvida a sua validade.

Quanto à sua origem, as inclusões podem classificar-se em primárias e secundárias. As primárias constituem um testemunho do fluido presente no momento da cristalização do mineral, portanto representativo da solução original; as secundárias são posteriores ao momento de cristalização do mineral e ocupam geralmente zonas de fracturação dos minerais. ERMAKOV (1950) considerou, ainda, um terceiro grupo de inclusões, as pseudo-secundárias, ou sejam inclusões com aparência de secundárias mas cujo significado é semelhante ao das primárias, pois representam cicatrizações de fracturas que ocorreram durante o crescimento do mineral.

5.6.1.1. Métodos de estudo

O estudo das inclusões fluidas pode efectuar-se por vários métodos que têm em vista a caracterização completa dos fluidos contidos nas inclusões. Habitualmente, são classificados em duas categorias (ROEDDER, 1967, 1972; WEISBROD e col., 1976): métodos destrutivos e métodos não destrutivos, permitindo estes últimos repetir várias vezes o estudo sobre o mesmo material. Dos vários métodos referiremos somente os utilisados por nós: a microtermome-

tria (método não destrutivo), a platina de esmagamento e a análise quantitativa dos iões em solução (métodos destrutivos).

a) Microtermometria

Este método consiste em observar ao microscópio as variações de fase que se produzem nas inclusões, por acção de variações de temperatura. Podemos dividi-lo em duas operações: a criometria e o aquecimento. De entre as temperaturas que podem ser registadas, duas têm especial importância e irão ser referidas a seguir. São a temperatura de fusão (T_F, sólido → líquido) e a temperatura de homogeneização (T_H, gás → líquido ou líquido → gás). Os aparelhos utilizados para as medidas das temperaturas ao microscópio permitiram inicialmente trabalhar numa gama de temperaturas de -170°C a +380°C e mais recentemente numa gama de -180°C a +600°C. Estão descritos por LEROY (1971) e por POTY e col. (1976), respectivamente.

Com a criometria (-180°C a +20°C) provoca-se o aparecimento de novas fases, tais como a de gelo, hidratos e outras. Estas novas fases são submetidas a um reaquecimento muito lento e gradual obtendo-se daí informações muito importantes sobre a composição dos fluidos presentes na inclusão. Assim, para um sistema de uma componente onde coexistam três fases (sólida, líquida e gasosa), a temperatura de fusão do gelo T_F, deve corresponder ao ponto triplo do sistema.

As temperaturas de fusão no ponto triplo dão indicações muito úteis àcerca da pureza do fluido (TOURET, 1977). É o caso de soluções aquosas em que a temperatura de fusão do gelo tem valores inferiores a 0°C. A presença de sais dissolvidos conduz a um abaixamento da temperatura de fusão do gelo, e este abaixamento é não só função da concentração dos sais mas também da sua natureza. Os sais que existem nas soluções são, principalmente, cloretos de Na, K e Ca com uma nítida predominância do NaCl (ROEDDER, 1967, 1972). Por esta razão, exprime-se convencionalmente a salinidade em "% equivalente em peso de NaCl"(%NaCl) com base na curva de temperatura de fusão do sistema NaCl-H_2O (**fig.**48) (ROEDDER, 1962).

Nas soluções aquosas, se se verificarem os valores de T_F ligeiramente superiores a 0°C, indica a formação de hidratos de CO_2, (ROEDDER, 1962) os quais podem ser úteis no reconhecimento de pequenas quantidades de gases dissolvidos na água (POTY, 1969). A pre-

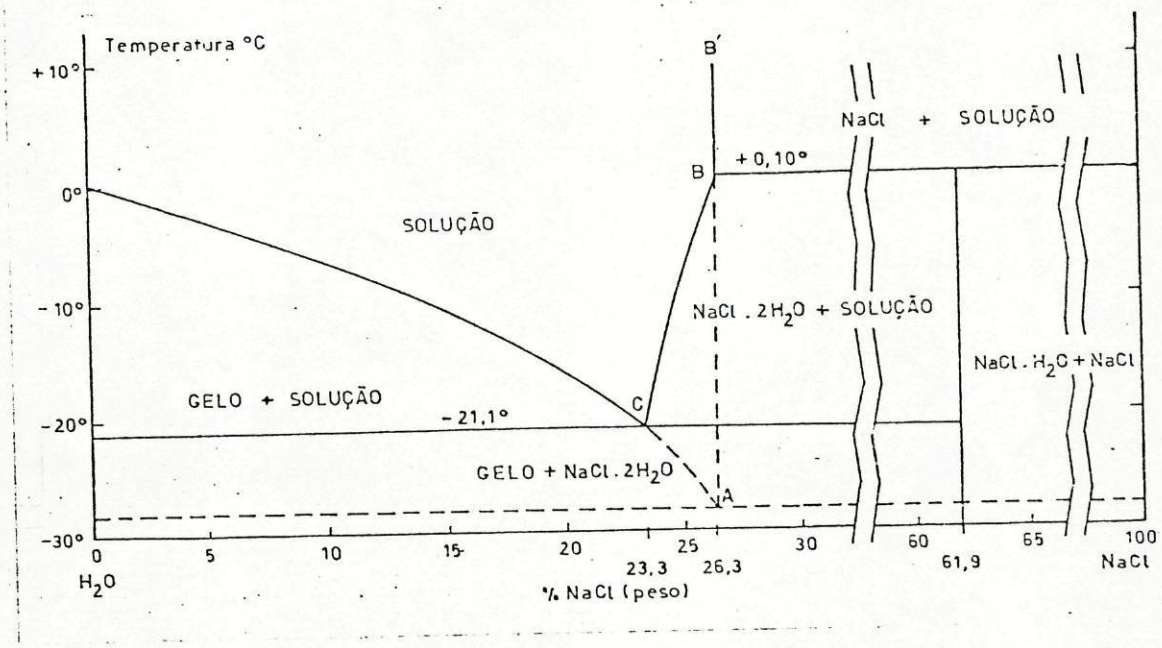


Fig.48- Sistema H_2O-NaCl (ROEDDER,1962).

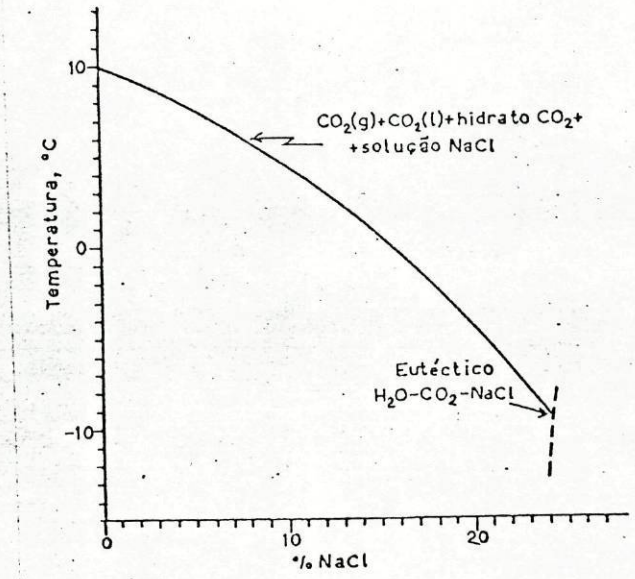


Fig.49- Sistema H_2O-CO_2-NaCl (COLLINS,1979).

sença de hidratos (CO_2, 5,75 H_2O) está ligada à de dióxido de carbono dissolvido na fase líquida. O valor da temperatura de fusão dos hidratos pode também dar uma indicação àcerca da salinidade das soluções (fig.49) (COLLINS, 1979).

Nas inclusões onde esteja presente dióxido de carbono, a ocorrência de temperaturas de fusão com valores inferiores a $-56,6^{o}C$ significa que o CO_2 não é puro e muito provavelmente se apresenta misturado com hidrocarbonetos, nomeadamente CH_4 (TOURET, 1971, 1977).

A operação de aquecimento entre $+20^{o}C$ e $+600^{o}C$ tem por fim homogeneizar as diversas fases presentes na inclusão obtendo-se, assim, as temperaturas de homogeneização (T_H). As obtidas em inclusões primárias aquosas não são mais do que temperaturas mínimas de formação do mineral, as quais, ajustadas por certas correcções, dão a temperatura de formação do mineral. Estas correcções são devidas à pressão que existia no momento do aprisionamento (se $P_F < P_{Total}$) e à composição da fase gasosa (presença de CO_2 ou de hidrocarbonetos sob pressão). As temperaturas de homogeneização permitem, com a ajuda de diagramas PVT, determinar a densidade do fluido aprisionado.

Uma noção fundamental para o estudo das inclusões fluidas é a de evolução isocora. Um fluido homogéneo com uma dada composição possui determinada densidade para uma dada temperatura e pressão. Se este fluido, for aprisionado numa inclusão estanque, o seu volume e massa permanecerão sempre constantes, o mesmo acontecendo à sua densidade, que manterá assim o seu valor original. Se o fluido permanecer homogéneo, qualquer evolução posterior ao seu aparecimento far-se-à com densidade constante, num plano PT do diagrama PVT e ao longo de uma linha, a isocora. (WEISBROD, e col. 1976; TOURET, 1977).

Em conclusão, a microtermometria é um método que permite obter dados (T_F e T_H) a partir dos quais é possível o cálculo dos teores globais em sais, e da densidade. O traçado da isocora permite a obtenção de uma relação entre P e T. A completa determinação destes dois últimos parâmetros necessida consequentemente da determinação prévia de um deles. Uma das limitações da microtermometria reside no facto de serem em número muito limitado os sistemas para os quais existem dados PVT.

b) Platina de esmagamento

O método da platina de esmagamento tem por fim detectar a possível existência de gás sob pressão, nas inclusões fluidas dos minerais. Assim, entre duas lâminas de vidro esmagam-se um a um grãos (tamanho compreendido entre 0,6 e 0,8 mm) do mineral em estudo. Estes têm de estar inclusos num líquido apropriado, cuja natureza depende do gás que se pretende detectar. No caso particular do gás ser o dióxido de carbono, o meio líquido utilizado é a glicerina anidra na qual é insolúvel. ROEDDER (1972) calculou que a sensibilidade deste método pode atingir valores de 10^{-14}, de gás relativamente não solúvel e não condensável no meio líquido utilisado. Todas as observações devem ser efectuadas ao microscópio.

c) Análise química dos iões em solução

Considerando que as inclusões fluidas constituem amostras do fluido presente no momento do seu "aprisionamento", a análise do conteúdo dessas inclusões dá informações muito importantes sobre a constituição daquele fluido.

O método utilizado foi o que se encontra descrito por POTY e col. (1974).

5.6.2. Estudos microtermométricos

Nos últimos anos, têm sido numerosos os estudos de inclusões fluidas, em minerais de jazigos hidrotermais. Esses estudos têm em vista obter informações àcerca das condições termobarométricas de formação daqueles jazigos assim como das composições das soluções hidrotermais responsáveis pela sua génese. Infelizmente, os jazigos de tungsténio têm sido muito esquecidos no que respeita a este tipo de trabalho, sendo relativamente escassos os trabalhos publicados.

Para termos uma ideia àcerca da natureza e propriedade dos fluidos hidrotermais relacionados com as diferentes etapas da génese do jazigo da Borralha, efectuámos um estudo atento do comportamento de várias centenas de inclusões fluidas.

As inclusões, cujos resultados microtermométricos vão ser apresentados, estavam contidas em quartzo de diferentes proveniências:

I- sistema filoniano. Estudaram-se quartzos de todos os níveis de exploração assim como de todos os tipos de filões;

II- cimento das brechas S.Helena e Venise;

III- rocha resultante da alteração do granito encaixante na zona de encosto dos filões.

Para definir correctamente a posição paragenética dos quartzos estudados procedemos sempre ao seu exame ao microscópio quer em luz transmitida, quer reflectida.

Foram ainda estudadas inclusões contidas em scheelite.

5.6.2.1. Tipos de inclusões fluidas

Entre as inclusões estudadas encontramos vários tipos, que passamos a referir:

Tipo A- Inclusões ricas em CO_2. Neste tipo consideramos as inclusões com maior teor em CO_2 e que mostram três fases fluidas (CO_2 gasoso, CO_2 líquido e H_2O líquida) depois de um ligeiro arrefecimento. À temperatura ambiente, estas inclusões apresentam somente duas fases (CO_2 gasoso e H_2O líquida)(fotos 71 e 72).

Tipo B- Inclusões com fase sólida. Consideramos neste tipo as inclusões em que estão presentes três fases (gasosa, líquida e sólida) ou somente duas (líquida e sólida). A fase sólida está sempre presente, habitualmente em grande quantidade e apresenta uma forma esférica sendo porém a sua dimensão variável. Este tipo de inclusões encontra-se exclusivamente nos quartzos, especialmente nos associados à molibdenite e bismutinite; observações feitas ao microscópio metalográfico levam-nos a concluir que, muito provavelmente, a fase sólida é bismutinite (foto 73).

Tipo C- Inclusões de duas fases.

Uma fase constituída por uma solução aquosa mais ou menos concentrada em sais e uma fase gasosa. Neste tipo de inclusões, consideramos dois subtipos.

C_1- Inclusões metaestáveis, isto é inclusões onde as fases estão em equilíbrio metaestável. Neste caso, as inclusões caracterizam-se quer por um volume de fase gasosa muito pequeno ($< 5\%$) em relação ao volume da fase líquida, quer pelo facto da fase gasosa

estar ausente à temperatura ambiente, aparecendo apenas após refrigeração e no momento da fusão do último cristal de gelo. Nas inclusões com a fase gasosa presente no primeiro ensaio aquele pode desaparecer durante a refrigeração, no momento da solidificação da fase líquida, e reaparecer somente após um posterior ensaio de refrigeração ou mesmo não aparecer mais (foto 75).

C_2- Inclusões não metaestáveis são inclusões cujo volume da fase gasosa em relação ao volume total varia de 5 a 10%, conforme o tipo de quartzo. É o tipo de inclusões sobre as quais se desenvolveu o número mais significativo de estudos microtermométricos, constituindo induvitavelmente o tipo mais representativo (foto 74).

Tipo D- Inclusões apenas com uma fase (líquida)

Compreendem as inclusões constituídas por uma única fase, que é líquida. Aparecem associadas a inclusões metaestáveis ou preenchendo fracturas existentes nos cristais (foto 75).

Na classificação das inclusões em função do mecanismo de aprisionamento, consideramos que as inclusões são primárias e, em certos casos, provavelmente pseudosecundárias. Existem, também, inclusões nitidamente secundárias.

Deve reconhecer-se, contudo, qua na maioria dos quartzos da Borralha não foi possível detectar a presença de zonas de crescimento, apresentando-se as inclusões aglomeradas no seio da massa dos cristais, não sendo, por conseguinte, evidente o seu carácter primário. Porém, de um modo geral, o importante não é determinar se um certo número de inclusões é primário ou pseudosecundário, mas a que fase do depósito mineral deve ligar-se o conjunto. Foi nesse sentido que orientámos o estudo das inclusões fluidas.

I - Quartzo filoniano

5.6.2.2. Inclusões bifásicas (tipo C)

O maior número de estudos microtermométricos foi efectuado em inclusões pertencentes a quartzos dos filões do jazigo da Borralha. Estes quartzos, com efeito, apresentam características diferentes consoante a sua época de formação. Verificamos, após estudo atento, que o depósito de quartzo acompanhava o de quase todos os minerais da associação mineral, desde a formação da volframite

até à dos últimos sulfuretos. Impunha-se, portanto, verificar se as diferentes "gerações" de quartzo, possuiam características diferentes e, ao mesmo tempo, tentar obter indicações sobre a natureza dos fluidos presentes nas respectivas inclusões. Antes da apresentação dos resultados obtidos, descreveremos o nosso método de análise para um grupo de três amostras (Bo 22A, Bo 22B e Bo 22C) provenientes de um filão deitado que, no local da amostra, tinha a particularidade de apresentar volframite e sulfuretos a tecto e somente sulfuretos a muro. O estudo ao microscópio mostrou quartzos contemporâneos da volframite, calcopirite e pirite II assim como quartzo posterior a este último mineral, para referir somente as espécies principais.

Os resultados dos estudos microtermométricos das inclusões destes quartzos (inclusões do tipo C) são apresentados no quadro 30.

Na figura 50 a apresentam-se histogramas das T_F das inclusões das três amostras do ponto Bo 22: amostra Bo 22A (quartzo associado à volframite) Bo 22B (quartzo associado à calcopirite e Bo 22C (quartzo contemporâneo da pirite II). Examinando os histogramas pode verificar-se que o quartzo associado à volframite, por conseguinte o mais "antigo", apresenta uma larga dispersão das T_F (-2^oC a -11^oC). Esta dispersão diminui à medida que nos deslocamos para os quartzos mais "jovens". Assim, no quartzo associado à pirite, existem, essencialmente, inclusões que apresentam T_F superiores a -2^oC, portanto com uma salinidade muito fraca ($< 3,6\%$ NaCl). Estas inclusões podem ser consideradas como características desta fase de cristalização do quartzo, uma vez que admitimos, no caso da Borralha, um depósito quase contínuo de quartzo. Neste caso, as inclusões características dos conjuntos mais recentes podem estar também presentes nos conjuntos mais antigos, sendo o contrário impossível. A sobreposição dos diferentes conjuntos pode ser interpretada como prova de continuidade na cristalização e de variação gradual das suas características. Admitimos, assim, a possibilidade de cristalização durante um certo intervalo de temperatura. O facto de algumas inclusões de natureza não secundária de certos cristais serem idênticas a inclusões secundárias noutras constitui forte apoio a esta hipótese.

Adoptando esta metodologia, obtivemos os histogramas da fi-

Amostra	VG/VT em %	T_F °C	%NaCl	T_H °C	T_D °C	Observações
Bo22A/1	5	-4,0	6,7	136		
	5-10	-3,4	5,8	213		
	5-10	-4,0	6,7	194		
	5-10	-3,8	6,4	-		
	5-10	-3,8	6,4	-		
	5-10	-3,6	6,1	194		
	5-10	-4,0	6,7	141		
	10	-5,8	8,6	-		
	5-10	-3,1	5,6	251		
Bo22A/2	5-10	-2,6	4,6	160		
	5-10	-2,7	4,7	194		
	5-10	-2,7	4,7	160		
	5-10	-5,3	8,3	-		
	"	-5,2	8,2	156		
	"	-2,7	4,7	160		
	"	-5,3	8,3	-		
Bo22A/3	10	-4,0	6,7	-		
	5-10	-3,8	6,4	152		
	"	-3,8	6,4	146		
	"	-7,1	10,5	209		
	"	-7,1	10,5	-		
	"	-4,8	7,6	-		
Bo22A/4	"	-4,4	7,2	219		
	"	-4,2	6,9	241	340	
	"	-4,4	7,2	227		
	"	-4,5	7,3	243		
	"	-4,4	7,2	213		
	"	-4,5	7,3	241		
	"	-4,2	6,9	-		
Bo22A/5	10	-7,1	10,5	233	340	
	5-10	-6,6	9,8	223	260	
	5	-6,6	9,8	206		
	5	-6,6	9,8	192	280	
	5-10	-6,5	9,5	239		
	"	-2,6	4,6	-	320	
	"	-6,2	9,3	204	300	
Bo22A/6	10	-10,3	14,3	243	340	
	5-10	-8,5	12,1	237	300	
	10	-8,5	12,1	233	300	
	"	-9,4	13,2	223		
	"	-9,4	13,2	225	340	
	"	-9,2	13,0	233	294	
	"	-10,3	14,3	243	294	Com hidratos T_F = +4°C
	"	-9,4	13,2	-	294	
	"	-7,4	10,9	268		
	"	-	-	-	330	Com hidratos T_F = 4°C
	5-10	-6,5	9,5	-		
	"	-7,4	10,9	194		

Quadro 30- Resultados dos ensaios microtermométricos efectuados sobre as inclusões fluidas das amostras Bo22A, Bo22B e Bo22C.

Bo22A/7	"	-2,7	4,7	223		
	"	-2,7	4,7	165		
	"	-2,6	4,6	-		
	"	-2,7	4,7	-		
	"	-2,6	4,6	156		
	"	-2,4	4,2	192		
	"	-2,6	4,6	258		
	"	-2,2	4,0	-		
	"	-2,2	4,0	229		
Bo22B/1	5-10	-3,4	5,9	225		
	"	-3,5	6,0	223		
	"	-3,5	6,0	223		
	"	-3,5	6,0	-		
	"	-3,6	6,1	225		
	"	-3,5	6,0	-		
	"	-3,5	6,0	215		
Bo22B/2	5-10	-2,1	3,9	202		
	"	-1,1	2,1	204		
	"	-1,1	2,1	198		
	"	-1,5	2,8	179		
	"	-0,8	1,5	186		
	"	-0,8	1,5	123		
Bo22B/3	5-10	-2,4	4,2	219		
	"	-2,2	4,0	225		
	"	-2,3	4,1	213		
	"	-2,4	4,2	179		
	"	-2,5	4,3	-		
	"	-2,4	4,2	211		
	"	-2,4	4,2	229		
	"	-2,4	4,2	219		
	"	-2,4	4,2	-		
	"	-4,0	6,7	146		Metaestável
	"	-2,5	4,3	223		
Bo22C/1	<5	-23,2	-	163		Metaestável (secundária)
	5-10	-1,3	2,4	179		
	<5	-16,8	-	-		
	"	-8	11,5	102		
	"	-5,4	8,4	148		
	"	-6,3	9,4	-		
	"	-5,3	8,3	127		
	5-10	-0,8	1,5	139		
	5-10	-0,8	1,5	-		
	5-10	-0,8	1,5	-		
Bo22C/2	5-10	-0,8	1,5	138		Metaestável
	"	-1,2	2,3	140		"
	"	-1,1	2,2	136		
	<5	-13,6	-	90		Metaestável
	5-10	-1,1	2,1	156		
	"	-0,9	1,7	-		
	"	-6,7	10,0	132		
Bo22C/3	5-10	-1,0	1,9	209	299	
	"	-0,9	1,7	192	262	
	"	-1,0	1,9	208	230	
	"	-0,9	1,7	146	328	
	"	-0,9	1,7	175	299	
	"	-0,9	1,7	196	309	

Quadro 30 (cont.)

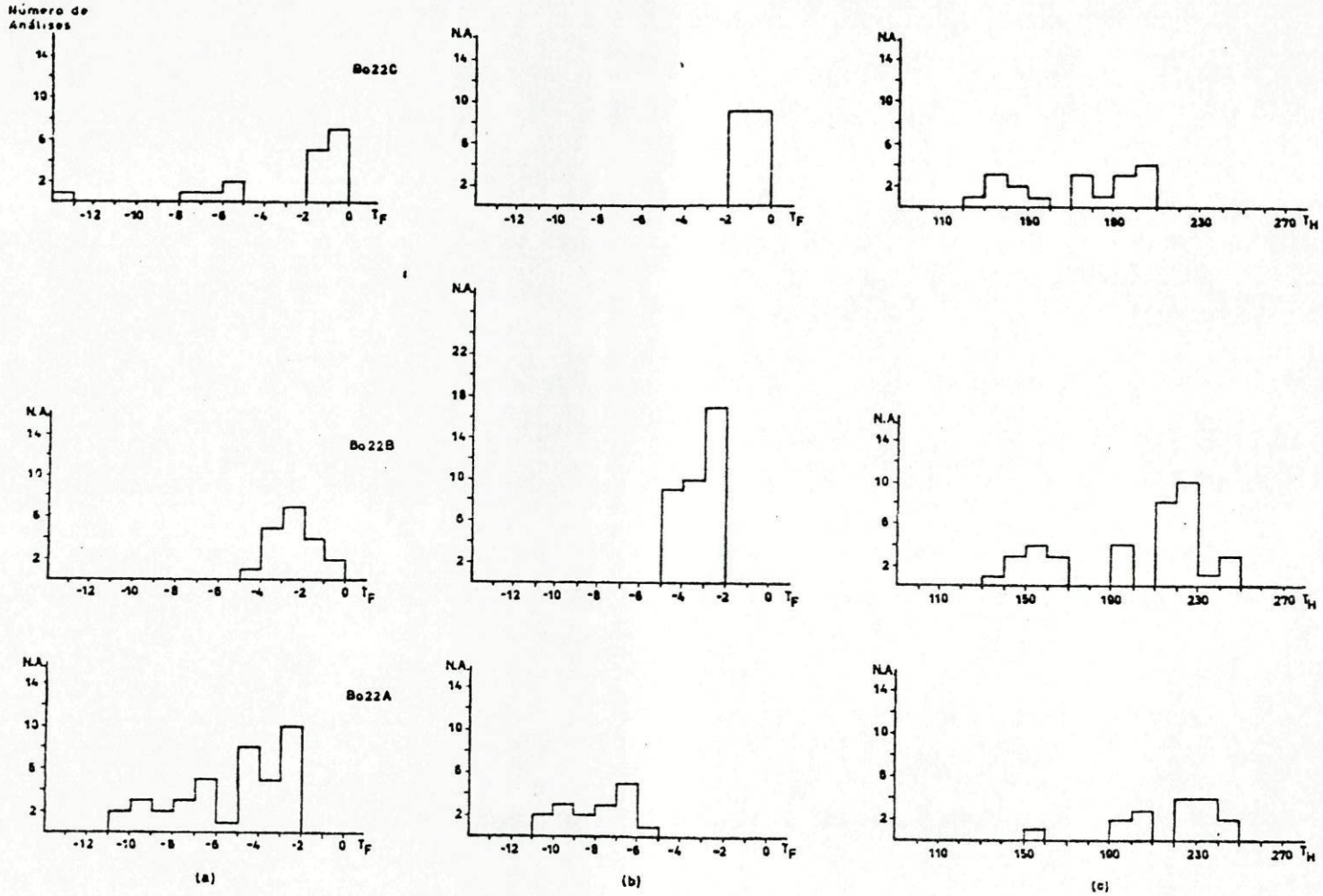


Fig.50- (a) e (b) Histogramas das temperaturas de fusão do gelo (T_F) das inclusões fluidas das amostras Bo22A, Bo22B e Bo22C; (c) histogramas das temperaturas de homogeneização (T_H).

gura 50b. Na figura 50c representamos os histogramas das temperaturas de homogeneização para os conjuntos definidos em 50b.

Analisando os histogramas da figura 50 e os diagramas das figuras 51 e 52 apercebemo-nos que existem conjuntos característicos para cada geração de quartzo. Assim para o quartzo associado à volframite, os valores de T_F variam de -6,2°C a -10,3°C (9,3 a 14,3% NaCl) e as temperaturas de homogeneização vão de 192°C até 243°C. Estes intervalos relativamente largos justificam-se porque existe, também, uma geração de quartzo ligeiramente posterior à volframite que, neste exemplo, está associada à geração simultânea da volframite. Para o quartzo associado à calcopirite, os intervalos característicos são já mais estreitos T_F(-2,3°C a 3,6°C), T_H (211°C a 229°C), mas alargam-se se considerarmos as inclusões que estavam presentes no quartzo associado à volframite. O mesmo se verifica para o quartzo associado à pirite e para os que são posteriores a este último mineral.

Se considerarmos os valores encontrados para a amostra Bo 22 pode deduzir-se que existiram fases sucessivas de depósito com características diferentes (fig. 51):

- uma primeira fase caracterizada por uma diminuição da salinidade (14,3% a 2% NaCl), que se desenvolveu a uma temperatura mais ou menos constante (aproximadamente de 220°C, sem a correcção devida a P). Esta fase corresponde ao período de depósito da volframite até ao fim do depósito dos principais sulfuretos (fase I);

- uma segunda fase em que a salinidade em % NaCl permanece sensivelmente constante e a temperatura decresce até cerca de 130°C. Esta fase corresponde a um período cronologicamente anterior à formação da adulária*(fase II).

Relações volumétricas constantes, homogeneização sempre efectuada em fase líquida e resultados microtermométricos a distribuirem-se dentro de intervalos relativamente estreitos são factores que nos levam a concluir que o fluido inicial se encontrava no estado líquido, era homogéneo e que não sofreu ebulição.

---

* Ver amostra Bo 104

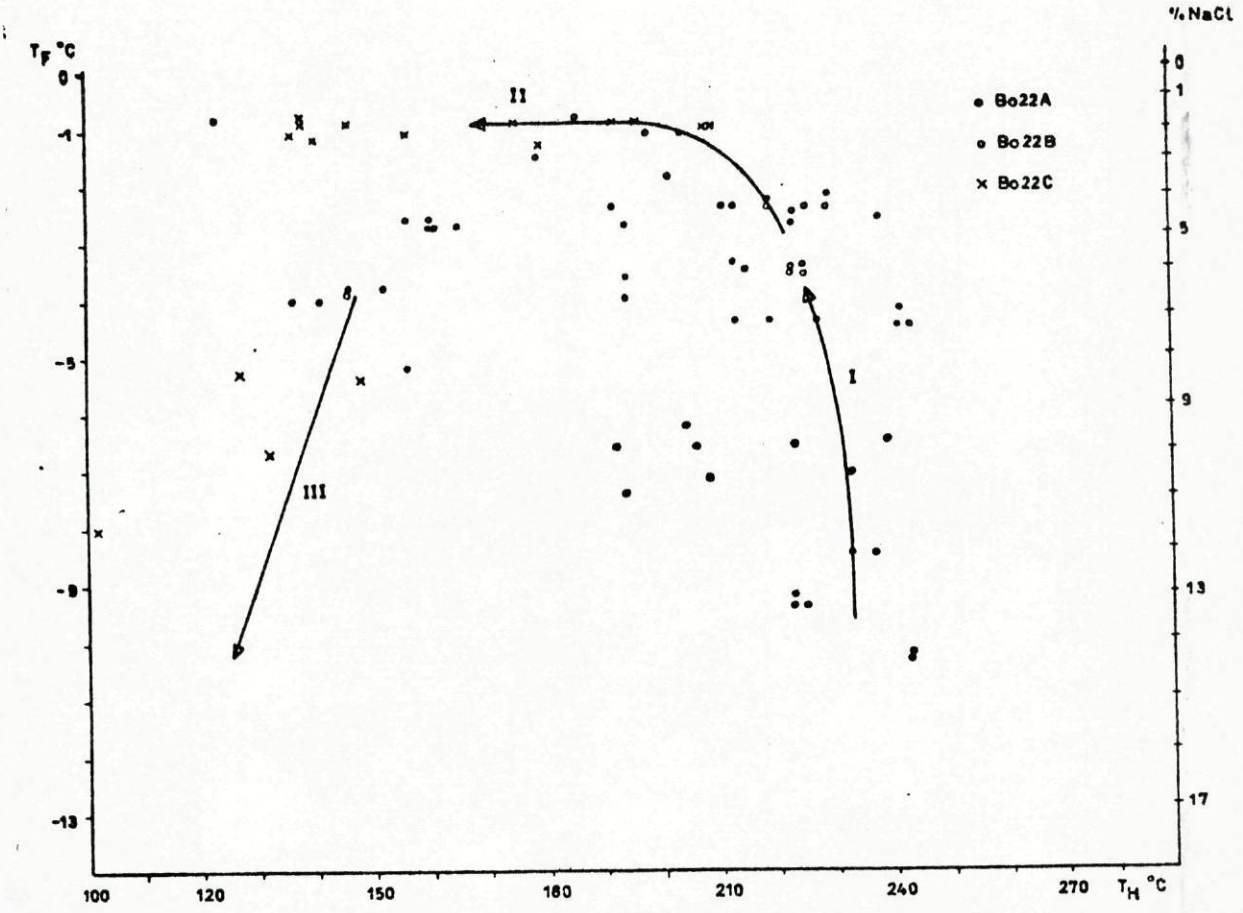


Fig.51- Relação entre as temperaturas de fusão T_F e as temperaturas de homogeneização (T_H) das inclusões fluidas das amostras Bo22A, Bo22B e Bo22C. Os números em romano indicam as sucessivas fases de deposição (ver explicação no texto).

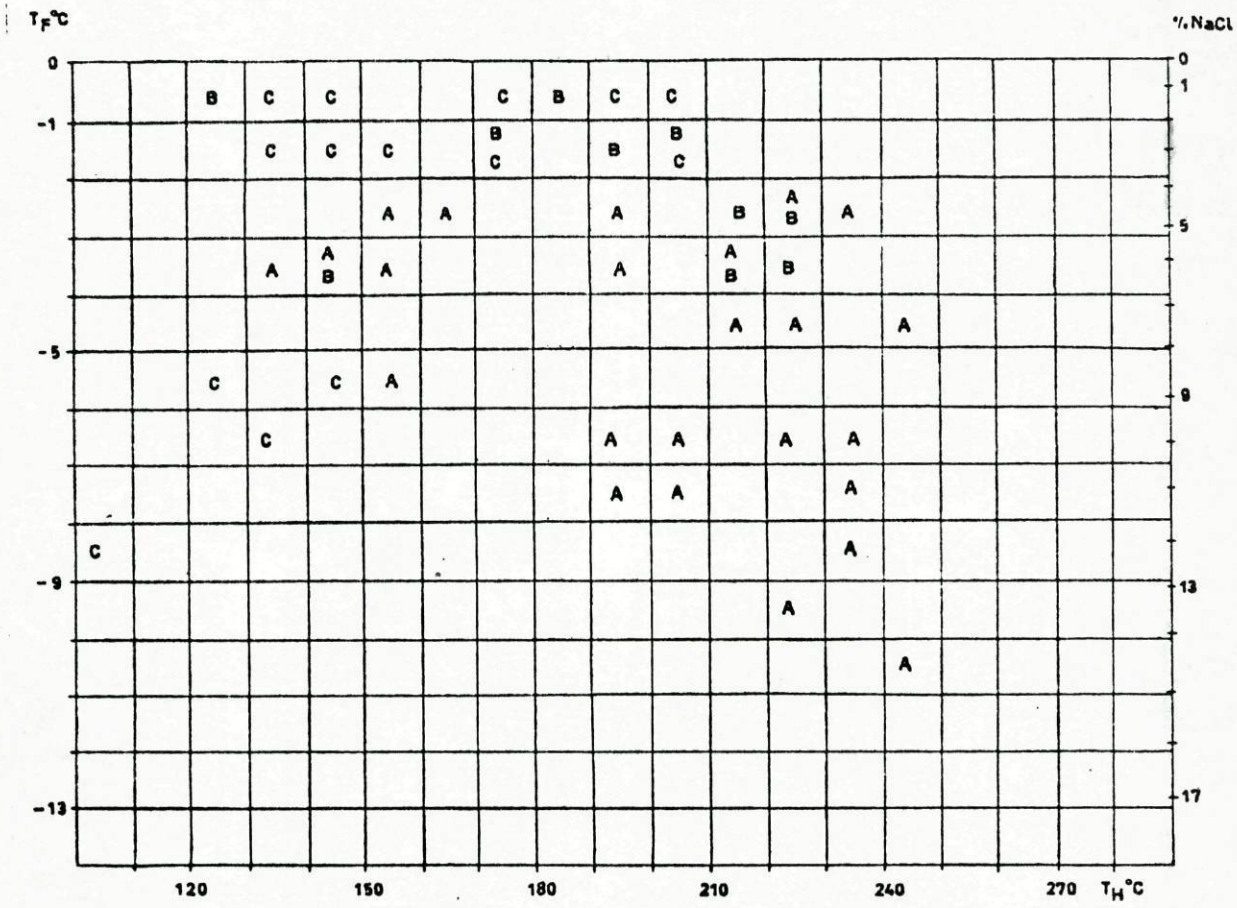


Fig.52- Diagrama de distribuição, por classes, dos resultados dos ensaios microtermométricos efectuados nas inclusões das amostras Bo22A (A), Bo22B (B) e Bo22C (C).

De considerar, também, a existência de uma geração de inclusões com valores de T_F e de T_H muito baixos; este tipo de inclusões foi, também, encontrado em pequenos cristais euédricos de quartzos tardios relativamente às gerações anteriores referidas*. Os valores de T_F são inferiores ao da temperatura do eutético do sistema NaCl - H_2O, sem que se verifique a presença de uma fase sólida de NaCl, razão pela qual os baixos valores de T_F devem ser atribuídos à presença de catiões bivalentes (fase III).

O estudo das inclusões dos quartzos provenientes quer de diversos níveis do mesmo filão, quer de diferentes tipos de filões, mostra características semelhantes às descritas para o caso da amostra Bo 22.

Na figura 53 estão representados os resultados microtermométricos de inclusões de quartzos provenientes de diferentes níveis de exploração de um mesmo filão (S.António); na figura 54 estão registados os resultados, distribuídos nível por nível, referentes a amostras de todos os tipos de filões e na figura 55 estão projectados os pontos médios (T_H, T_F) de cada um dos conjuntos estudados e cujos resultados estão presentes no quadro 31.

A análise dos resultados microtermométricos referentes às inclusões bifásicas (tipo C) permite as seguintes conclusões:

1- o modo de distribuição dos pontos representativos dos resultados microtermométricos é semelhante independentemente do tipo de filão ou da profundidade;

2- a presença ou ausência de um certo conjunto de inclusões depende, somente da presença ou ausência de um mineral na associação, muito provavelmente o mineral a cuja cristalização está ligada a presença do fluido aprisionado;

3- os quartzos que cristalizam em primeiro lugar (Quartzo I) contemporâneos da volframite, são caracterizados por inclusões cujas temperaturas de homogeneização variam entre 192° e 274°C com um valor médio de 243°C. Nos quartzos (II) contemporâneos da fase inicial do segundo episódio mineralizante (fase principal de deposição dos sulfuretos)e nos contemporâneos do início fase

---

* Ver amostra Bo 12

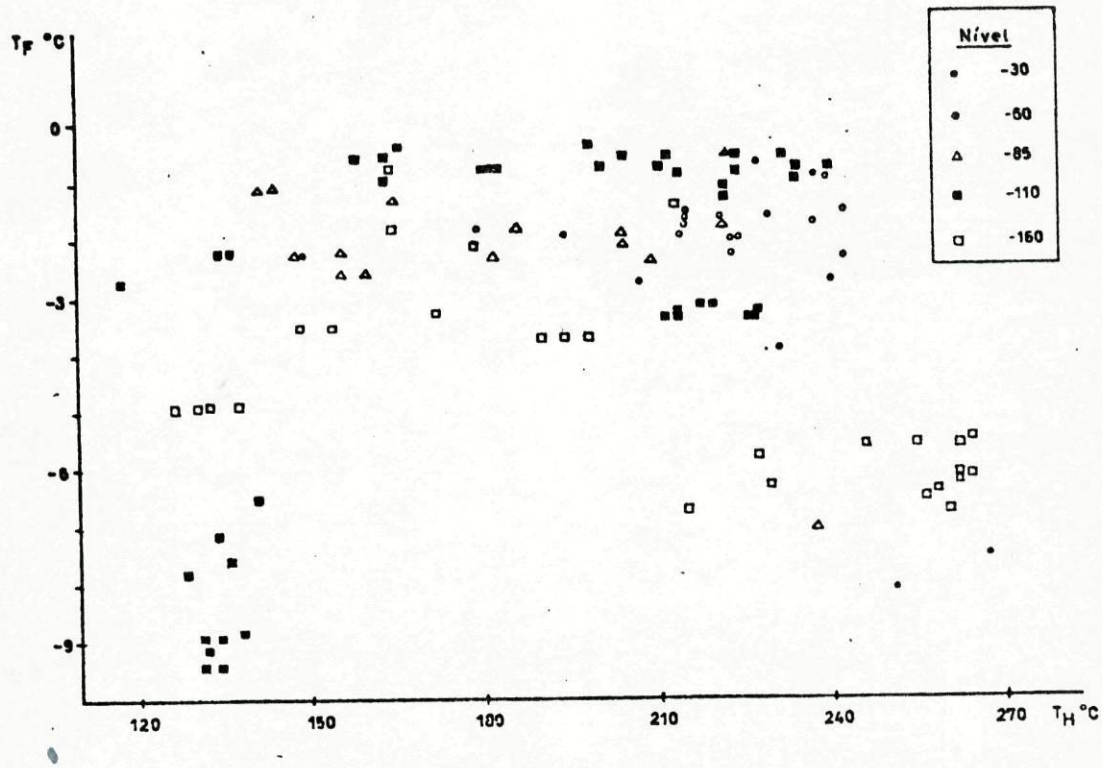


Fig.53- Relação entre as temperaturas de fusão(T_F) e as temperaturas de homogeneização(T_H) das inclusões fluidas dos quartzos de um mesmo filão(S.António)mas provenientes de diferentes níveis.

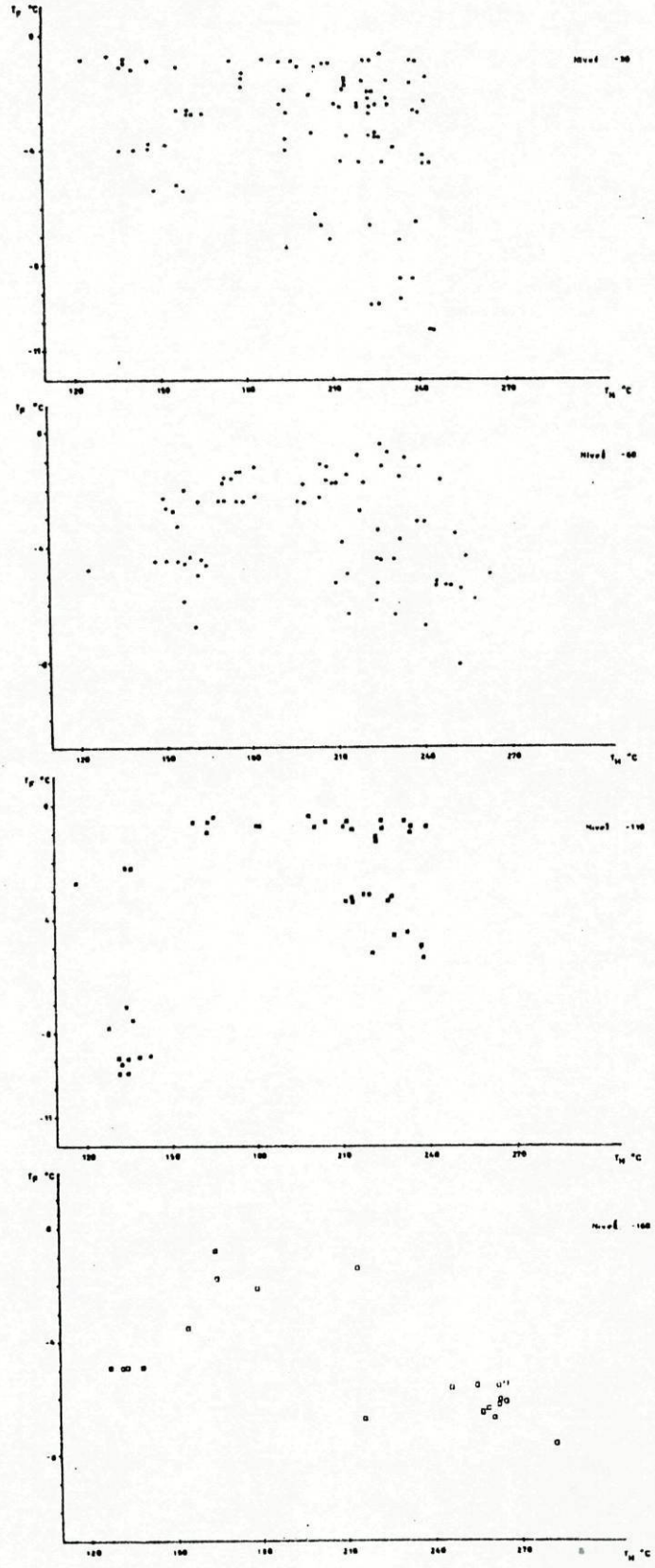


Fig.54- Relação entre as temperaturas de fusão (T_F) e as temperaturas de homogeneização (T_H), das inclusões fluidas de quartzos filonianos, segundo os diferentes níveis.

Amostra	Localização	Associação Mineral	T_F °C		T_H °C		Tipo de quartzo	n	nº.de ordem na fig.55	Observações
Bo 22	St.Ivone (nível -20)	Q+Volf+Sch	-6,2/-10,3	-8,1	192/243	224	I		1	Algumas inclusões contêm hidratos
			-2,6/-4	-3,3	136/165	152	IV		2	
		Q+Calco	-2,2/-4,5	-3,2	213/243	224		106	3	
		Q+Pir	-0,9/-1,9	-1,1	192/209	201	III		4	
			-0,8/-1,2	-1,0	138/156	142			5	Presentes inclusões metaestáveis mais inclusões de muito baixa T_F e T_H
Bo 82	S.José (-60)	Q+Sch+Mol	-5,3/-6,7	-6,2	213/254	232	I		6	
			-2,2/-4,4	-3,3	204/240	227	II		7	Algumas das inclusões são de 3 fases uma delas sólida
		Q+Pir+Clorite	-0,4/-1,2	-0,9	204/238	221	III	72	8	
			-16/-40,6	-26,2	92/107	96	IV			Inclusões metaestáveis
Bo 7	S.António (-30)	Q+Pir+Bismutinite+Clorite	-0,7/-2,7	-1,7	214/242	227	III		9	
			-25/-33,4	-27,4	34/57	44	IV	70		Inclusões metaestáveis
Bo 89	S.António (-160)	Q+Volf+Sch	-5,6/-6,7	-6,0	245/264	259	I		10	Algumas das inclusões contêm hidratos e é a este grupo que se encontram associadas as inclusões com CO_2(L)
		Q+Blenda+Clorite	-4,9	-4,9	127/138	136	IV	49	11	
			-27/-29	-28	60/65		IV			Metaestáveis
Bo 17	S.António (-60)	Q+Volf.	-7,3/-8,2	-7,7	252/274	260	I		12	Algumas inclusões contêm hidratos
			-2,2/-2,7	-2,4	148/152	150	IV	14	13	Inclusões metaestáveis
Bo 12	S.António (-110)	Q+Calco+Pir	-3,2/-3,4	-3,3	211/227	219	II		14	
			-0,4/-1,2	-0,8	200/239		III		15	
			-0,4/-1	-0,7	163/182	170	IV	63	16	Algumas metaestáveis
			-7,2/-9,4	-8,7	131/138	134	IV		17	Metaestáveis
Bo 100	S.António (-85)	Q+Volf+Sch	-7,1/-7,6	-7,4	235/240	237	I		18	Com hidratos, presente uma inclusão c/CO_2 L
			-1,1/-2,6	-2,0	142/165	155	IV	25	19	Algumas metaestáveis
Bo 111	Filão 3N (-85)	Q+Pirrot+Pir	-2,6/-3,8	-3,4	206/215	211	II	12	20	
Bo 68	Filão 2CX (-60)	Q+Volf+Sch	-5,2/-5,4	-5,3	243/252	247	I	19	21	
			-4,4/-5,6	-5,1	146/160	154	IV		22	
Bo 71	Filão 2Sul	Q+Sch+(Agulhas)	-2,2/-4,4	-3,3	165/190	182	IV	20	23	Associados a inclusões monofásicas
Bo 104	Brecha S. Helena (-40)	Q	-0,4/-0,6	-0,5	204/223	217			24	Cristal euédrico anterior à adulária existente numa cavidade do cimento da brecha.
			-0,2/-0,5	-0,4	169/182	176		30	25	
			-0,2/-0,6	-0,4	137/149	145			26	
Bo 137	Brecha S. Helena (-110)	Q	-4,4/-6,5	-5,4	225/246	237		15	27	
VE-1	Brecha Veniso (-110)	Q	-3,5/-5,2	-4,1	225/246	234		17	28	
Bo 123B	Cráisene (S.António -30)	Q+Moscovite	-1,7/-2,7	-2,2	150/174	162			29	
			-1,5/-1,8	-1,7	198/219	208		45	30	
			-6,3/-7,1	-6,8	235/280	260			31	

Quadro 31- Resultados gerais dos ensaios microtermométricos.

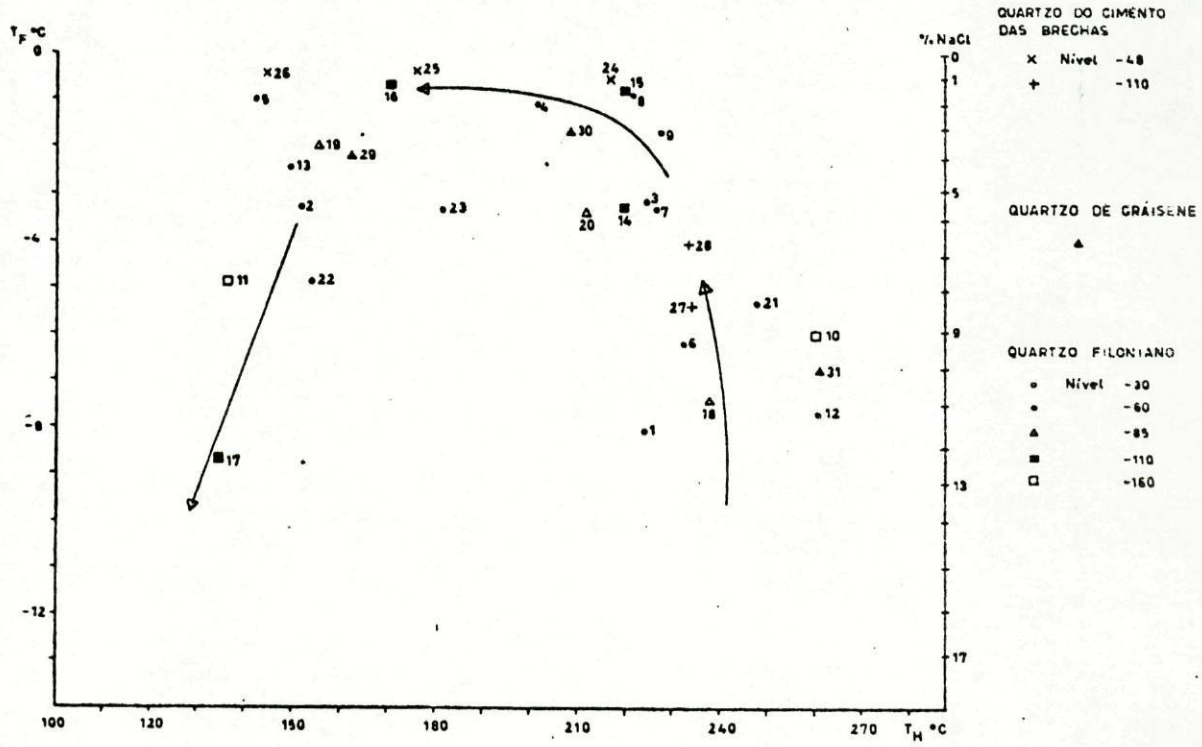


Fig.55- Diagrama global onde se representam os pontos médios (relação T_F-T_H) de cada um dos conjuntos definidos no decorrer deste estudo. Os algarismos representam o número de ordem de cada conjunto no quadro 31; os números em romano indicam as sucessivas fases de deposição.

	Quartzo contemporâneo dos tungstatos (Tipo I)	Quartzo contemporâneo da fase principal de sulfuretos (calcopirite, molibdenite, pirrotite) (Tipo II)	Quartzo contemporâneo da pirite II (Tipo III)	Quartzos tardios (Tipo IV)
$\frac{V\text{Fase líquida}}{V\text{Total}}$	0,90 a 0,85	0,92 a 0,90	0,95 a 0,92	> 0,95
Temperatura de fusão dos fluidos aquosos	-5,2 a 10,3°C (-6,8°C)	-2,2 a -4,5°C (-3,3°C)	-0,4 a -2,7°C (-1,1°C)	-0,4 a -40,6°C
Salinidade em % equivalente em peso de NaCl	8,2 a 14,3% (10,1%)	4,0 a 7,3% (5,6%)	0,8 a 4,7% (2,1%)	
Temperatura de homogeneização	+192 a +274°C (+243°C)	+204 a +243°C (+220°C)	+192 a +242°C (+217°C)	+34 a +190°C
Densidade*	0,884	0,877	0,860	

* Valores calculados para valores de P - 1 atm.

Quadro 32- Algumas características físico-químicas dos fluidos associados às diferentes gerações de quartzo.

final (quartzo III) os valores médios de T_H revelam-se ligeiramente mais baixos que nos quartzos I, 220° e 217°C, respectivamente. Só nos quartzos tardios, quartzos IV, é evidente nítido abaixamento dos T_H pois chegam a verificar-se valores de 34°C (Quadro 32);

4- apesar de, nos três principais períodos de cristalização, a temperatura se manter sensivelmente constante, os fluidos possuiam salinidades relativamente baixas, mas que variaram de 10,1 a 2,1% de NaCl;

5- nos quartzos (tipo IV) verificaram-se valores de T_F que só se justificam se admitirmos a existência de catiões bivalentes nos fluidos. De entre este tipo de quartzos deve destacar-se como que um sub-tipo caracterizado por inclusões com fluidos de muito fraca salinidade (1% NaCl) e com T_H que geralmente não ultrapassam os 150°C; este sub-tipo apresenta-se geralmente associado à adulária.

5.6.2.3. Inclusões com dióxido de carbono

Introdução

Uma vez que o dióxido de carbono, à temperatura ambiente, é muito pouco solúvel na água, as inclusões ricas neste composto terão, a uma temperatura superior a 31°C, uma fase rica em CO_2 e uma fase rica em H_2O com um pouco de CO_2 dissolvido.

No decurso da criometria, a uma temperatura inferior a 31°C, e se a densidade do CO_2 não fôr nem muito fraca nem muito forte, surge uma segunda fase rica em CO_2, ficando, portanto, as inclusões com três fases.

A densidade do CO_2 pode determinar-se porque para o caso do sistema H_2O-CO_2 ela é função da temperatura a que surge a terceira fase (KENNEDY, 1954; YPMA, 1963).

O facto do CO_2 ser pouco solúvel na água e o de no decurso do arrefecimento surgir uma terceira fase rica em CO_2, permite fazer um cálculo indirecto do teor em CO_2 contido numa inclusão. Para este cálculo é necessário também ter em conta a densidade do CO_2 e a relação volumétrica entre as fases ricas em CO_2 e H_2O (YPMA, 1963; POTY, 1969; WEISBROD e col. 1976). TOURET (1977) propõe que no cálculo intervenha também a salinidade da fase aquosa, porém é habitualmente, difícil de calcular, porque no caso das inclusões ricas

em CO_2, aquando da criometria, a fase sólida funde habitualmente a temperaturas superiores a 0^oC facto que está relacionado com a existência de clatratos. Estes clatratos no caso de inclusões ricas em CO_2 resultam da existência de hidratos gasosos (p.e. CO_2 5,75 H_2O) que se encontram dissolvidos na fase líquida. Porém COLLINS (1979) a partir de T_F clatrato, calcula a salinidade da fase líquida. (fig. 49).

DEICHA (1955) chama a atenção para o facto de o dióxido de carbono estar quase sempre presente nas inclusões líquidas e sublinha que nos casos em que o arrefecimento, abaixo da temperatura crítica do CO_2 ($+31^oC$), não conduz ao aparecimento de uma fase líquida de CO_2, este pode estar presente na fase gasosa. Para distinguir os casos em que a bolha gasosa é só de vapor de água daqueles em que a bolha gasosa contém CO_2 gasoso, DEICHA propôs duas designações, respectivamente, "vide de retraite" -vazio de retracção- e "corps spherique" -corpo esférico. Embora reconheçamos, como adiante referiremos, que no caso particular dos quartzos da Borralha estejam presentes estes dois tipos de inclusões, consideraremos a seguir, somente as inclusões que a determinada temperatura exibem três fases fluidas.

Estudo microtermométrico

As raras inclusões deste tipo (tipo A) presentes nos quartzos da Borralha apresentam toda a característica comum de mostrarem somente duas fases à temperatura ambiente: uma fase líquida rica em água e uma fase gasosa rica em CO_2. Com o arrefecimento, verifica-se o aparecimento de nova fase. Esta nova fase resulta da condensação de CO_2, que se manifesta pelo aparecimento de pequeno menisco situado no contacto com a bolha gasosa (foto 71). Este menisco apresenta um índice de refracção mais baixo do que o da água.

A condensação de CO_2, isto é, o aparecimento de uma terceira fase fluida, de CO_2 líquido significa que a densidade da fase rica em CO_2 é baixa e inferior à densidade crítica do dióxido de carbono (d_c= 0,45g/cm3). Como a temperatura à qual surge a terceira fase se situa, no caso das inclusões dos quartzos da Borralha, entre 18^o e 12^oC, a densidade situa-se entre 0,15 e 0,10g/cm3, de acordo com os dados de KENNEDY (1954) e YPMA (1963).

O cálculo da relação H_2O/CO_2 é difícil neste caso, pois as inclusões são de forma bastante irregular o que não facilita a perspectiva correcta da terceira dimensão. Da análise da geometria das inclusões pudemos deduzir que % em volume da fase de H_2O líquida varia entre 35 e 40%.

Pode prever-se que a quantidade de CO_2 dissolvido na fase rica em água é da ordem dos 1,8 a 2 mol%. (YPMA, 1963; POTY, 1969; WEISBROD e col.,1976; TOURET, 1977).

Nestas circunstâncias ($0,10 < d < 0,15$; $35 < \%H_2O < 40$), nas inclusões mais ricas em CO_2 dos quartzos da Borralha, a quantidade total de CO_2 presente, varia entre 8 e 10 mol% CO_2. Nestes cálculos entramos com a quantidade de NaCl que muito provavelmente se encontra dissolvido na fase aquosa, tanto mais que, no caso de fluidos com baixas densidades de dióxido de carbono, podem estar neles dissolvidos quantidades apreciáveis de cloretos alcalinos (YPMA, 1963). No caso presente, a estimativa da quantidade de cloretos é difícil de fazer dada a presença de hidratos de CO_2 que não permitem a determinação da T_F do gelo, porém utilizando o diagrama proposto por COLLINS (1979) e uma vez que T_F clatratos, nas inclusões tipo A, é da ordem dos $+7^oC$ a salinidade ronda 7%NaCl. Assim utilizando o método descrito por TOURET (1977) para $VCO_2 = 60\%$, $VH_2O = 40\%$, $dCO_2 = 0,15g/cm3$, $dH_2O = 1g/cm3$ e salinidade de 7% equivalente em peso de NaCl que equivale a 2 mol% NaCl, temos:

$XCO_2 = 9,6$ moles%, $XH_2O = 88,8$ moles% e $XNaCl = 1,6$ moles%.

Ensaios de esmagamento

Estes ensaios foram efectuados com quartzos idênticos aos utilizados nos ensaios microtermométricos. Utilizamos para o efeito, a platina de esmagamento modelo Roedder com algumas modificações, construída no C.R.P.G. de Nancy e actualmente comercializada sob a marca Chaixmeca. Como pretendiamos detectar principalmente a presença de CO_2, sob pressão, utilizamos como meio líquido a glicerina anidra, no qual o CO_2 é insolúvel.

Pudemos assim observar, uma libertação de gás de intensidade relativa, média nos quartzos onde algumas das inclusões apresentavam hidratos de CO_2 e forte nas amostras onde foram observa-

das inclusões com CO_2 gasoso. Em todas as restantes amostras examinadas a libertação de CO_2 foi nula ou fraca.

Conjugando estas observações com os resultados microtermométricos, podemos, função do teor em dióxido de carbono, classificar as inclusões dos quartzos da Borralha em três tipos cujas características principais estão presentes no quadro 33.

Tipo de inclusão	Presença de hidratos T_F °C	Nº máximo de fases fluidas presentes a $T < 31$°C	%volume da fase H_2O liq.	Teor calculado de CO_2 em mol%	Intensidade relativa de libertação de CO_2 por esmagamento
C_2- "Vazio de retracção"	Rara	Duas	90-95	<2	nula a fraca
C_2-"corpo esférico"	Habitual	Duas	85-90	2,5-4,5	média
A	Habitual	Três	35-40	8-10	forte

Quadro 33- Classificação das inclusões em função do seu teor em dióxido de carbono.

Efectuamos também, ensaios de esmagamento sobre grãos de volframite, tendo em vista a detecção da presença de CO_2 sob pressão. Os resultados foram muito variáveis, havendo porém a registar sempre uma libertação de CO_2, que vai de muito fraca em algumas a forte noutras (quadro 34).

Amostra	Intensidade relativa de libertação de CO_2 por esmagamento
Bo 14	Muito fraca
Bo 17	Muito fraca
Bo 18	Fraca
Bo 22	Forte
Bo 58	Muito fraca a fraca
Bo 89	Forte
Bo 94	Média a forte
Bo 105	Forte
Bo 107	Fraca

Quadro 34- Resultados dos ensaios de esmagamento de volframites.

II - Quartzo do cimento das brechas

Para uma melhor caracterização dos quartzos do cimento das brechas bem como para uma análise comparativa com os quartzos do sistema filoniano, procedemos ao estudo microtermométrico de quartzos provenientes do cimento das duas brechas conhecidas. No quadro 31 estão assinalados os resultados encontrados.

As inclusões observadas na sua quase generalidade, à temperatura ambiente exibem duas fases (tipo C_2), tudo indicando que o fluido inicial era homogéneo. A razão entre o volume da fase gasosa e o volume total da inclusão (V_G/V_T) mantém-se constante e aproximadamente igual a 10%. Não há, portanto, evidentes sinais de que o fluido original tivesse sofrido ebulição, o que sugere que também neste caso os fluidos estiveram sujeitos a pressões relativamente altas, $P_{total} > P_{fluidos}$ pelo que não é provável que os quartzos do cimento se tenham formado a profundidades sub-superficiais.

As características microtermométricas revelam que estes quartzos são semelhantes aos quartzos do sistema filoniano e que a sua formação foi muito provavelmente contemporânea de, pelo menos, alguns deles. Os resultados presentes no quadro 31 e figura 55 permitem as seguintes ilações:

- para o caso dos quartzos da brecha Venise, os fluidos presentes na altura da sua cristalização revelam-se semelhantes aos encontrados nos quartzos filonianos associados aos sulfuretos;

- os quartzos da brecha Sta.Helena revelam, numa das amostras, propriedades intermédias entre as dos quartzos contemporâneos das volframites e as dos contemporâneos dos sulfuretos. Estão ausentes as inclusões com CO_2 e também as inclusões onde se formam hidratos aquando dos ensaios criométricos. Noutra amostra (um cristal euédrico colhido numa cavidade do cimento) as características já, as de um quartzo tardio.

Com base na observação das relações espaciais filões-brechas podemos concluir por uma continuidade entre a formação dos filões e o preenchimento dos vazios da brecha pelo cimento quartzoso. Os resultados microtermométricos não centrariam este facto e levam a concluir que o essencial da deposição dos quartzos do cimento das brechas se deu num período que teve o seu início coin-

cidente com o da fase final da deposição da volframite.

III - Scheelite

Afigurou-se-nos de interesse o estudo deste mineral, pois, além do quartzo é o único transparente verdadeiramente representativo e susceptível de ser estudado. Além disso, tem a particularidade de ocorrer sob duas formas distintas:

A- em agregados de cristais anédricos intimamente associados à volframite;

B- em cristais euédricos ou subédricos não tão dependentes daquele outro tungstato.

O estudo das inclusões fluidas da scheelite reveste-se de uma certa dificuldade, devido ao índice de refracção e à cor do mineral. O facto de se tratar de um mineral facilmente clivável faz com que, em algumas inclusões, os fluidos presentes não sejam representativos do fluido original. Porém, tivemos o cuidado de seleccionar zonas de estudo em que a clivagem estivesse ausente ou fosse mínima.

Nas scheelites estudadas são comuns dois tipos de inclusões quer quanto à sua origem quer quanto à sua forma. Um primeiro tipo (I) é de inclusões secundárias de forma irregular, um segundo (II) é de inclusões primárias com a forma de cristal negativo bipiramidal (foto 76). Ambos, exibem duas fases à temperatura ambiente, porém enquanto o volume da fase gasosa no primeiro tipo varia entre 5 e 10% no segundo varia entre 10 e 20% do volume total da inclusão.

Os resultados microtermométricos estão patentes no quadro 35.

Amostra	Localização	Tipo de scheelite	Tipo de inclusão	T_F °C	T_H °C	n
Bo 100	S.António (-85)	A	I	-2,2/-3,1	210/240	6
Bo 71	Filão 2 CX (-60)	A	I	-3,9/-4,4	140/160	6
Bo 89	S.António (-160)	A	I-II	-5,3/-9,4	210/245	10
Bo 150	S.Helena Médio (-160)	B	I	-1,2/-1,3	228/235	6
		B	II	-5,7/-7,9	266/300	5

Quadro 35- Resultados dos ensaios microtermométricos efectuados sobre inclusões fluidas contidas na scheelite.

A análise dos resultados revela que as inclusões do tipo (I) possuem características semelhantes quer às dos quartzos contemporâneos dos sulfuretos, quer às dos quartzos caracterizados por inclusões com T_H e T_F relativamente baixos. Nas inclusões do tipo (II) o fluido presente mostra-se com características que não diferem muito das dos fluidos das inclusões típicas dos quartzos contemporâneos das volframites. Os dois tipos de scheelite apresentam, no que respeita a inclusões fluidas nelas contidas, aspectos semelhantes, o que leva a concluir que, apesar do seu distinto modo de ocorrência, resultam muito provavelmente do mesmo fluido.

As características microtermométricas permitem também concluir que a scheelite é um mineral mais precoce que os sulfuretos o que justifica o seu íntimo relacionamento com a volframite que a antecede ligeiramente.

5.6.3. Composição química das fases fluidas

Em nenhuma das centenas de inclusões observadas estava presente halite sob a forma do característico cubo, constituíndo uma fase sólida.

Embora o cloreto de sódio ocorra na maioria dos fluidos associados com a génese de jazigos de Sn e W, podem existir excepções. Tornava-se portanto necessária uma comprovação da existência de NaCl para que o conceito de "equivalente em peso de NaCl" utilizado na interpretação dos dados microtermométricos ficasse avalizado.

Assim, para complemento dos resultados obtidos, por métodos não destrutivos, (criometria), que davam uma indicação acerca da salinidade dos fluidos presentes nas inclusões, foram efectuadas análises químicas dos fluidos resultantes da lexiviação de quartzos previamente esmagados.

Foram preparadas amostras de quartzo de diferentes tipos, que depois foram esmagadas e lexiviadas. Em todas estas operações foi utilizado o método proposto por ROEDDER e col. (1963) segundo técnicas descritas por POTY e col. (1974) que eram as utilizadas no C.R.P.G. de Nancy.

Os iões analisados* foram K^+, Na^+, Mg^{2+}, Ca^{2+} e em alguns ca

* Todas as análises foram efectuadas nos laboratórios do C.R.P.G. de Nancy.

sos também Cl^- e SO_4^{2-} , pois são os principais iões que entram na composição de soluções hidrotermais.

Uma vez que uma dada amostra de quartzo contém, geralmente, várias gerações de inclusões, os valores que se obtêm ao analisar as soluções resultantes da lexiviação dos fluidos das inclusões, representam a composição de um determinado fluido mais ou menos modificado por fluidos pertencentes a inclusões mais recentes. É o caso do fluido dos quartzos associados às volframites que, na análise aparece mais ou menos modificado devido à mistura com fluidos de quartzos mais recentes, nomeadamente o associado à calcopirite e à pirite. Tendo em vista uma possível minimização da contaminação, foram analisados vários quartzos que pelas suas características se consideravam representativos dos diferentes tipos, nomeadamente o quartzo associado à volframite e o quartzo associado aos sulfuretos.

Os resultados das análises assim como a composição química das soluções e as relações atómicas estão presentes nos quadros 36 e 37 . A utilização das relações atómicas justifica-se pelo facto de a diluição, que se efectua aquando da lexiviação dos fluidos para análise, nunca ser rigorosamente a mesma pelo que de amostra para amostra só são interpretáveis as relações entre concentrações.

A composição química das soluções está expressa no quadro 37 sob a forma de molalidades absolutas dos diferentes sais. Estas molalidades foram calculadas de acordo com o método de WEISBROD e POTY (1975) tendo em conta os resultados obtidos pela criometria. Assim, e como já foi referido, as inclusões dos quartzos associados aos sulfuretos apresentam, na sua grande maioria, temperaturas de fusão que variam entre $-0,4^oC$ e $-4,5^oC$. Exceptuam-se as inclusões metaestáveis que possuam temperaturas de fusão que podem atingir valores muito baixos -2 a -26^oC. Face a estes resultados, os fluidos da maioria das inclusões de quartzos associados a sulfuretos podem ser caracterizados como soluções aquosas com uma salinidade total média da ordem dos 3,8% equivalente em peso de NaCl. As inclusões dos quartzos associados à volframite são caracterizadas por temperaturas de fusão que variam entre -5,2 e $-10,3^oC$ pelo que aos fluidos contidos nessas inclusões correspondem soluções aquosas com uma salinidade da ordem dos 10% equivalente em peso de

Tipo de quartzo	Amostra	Nível	Concentração nos produtos de lexiviação (p.p.m.)						Relações atómicas			Balanço de cargas Catiões/Aniões
			K	Na	Ca	Mg	Cl	SO_4	K/Na	Ca/Na	Mg/Na	
II e III (Contemporâneo dos sulfuretos)	Bo 22B	-20	0,237	3,414	0,123	0,076			0,041	0,021	0,021	
	Bo 12	-110	0,110	1,700	0,095	0,035	3,4	0,42	0,038	0,032	0,019	0,80
	Bo 15	-60	0,307	4,308	0,199	0,088			0,042	0,027	0,019	
	Bo 113	-60	0,164	1,804	0,001	0,013			0,053	0	0,007	
	Bo 88	-160	0,076	1,352	0,098	0,030	2,5	0,26	0,033	0,042	0,021	0,92
	Bo 17	-60	0,124	1,468	0,128	0,128	3,4	0,50	0,049	0,050	0,082	0,79
	Bo 111	-85	0,146	1,568	0	0,007			0,055	0	0,004	
	Bo 102	-85	0,035	0,548	0	0			0,038	0	0	
	Bo 100	-85	0,076	1,353	0,078	0,021	1,3	0,42	0,033	0,033	0,015	1,43
	Bo 89	-160	0,067	1,755	0	0,004			0,022	0	0,002	
I (Contemporâneo dos tungstatos)	Bo 22A	-20	0,125	0,987	0,002	0,031			0,074	0,001	0,030	
	Bo 94	-85	0,279	3,874	0,217	0,123			0,042	0,032	0,030	
	Bo 58	-28	0,088	0,843	0,038	0,001	2,9	0,21	0,061	0,026	0,001	0,47
	Bo 16	-60	0,109	0,764	0,065	0,001	1,5	0,32	0,084	0,049	0,001	0,80
	Bo 20	-110	0,088	1,034	0,048	0,005	1,5	0,2	0,050	0,027	0,005	1,04
IV (Contemporâneo da clorite vermicular)	Bo 7	-30	0,183	1,649	0,188	0,080	3,7	-	0,065	0,065	0,046	0,87
	Bo 110	-60	0,050	0,409	0,052	0,019	1,2	0,3	0,071	0,073	0,044	0,6
Cimento da brecha	Bo 137	-110	0,127	3,267	0	0,018			0,023	0	0,005	

Quadro 36- Análises químicas dos fluidos das inclusões dos quartzos.

Tipo de Quartzo	Salinidade em % equivalente em peso de NaCl	Relações atómicas			Molalidades absolutas (mol/Kg de H_2O)			
		K/Na	Ca/Na	Mg/Na	NaCl	KCl	$CaCl_2$	$MgCl_2$
Tipo I (Contemporâneo dos tungstatos)	10%	0,062	0,027	0,013	1,698	0,105	0,046	0,022
Tipo II e III (Contemporâneo dos sulfuretos)	3,8%	0,040	0,020	0,019	0,614	0,024	0,012	0,011
Cimento da Brecha	8,4%	0,023	0	0,005	1,523	0,034	0	0,008
Tipo IV (Contemporâneo da clorite vermicular)		0,068	0,069	0,045				

Quadro 37- Algumas características químicas dos fluidos associados às diferentes gerações de quartzo.

NaCl. Foram estes valores médios de salinidade (3,8% e 10%) que consideramos nos cálculos das molalidades.

Da análise dos resultados (quadros 36 e 37) pode concluir-se que:

- as relações atómicas são sempre baixas independentemente do tipo de quartzo, profundidade e proveniência;

- relativamente às razões K/Na, estas são sempre mais elevadas que as razões Ca/Na e Mg/Na, exceptuando-se o caso dos quartzos associados à clorite, em que estas duas últimas razões apresentam valores mais altos do que o habitual nos outros quartzos e são de grandeza semelhante às da K/Na. Estes factos deixam transparecer a importância dos iões alcalinos nos quartzos associados quer à volframite, quer aos sulfuretos, e que os alcalino-terrosos são mais importantes nos quartzos associados à clorite, justificando assim a ocorrência de inclusões com valores muito baixos de T_F nestes últimos;

- há um decréscimo de K/Na com a temperatura, isto pelo menos no que respeita às fases de cristalização do quartzo contemporâneo da volframite e dos sulfuretos. Nos quartzos mais tardios há de novo um aumento de K/Na assim como de Ca/Na e Mg/Na;

- dos iões alcalinos o Na é o mais abundante, verificando-se um aumento da sua quantidade relativa desde o quartzo associado à volframite até aos quartzos associados aos sulfuretos;

- $Na^+ > K^+ > Ca^{2+}$;

- o balanço de cargas é, na maioria dos casos, deficitário. Se se admitir que são iões H^+ que equilibram os iões Cl^- e SO_4^{2-} em excesso, as soluções seriam de tendência ácida;

- os valores de Ca/Na são na sua quase generalidade muito baixos (menores que 0,05), facto indicativo que o teor em Ca das soluções era muito baixo. Exceptua-se o caso dos quartzos associados à clorite;

- as concentrações de Ca, Mg, SO_4 e, até mesmo de, K, são relativamente baixas, o mesmo acontecendo muito provavelmente para outros elementos não analisados, pelo que o composto dominante nas soluções aquosas é o NaCl.

5.7. Condições termobarométricas de deposição

Pudemos já verificar que, no decorrer dos três principais períodos de cristalização, os valores de T_H se mantêm sensivelmente constantes.

As características que se podem observar nas inclusões fluidas dos quartzos dos tipos I, II e III, indicam que os fluidos eram homogéneos e com uma densidade que ia decrescendo no decorrer do processo pois variou de 0,884 (tipo I) a 0,860 (tipo III).

Apesar de termos observado centenas de inclusões fluidas nunca detectamos a presença de inclusões monofásicas gasosas; outrossim verificaram-se relações volumétricas sensivelmente constantes. Pode assim considerar-se a inexistência de ebulição no sistema hidrotermal em estudo.

Sendo, assim, temos de considerar que as temperaturas de homogeneização encontradas tenham de sofrer uma correcção, t, devida à pressão, para que se obtenha então a temperatura de aprisionamento (Ta) dos fluidos e consequentemente a temperatura de cristalização dos quartzos que as contêm. As T_H representam, neste caso, temperaturas mínimas de aprisionamento pois $P_{total} > P_{fluidos}$, sendo necessário o cálculo de t para se obter a temperatura de aprisionamento. Só no caso de se verificar a existência de ebulição é que se pode garantir que $P_{total} \simeq P_{fluidos}$ e então $T_H = Ta$.

Para o cálculo de Δt é necessário traçar-se a linha isocora relativa ao fluido ou fluidos e depois são necessários dados complementares que permitam fazer uma ideia àcerca da pressão total existente no momento do aprisionamento. Na impossibilidade de uma fiel reconstituição geológica, que permita avaliar a profundidade à qual se deu a cristalização dos minerais que contêm as inclusões, é então necessário recorrer a informações geotermométricas independentes da pressão. Todavia o estudo das inclusões fluidas permite, também, fazer estimativas àcerca da profundidade à qual se formaram os filões que contêm os minerais portadores dessas mesmas inclusões.

É preciso, porém, ter em conta que os fluidos podem exercer grandes pressões a pequenas profundidades podendo por vezes, $P_{fluidos}$ ser superior à P_{total} (nestes casos é porém normal verificar-se a existência de ebulição). Admitindo esta eventualidade, os

dados mais úteis obtidos directamente a partir do estudo das inclusões são os que permitem o cálculo dos valores mínimos de pressão total.

5.7.1. Isocoras dos fluidos contemporâneos do primeiro episódio de mineralização

Nos quartzos mais antigos existem dominantemente inclusões bifásicas (tipo C) e inclusões com dióxido de carbono (tipo A), sendo estas últimas muito raras. As inclusões bifásicas revelam, frequentemente, no decorrer dos ensaios criométricos, a presença de hidratos de CO_2. Esta circunstância aliada ao facto de os ensaios de esmagamento terem revelado a presença de algum CO_2 sob pressão, levou-nos a concluir que existe CO_2 associado à fase gasosa deste tipo de inclusões bifásicas, pelo que as consideramos do tipo "corpo esférico" e com teores da ordem dos 2,5-4,5 mol% de CO_2.

A presença de dióxido de carbono nos fluidos iniciais parece, assim indubitável. Contudo a sua concentração nunca atingiu valores superiores a 10 mol%, como se comprova pelo estudo das raras inclusões ricas em CO_2 presentes nos quartzos mais antigos.

Uma vez que nas inclusões trifásicas, mais ricas em CO_2, as temperaturas de homogeneização apresentam valores sempre inferiores aos valores das temperaturas de decrepitação (T_D), também neste caso não é possível chegar a conclusões precisas que possibilitassem a correcção de pressão (Δt), aplicando o método proposto por NAUMOV e MALININ (1968).

Na figura 56 representamos as isocoras que achamos ser representativas dos fluidos presentes nas inclusões com dióxido de carbono. Uma isocora correspondente a um teor de CO_2 da ordem dos 10 mol.% (para as inclusões do tipo A) e outra para 2,5 mol% CO_2 (para as inclusões do tipo C_2 "corpo esférico"). Estas isocoras foram traçadas tendo como base a metodologia proposta nos trabalhos de YPMA (1963) e TOURET (1977). Assim após o cálculo da secção do diagrama PTX para 10 e 2,5 mol% CO_2, que fizemos com base nos dados de TAKENOUCHI e KENNEDY (1964) traçamos a isocora utilizando o método dos dois pontos de homogeneização. Porém tivemos em consideração que o declive da isocora até que

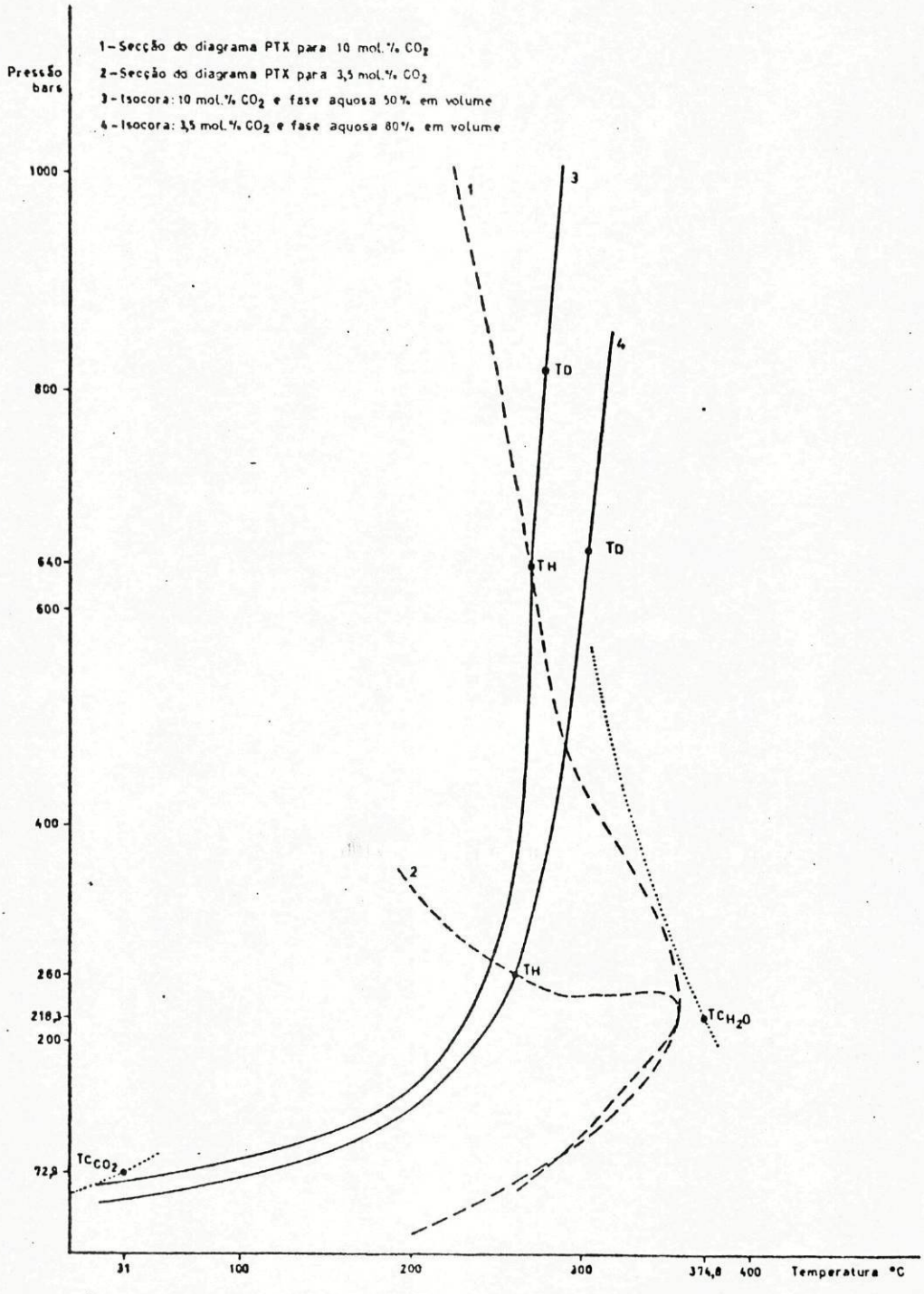


Fig.56- Isocoras dos fluidos contemporâneos do primeiro episódio de mineralização(fluidos mais ricos em CO_2).

T_H-temperatura de homogeneização; T_D-temperatura de decrepitação; T_{CO_2}-temperatura crítica do CO_2; T_{CH_2O}-temperatura crítica da água.

seja atingida a T_H é controlado pelo valor da densidade de CO_2. Uma vez que nos presentes casos as densidades são inferiores à densidade crítica de CO_2 a isocora no domínio das temperaturas mais baixas é muito deitada; para temperaturas mais altas o traçado da isocora além de depender de dCO_2 depende também da percentagem em volume da fase aquosa. Função desta última condicionante consideramos no caso presente, uma percentagem de 50 e 80% respectivamente.

Na figura 57 estão representadas as isocoras calculadas com base nos valores de salinidade e T_H encontrados nas inclusões dos quartzos antigos, não tendo em conta a presença de CO_2, isto é, considerando-as como do tipo C_2 "vazio de retracção". Assim foram calculadas, tendo em conta uma salinidade de 10% NaCl e $T_H = 243^o$ e de acordo com os valores do sistema H_2O-NaCl de LAEMMLEIN e KLEVTSOV (1961) (curva 2) e de POTTER (1977) (curva 1).

Além dos T_H estão também assinalados nos diagramas das figuras 56 e 57 os valores médios das temperaturas de decrepitação (T_D) encontrados. Se consideramos que a pressão, no interior da inclusão, cresce com o aquecimento, do incremento dessa pressão resulta a decrepitação da inclusão. Esta caracteriza-se como que, por um escape explosivo do conteúdo da inclusão. Nas inclusões mais ricas em CO_2 as T_D encontradas possuem um valor médio (283^o) inferior ao encontrado para as inclusões onde o CO_2 é menos abundante (310^oC) donde se pode concluir que a presença de CO_2 faz diminuir os valores de T_D (quadro 38).

Temos portanto a considerar dois tipos essenciais de inclusões de duas fases (líquida-gasosa) à temperatura normal:

1- inclusões com soluções aquosas com certos teores em voláteis, nomeadamente CO_2 ($\simeq$10 mol%);
2- inclusões com soluções aquosas salinas (NaCl dominante) e com baixos teores em voláteis ($CO_2 < 4,5$ mol%).

No caso das soluções do tipo 1 consideramos a solução cuja isocora está representada na figura 56 (curva 3); nas do tipo 2 consideramos aquelas cujas isocoras estão representadas na figura 56 (curva 4) e na figura 57 . Como pode verificar-se nas soluções do tipo 1 as pressões correspondentes às T_H são mais altas e consequen

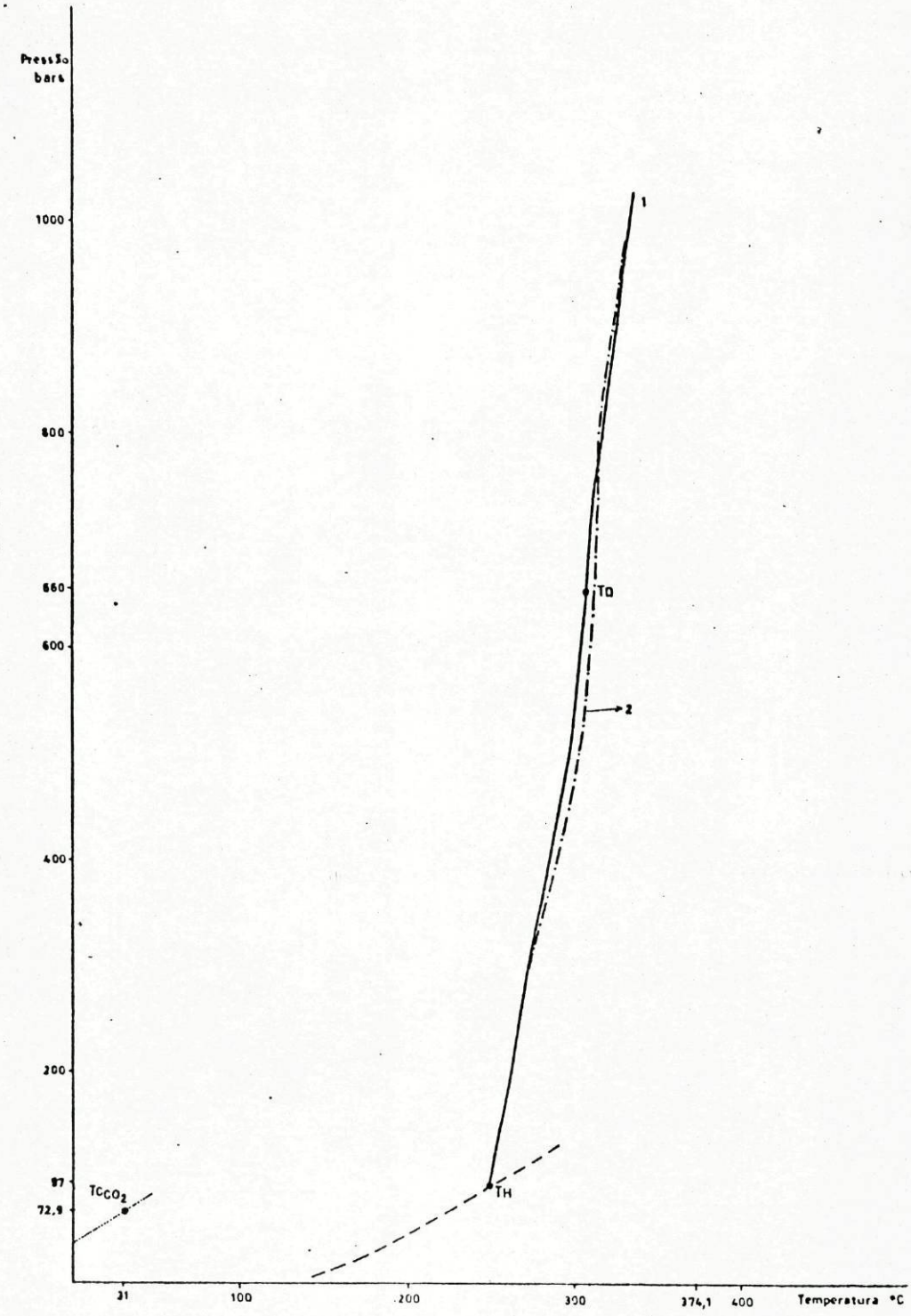


Fig.57- Isocoras dos fluidos pobres em CO_2 presentes nos quartzos associados à volframite.
1-Curva calculada de acordo com os valores do sistema H_2O-NaCl de POTTER (1977);2-Curva calculada de acordo com os valores do sistema H_2O-NaCl de LAEMMLEIN & KLEVTSOV (1961).

Amostra	Localização	T_{Fgelo} °C (valores médios)	$T_{Fclatratos}$ °C	Salinidade %eq.em peso NaCl	Teor em CO_2 em mol%	T_H °C	T_D °C
Bo 22	St.Ivone (-20)	-8,1	+4	11,6(11*)	2,5-4,5	192-243(224)	280-340(310)
Bo 82	S.José (-60)	-6,2		9,3	< 2	213-254(232)	
Bo 89	S.António (-160)	(a) -6,0	+4,5 a 7	9,1(7-10*)	2,5-4,5	245-264(259)	281-330(310)
		(b)	+6,9 a +7,2	7*	8-10	258-280(270)	280-290(293)
Bo 17	S.António (-60)	-7,7	+5	11,2 (9*)	2,5-4,5	252-274(260)	
Bo 100	S.António (-85)	-7,4	+3,5 +7	10,9 (7-11,5*)	2,5-4,5	235-240(237)	
Bo 68	2CX (-60)	-5,3		8,3	< 2	243-252(247)	

* Com base no diagrama do COLLINS (1979)

(a) - inclusões bifásicas

(b) - inclusões com CO_2 líquido a T < 17°C

Quadro 38- Características microtermométricas das inclusões fluidas dos quartzos associados à volfranite.

temente apresentarão valores que serão mais próximos dos que existiam no momento de aprisionamento, isto é, nestes casos os valores de Δ t serão mais pequenos que para as soluções com baixos teores em voláteis. Nos primeiros casos encontramos como valores de pressão 640, no segundo somente pressões de 260 e 97 bares. Este último valor é compatível com os valores apresentados por HAAS (1971); assim para uma solução com salinidade de 10%NaCl e para uma temperatura de 243°C, segundo os valores daquele autor possuiria uma densidade de 0,897 (contra os 0,884 por nós calculados) e a pressão hidrostática correspondente seria de 33 bares que é equivalente a uma pressão litostática de 90 bares (2,7 × × 33 = 90).

Os valores de T_D encontrados, embora considerando as limitações com que devem ser encarados, dão pelo menos uma indicação de que o trajecto das isocoras, para temperaturas superiores a T_H, está marcado por um declive acentuado. Este declive é notório para as soluções com baixos teores em voláteis, cuja isocora, no domínio das altas temperaturas, deve apresentar um desenvolvimento semelhante, ao da isocora das soluções com cerca de 3,5 mol% de CO_2.

Da análise deste conjunto de valores é-se tentado a admitir que muito provavelmente se verificou uma queda de pressão após o período que correspondeu ao da formação das inclusões com mais alto teor em voláteis, sem que tenham ocorrido condições para ebulição embora não seja de excluir que condições existentes não tenham estado muito longe daquelas.

5.7.2. Correcção de pressão, Δ t

As informações àcerca da profundidade de instalação dos maciços graníticos responsáveis pelas mineralizações não existem; pelo que, pelas razões já apontadas mais atrás não se torna possível um cálculo directo de T e P através das isocoras pois torna-se necessário conhecer o valor de um destes parâmetros para que então as condições termobarométricas possam ser completamente definidas.

Porem, pode desde já afirmar-se que os fluidos das inclusões com mais alto teor em voláteis foram aprisionados a uma pressão

de pelo menos 640 bares; mas como esta foi sempre suficiente para impedir uma eventual ebulição é de admitir que a P_{total} era superior aquele valor, pelo que mesmo neste caso se torna necessário uma correcção Δ t que é porém, seguramente, muito menor que para os fluidos com baixos teores em voláteis. Os valores deduzidos a partir do estudo das suas respectivas isocoras garantem que a profundidade mínima seria a que garante uma pressão hidrostática de cerca de 33 bares e que é, segundo os valores de HAAS (1971), de 347 m abaixo do nível freático.

Face aos conhecimentos actuais acerca da geologia da área consideramos como razoável uma pressão litostática entre 600 e 1000 bares o que corresponde a uma profundidade da ordem dos 2 a 4 km aquando da formação dos filões. Recordamos que consideramos que os granitos pós-tectónicos atingiram níveis relativamente superficiais e que para o metamorfismo de contacto provocado pela sua intrusão deduzimos condições termobarométricas de 550°C e 2000 bares com $P_{total} > P_{fluidos}$.

Infelizmente são relativamente escassos os trabalhos publicados sobre a termobarometria de jazigos de tungsténio. Nos quadros 39 e 40 apresentamos uma compilação dos valores relativos a jazigos do tipo paragenético da Borralha, isto é, do tipo "medium-temperature quartz-wolframite ore with sulfides" da classificação proposta por NAUMOV e IVANOVA (1971). Nos jazigos deste tipo, a volframite está associada a sulfuretos, nomeadamente pirite, calcopirite, blenda e, às vezes, molibdenite e bismutinite; a cassiterite está ausente ou, quando presente, em proporção subordinada; a ganga é essencialmente quartzosa e a alteração do encaixante limita-se aos encostos dos filões e caracteriza-se pela formação de gráisene com quartzo e moscovite. Da análise dos referidos quadros pode concluir-se que: as temperaturas de homogeneização registadas em quartzos associados à volframite variam no intervalo de 220° a 380°C, intervalo no qual se enquadram perfeitamente os valores encontrados para a Borralha; quanto aos valores de pressão esses variam entre 350 e 1400 bares. NAUMOV e IVANOVA (1971), após o estudo de dezenas de jazigos de tungsténio, concluiram que o intervalo de temperatura de deposição da volframite é relativamente estreito e se concentra preferencialmente no intervalo 280° a 350°C; quanto à pressão de formação dos jazigos indi-

Jazigo	Origem da amostra	Mineral estudado	T °C		Salinidade em % eq.peso NaCl	Pressão atmosf.	Referência
			T_H	T_D			
Bukuka (URSS)	Filão de quartzo com volframite	Volframite		300			NAUMOV e IVANOVA(1971)
		volframite		290			
		quartzo	246-278				
		quartzo*	254-258	200		1125	
Belukha (URSS)	Filão de quartzo com volframite	quartzo*	223-256	210		900	NAUMOV e IVANOVA(1971)
Dzhida (URSS)	Filão de quartzo -huebnerite	quartzo	220	250			NAUMOV e IVANOVA(1971)
		huebnerite	205-265	200			
Chulun--Khuriete (URSS)	Filão de quartzo com volframite	quartzo*	265-276	270		850	NAUMOV e IVANOVA(1971)
		quartzo	267-299				
		volframite		260			
Modoto (URSS)		quartzo*	290-305	180		1400	NAUMOV e IVANOVA(1971)
		quartzo	279-292	220		1100	
Ikh Khayran (URSS)	Filão de quartzo com volframite	quartzo	298-314				NAUMOV e IVANOVA(1971)
		quartzo*	288-302	240		1050	
Buren-Tsogto (URSS)	Filão de quartzo com volframite	quartzo*	244-255	230		925	NAUMOV e IVANOVA(1971)
		quartzo*	273-285			800	
Khabarovsk (URSS)	Filão de quartzo com volframite	quartzo		290-330			SUSHCHEVSKAYA e IVANOVA(1967)
		volframite		310			
Dedovogorsk (URSS)	Filão de quartzo com volframite	quartzo		310			SUSHCHEVSKAYA e IVANOVA(1967)
		volframite		260			
Erzgebirge (RDA)	Filão de quartzo e volframite	volframite		340			NAUMOV e IVANOVA(1971)
Clígga Head (GB)	Filões de quartzo + volframite	quartzo associado à volframite	260-380		2-12%		JACKSON e col (1977)
Carrock Fell (GB)	Filão de quartzo com volframite	quartzo	275-295		8,3%		SHEPHERD e col (1976)
Karkonosze--Izera (Polónia)	Greisen com volframite,cassiterite,scheelite,sulfuretos e bismuto	volframite		300-385		725	KARWOWSKI e KOZLOWSKI(1974)
Takatori (Japão)	Filões de quartzo com volframite e um pouco de cassiterite	quartzo	225-320		1-9%		TAKENOUCHI e IMAI (1971)
Ohtani (Japão)	Filões de quartzo com volframite e um pouco de cassiterite	quartzo	225-360		4-6,5%		TAKENOUCHI e IMAI (1971)
Grey River (Canadá)	Filões de quartzo com volframite	quartzo	270-360		8,3%	800	SHEPHERD e col (1976)

Quadro 39- Dados termobarométricos relativos a jazigos de tungsténio de tipo paragenético semelhante ao da Borralha (jazigos estrangeiros).

cam valores entre 550 e 1650 bares mas sugerem um valor de 1000 bares como sendo o mais característico.

Tendo em conta todos estes factos somos levados a admitir, para o caso da Borralha uma pressão litostática máxima entre 650 e 1000 bares o que face às isocoras calculadas para os fluidos com mais altos teores em voláteis implicaria uma temperatura máxima entre 290° e 330°C o que se coaduna com o tipo de paragénese existente no jazigo, nomeadamente caracterizada pela ausência de cassiterite facto que é compatível com os valores inferiores do intervalo de temperaturas proposto por NAUMOV e IVANOVA (1971).

De realçar porém que é de admitir uma quebra brusca de pressão após uma primeira fase em que os fluidos mineralizantes registavam certos teores em CO_2; associada a essa queda brusca de pressão esteve também ligada uma quebra nos teores de CO_2 pelo que a maioria do processo hidrotermal se processou provavelmente a pressões de fluidos mais baixas e praticamente na ausência de CO_2. A queda de pressão pode estar de algum modo relacionada com a história estrutural do jazigo.

5.7.3. Outras determinações de pressão

AMOSSÉ (1975e1978) procurou efectuar uma medida física que fornecesse directamente o valor da pressão presente no momento de formação do jazigo. Assim, propôs um método baseado no seguinte princípio: as tensões exercidas sobre um cristal aquando da sua formação são conservadas após o seu relaxamento, isto devido à cinética muito lenta que preside à reconstituição da rede cristalográfica a baixa temperatura. Aplicando este princípio às volframites da Borralha, nas quais determinou o coeficiente de compressibilidade segundo os três eixos cristalográficos, assim como a medida da variação da malha, calculou a pressão de formação de duas volframites colhidas no filão S.António nos níveis -60 e -110, tendo encontrado respectivamente os valores de 1460 e 1500 bars, isto é valores muito superiores aos encontrados por nós.

5.8. Conclusões gerais do estudo das inclusões fluidas

Do estudo das fases fluidas contidas nos quartzos pertencentes ao sistema filoniano e relativamente aos dados relativos às condições físico-químicas de deposição podemos tirar as seguintes conclusões:

- relações volumétricas constantes, homogeneização sempre em fase líquida e resultados microtermométricos a distribuirem-se em intervalos relativamente estreitos levam a concluir pelo carácter hidrotermal do sistema fluido e pela sua homogeneidade, isto é, não existiriam condições de ebulição;

- os três principais períodos de cristalização desenvolveram-se a temperatura sensivelmente constante mas com a salinidade a decrescer de modo progressivo. O valor máximo de salinidade, 10,1% NaCl, verificou-se nos períodos mais precoces, aquela decresceu até 2,1% NaCl no período equivalente ao da alteração hidrotermal da pirrotite;

- só relativamente aos quartzos tardios é que é notório, nítido abaixamento da temperatura (T_H = 34°C) e além disso maior actividade ligada a catiões bivalentes;

- a densidade dos fluidos decresceu no decorrer do processo hidrotermal pois variou de 0,884 até 0,860 no decurso dos três principais períodos de cristalização;

- o sal dominante nas soluções aquosas foi o NaCl; nessas mesmas soluções $Na^+ > K^+ > Ca^{2+}$ e relativamente à razão K/Na ela decresceu com a temperatura;

- o balanço de cargas iónicas é na maioria dos casos deficitário, pelo que é de admitir que as soluções seriam de tendência ácida;

- só para o período mais precoce do processo hidrotermal é que há a registar a presença de fluidos com certos teores em CO_2 (8 a 10 mol%); em todos os restantes períodos CO_2 estava ausente ou existia com baixas concentrações;

- a pressão litostática foi sempre suficiente para impedir uma eventual ebulição dos fluidos. Na fase inicial do processo teria sido da ordem dos 650 a 1000 bares. No que diz respeito à pressão dos fluidos ela foi sempre inferior à pressão litostática;

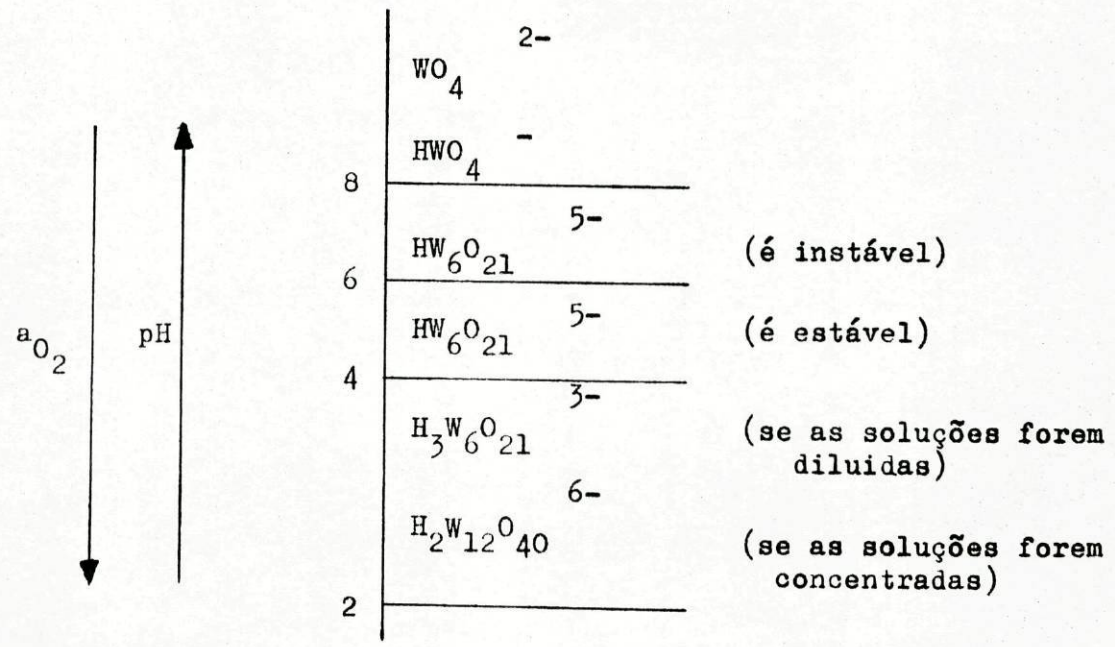
- a temperatura não variou sensivelmente desde a deposição da volframite até à alteração da pirrotite, pelo que os principais episódios se desenvolveram a temperaturas máximas entre 290°e 330°C.

5.9. Transporte do tungsténio nas soluções hidrotermais

A forma química sob a qual o tungsténio é transportado permanece ainda no domínio das hipóteses. Porém nos últimos anos algumas têm sido avançadas e a contribuição que tem sido dada pelo estudo das fases fluidas contidas nas inclusões tem sido considerável.

Existem fortes evidências que nas soluções mineralizantes, ligadas a jazigos de tungsténio, estão presentes cloretos e a concentração destes pode variar de escassos p.p.m. a cerca de 50% equivalente em peso de NaCl. Porém BARABANOV (1971) excluiu a possibilidade do tungsténio poder ser transportado sob a forma de haletos ou oxi-haletos e sugeriu que ele é transportado sob a forma de tungstatos de potássio muito solúveis. Efectivamente cálculos termoquímicos sugerem que os hexahaletos e os oxi-haletos de tungsténio são facilmente hidrolisáveis a altas temperaturas e que quer o ácido túngstico (H_2WO_4) quer WO_4^{2-} são relativamente estáveis (IVANOVA, 1966).

É notória a tendência do tungsténio a formar complexos e o pH é um factor físico-químico primordial no controlo da forma como o tungsténio é transportado em solução. Segundo BARABANOV (1971) pode apresentar-se o seguinte esquema:



O ácido túngstico é só ligeiramente dissociado a baixas temperaturas; a altas temperaturas e em soluções cloretadas permanece como uma espécie molecular. Por outro lado a temperaturas sub-críticas e para pH > 8 WO_4^{2-} é a espécie iónica dominante e deve também desempenhar grande papel no transporte do tungsténio a altas temperaturas. Estes factos levaram FOSTER (1977) a concluir que H_2WO_4 é provavelmente o principal veículo para o transporte do tungsténio embora a sua complexação tendo como ligandos HCl e KCl possa ser também responsável pela migração tendo forte influência P_{HCl} ; WO_4^{2-} teria também papel importante principalmente a altas temperaturas e em soluções relativamente densas e concentradas.

HIGGINS (1980) alegando que muitos dos estudos das composições dos fluidos hidrotermais, relacionados com jazigos de tungsténio, revelam baixos teores em Cl^- sugere que é necessário que outros complexos, além dos cloretados, sejam considerados no transporte do tungsténio realçando o possível papel de complexos carbonatados e bicarbonatados principalmente a altas pressões de fluidos.

IVANOVA e col. (1976) haviam sugerido dois tipos de soluções mineralizantes:

- uma com altos teores em sais e composta essencialmente por $Na^+ - F^- - Cl^-$;
- outra com teores médios em sais e com uma composição onde dominariam $Na^+ - Cl^- - HCO_3^{2-}$.

O papel do CO_2 seria portanto variável sendo só em alguns casos provável o transporte do tungsténio sob a forma de complexos carbonatados.

IVANOVA e col. (op.cit.) chamam porém a atenção para o facto de inclusões contidas em quartzos e volframites contemporâneos revelarem em alguns casos composições diferentes. Na volframite $K^+ > Na^+$ e $F^- > Cl^-$ ao passo que no quartzo $Na^+ > K^+$ e $Cl^- > F^-$ o que sugere diferenças nas formas de transporte do silício e do tungsténio; o primeiro seria possivelmente transportado como silicato de sódio na presença de cloretos e o segundo sob a forma de complexos com fluor e potássio. Estas observações terão seguramente algo de correlacionável com as de FOSTER (1977) ao sublinhar o facto de que apesar de nas soluções hidrotermais ser $Na^+ > K^+$ os

processos de alteração apontam para que o metassomatismo potássico seja dominante.

Quanto ao papel do fluor no transporte do tungsténio ele é ainda inigmático, pois se há casos em que a fluorite aparece muito associada à volframite, outros há em que esse mineral está praticamente ausente; isto para além do facto de WF_6, assim como WCl_6, ser como já referimos, facilmente hidrolisável.

Em conclusão, o problema do transporte do tungsténio está ainda longe de ser esclarecido. Contudo face ao estado actual dos conhecimentos pode considerar-se que existem dois tipos principais de soluções mineralizantes: umas pobres em voláteis e que serão dominantemente do tipo H_2O-NaCl; outras ricas em voláteis estando presente CO_2. Assim a problemática do transporte do tungsténio tem de ser encarada de modo diferente consoante o tipo de solução mineralizante: no caso do primeiro tipo deve considerar-se o papel dos complexos cloretados, para o segundo tipo o dos complexos cloretados, carbonatados e bicarbonatados.

Em termos de jazigos associados espacial e geneticamente com granitos a proporção de CO_2 nas soluções varia com a pressão. A altas pressões o CO_2 é relativamente abundante; a mais baixas pressões dominam os fluidos salinos. (BURNHAM, 1967; NAUMOV e IVANOVA, 1971; HIGGINS, 1980).

No caso das soluções pobres em voláteis se se verificar uma quebra de pressões elas não entram em ebulição pois geralmente nestas soluções a pressão de vapor de água é baixa. Porém, se as soluções são ricas em voláteis, nomeadamente CO_2, um decréscimo da pressão implica geralmente ebulição e a separação de CO_2 como uma fase separada, facto que pode conduzir, por exemplo, à destruição dos complexos carbonatados de tungsténio e à sua consequente deposição. Isto é, no caso de soluções ricas em CO_2 o início do período de deposição pode coincidir com um decréscimo de P_{CO_2} e consequente destruição dos complexos carbonatados (TUGARINOV e NAUMOV, 1972; IVANOVA e col., 1976; HIGGINS, 1980).

Para o caso particular do jazigo de tungsténio da Borralha, a presença do dióxido de carbono nos fluidos iniciais é indubitável. Porém deve sublinhar-se que as concentrações em CO_2 não exce-

deram 10 mol% e a escassez de inclusões fluidas ricas naquele composto. Por outro lado, é inegável a existência de soluções salinas onde o NaCl é o cloreto dominante; porém as salinidades podem considerar-se como de intermédias a baixas. Nestas circunstâncias somos levados a admitir que as soluções mineralizantes portadoras do tungsténio, eram, no caso da Borralha, do tipo das que IVANOVA e col. (1976) consideraram como tendo teores médios em sais e com uma composição onde dominavam Na^+, Cl^- e HCO_3^{2-}, pelo que deve ser tomada em conta a influência de P_{HCl} e P_{CO_2} no processo de transporte e deposição do tungsténio que originou o jazigo.

5.10. Comparação com outros jazigos portugueses de tungsténio

Para estabelecer possíveis comparações seria importante comparar os dados obtidos através dos estudos microtermométricos dos quartzos da Borralha com os de outros jazigos portugueses de tungsténio. No quadro 40 encontra-se uma síntese dos dados existentes e que se referem à Panasqueira (KELLY e RYE, 1979) e a Vale das Gatas (SHEPHERD, 1980).

Apesar de cada jazigo ter a sua história específica verifica-se que existem semelhanças no que se refere às características deduzidas através do estudo das inclusões fluidas, nomeadamente no que respeita aos valores das temperaturas de homogeneização e às salinidades em %NaCl dos diferentes episódios de cristalização que também são idênticos. Não será ousado admitir que o processo de deposição nos três diferentes jazigos tenha passado por fases idênticas que se processaram em condições semelhantes.

Jazigo	Origem da amostra	Mineral estudado	T_H °C	% Salinidade em eq.peso NaCl	Pressão (bars)	Referência
Vale das Gatas	Filões de quartzo com volframite, cassiterite e sulfuretos	Quartzo associado à volframite	225 ± 6	6%		SHEPHERD (1981)
		Quartzo associado aos sulfuretos	194 ± 21			
Panasqueira	Filões de quartzo com volframite, cassiterite e sulfuretos	Quartzo da "Silica Cap"	230-360(280°)	5-10%	320-600	KELLY e RYE(1979)
		Quartzo associado aos óxidos	230-360(280°)	5-10%	26-200	
		Quartzo associado aos sulfuretos	280	5-10%	72-62	
		Quartzo associado aos carbonatos	120-70	< 5%	2	
Borralha	Filões de quartzo com volframite, scheelite e sulfuretos	Quartzo associado aos tungstatos	192-274(243)	8-14 (10)	650-1000	
		Quartzo associado aos sulfuretos	204-243(220)	4-7(5,6)		
		Quartzos tardios	34-190			

Quadro 40- Dados termobarométricos relativos a jazigos portugueses de tungsténio.

5.11. Outros elementos sobre as condições físico-químicas de deposição

5.11.1. A composição das volframites e as suas condições de formação

5.11.1.1. Generalidades

As hipóteses que têm vindo a ser apresentadas, por numerosos autores, àcerca das causas da variação da composição das volframites e o seu relacionamento com as suas condições de formação têm sido numerosas e controversas.

A ideia de que a razão MnO/FeO pode variar função das condições de deposição tem vindo desde há muito a ser debatida.

OELSNER (1944) e LEUTWEIN (1952) concluiram que as razões huebnerite/ferberite (H/F ou MnO/FeO) das volframites variavam em função do tipo genético de jazigo e eram essencialmente controladas pela temperatura de deposição. Embora não houvesse qualquer prova experimental de aquela razão poder funcionar como termómetro geológico, aqueles autores concluiram que a huebnerite era o termo da série cuja deposição se processava a mais altas temperaturas. Assim, à escala do jazigo mineral a verificar-se uma zonalidade os termos mais ferberíticos ocorreriam nas zonas mais superficiais e nas zonas laterais mais afastadas do "centro quente" e à escala do cristal ocorreriam na periferia. OELSNER (1944) chegou mesmo a propôr três tipos de volframite, a saber: a pegmatítica se $H/F > 0,8$; a pneumatolítica com $0,1 < H/F < 0,8$ e a hidrotermal com $H/F < 0,1$.

Porém, casos há, em que o estudo da composição das volframites, à escala do jazigo tem revelado precisamente o inverso do proposto por aqueles autores; isto é, os termos mais ferberíticos ocorrem nas zonas mais profundas. Este facto levou GANEEV e SECHINA (1960) a admitirem precisamente o inverso da regra formulada por OELSNER (1944). Noutros casos não é evidente qualquer relação entre a composição das volframites e a profundidade.

TAYLOR e HOSKING (1970) consideram que devem ser postas reservas à utilização da razão MnO/FeO como geotermómetro e consideram que a composição das volframites é controlada por outros factores além da temperatura.

CLARK (1970), GROVES E BAKER (1972) e AMOSSÉ (1975 a 1978) referem que, para além da temperatura, a razão MnO/FeO das volframites é, também, função da razão MnO/FeO do fluido mineralizante.

BARABANOV (1971) considera que a composição das volframites não é determinada pela profundidade e temperatura de formação nem composição dos fluidos, mas sim pela composição das rochas envolventes das quais são extraídos, no decurso da **graisenização**, os principais elementos responsáveis pela precipitação do tungsténio, nomeadamente o ferro, o manganês e o cálcio.

HSU (1976) estudou experimentalmente as relações de estabilidade da série huebnerite-ferberite e concluiu que existe uma completa solução sólida entre a ferberite e a huebnerite acima do intervalo de temperaturas entre 400° e 900°C e a uma pressão de 1000 bares. Conclui ainda que, ao contrário do que seria lógico pensar, a fugacidade do oxigénio (fO_2) tem um efeito quase insignificante sobre a variação da composição das volframites; o mesmo acontecendo relativamente à fugacidade do enxofre (fS_2). HSU (1976)nega o papel da temperatura na variação da composição das volframites e sugere que tal variação é principalmente controlada pela variação da razão MnO/FeO do fluido mineralizante, podendo também o pH desempenhar função relevante.

HORNER (1979) conclui, por seu lado, que a temperatura e o pH são os principais factores controladores da variação de composição das volframites. Estudando o comportamento de $FeWO_4$ e $MnWO_4$ a temperaturas compreendidas entre 25° e 350°C, concluiu que a mudança de composição é possível quer em condições isotérmicas com variação do pH; quer com a variação da temperatura, pois nos sistemas hidrotermais o pH do fluido decresce verticalmente com a temperatura. A ferberite, formar-se-ia a qualquer temperatura (25° a 350°C) mas exigindo condições ácidas; a huebnerite só a temperaturas superiores a 200°C mas em condições neutras a fracamente alcalinas.

VOYEVODIN (1981) assumindo como que uma posição conciliadora relativamente à controvérsia que existe acerca do papel da temperatura na variação da composição das volframites, chama principalmente atenção para o papel das condições geológicas de formação dos diferentes jazigos de volframite, que só por si podem justificar todos os mal entendidos existentes.

Pode portanto concluir-se que a composição das volframites é regida por vários factores, alguns talvez ainda não definidos.O papel do pH, bem como o da composição das soluções mineralizantes parecem ser determinantes; indirectamente a temperatura pode exercer certa influência. A pressão, assim como fO_2 e fS_2 parecem ser factores não determinantes na variação da composição das volframites.

Cada jazigo deve ser considerado isoladamente e as eventuais conclusões resultantes do seu estudo não são aplicáveis a outros jazigos que só aparentemente podem ser semelhantes.

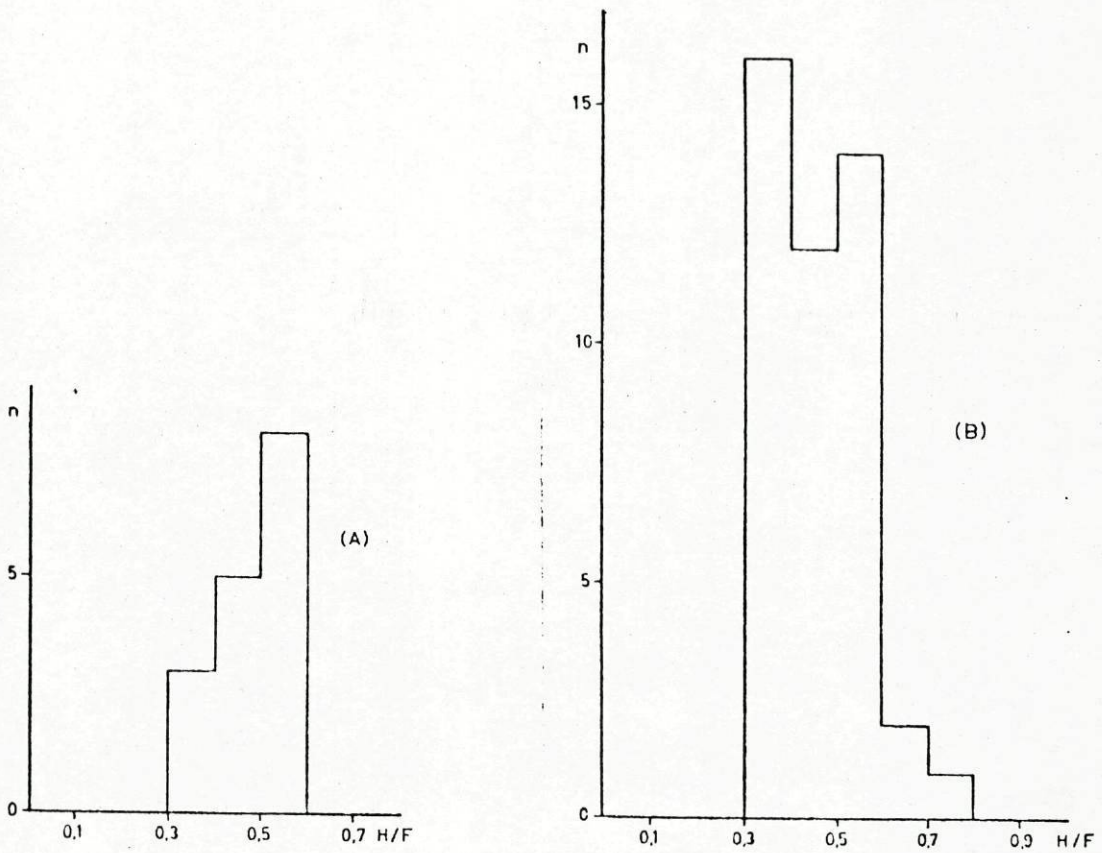


Fig.58- Histogramas relativos aos valores da razão H/F das volframites (ver explicação no texto).

5.11.1.2. Composição das volframites da Borralha

Para o caso concreto do jazigo hidrotermal da Borralha, foram calculados os valores da razão MnO/FeO (H/F) a partir dos resultados das análises químicas de 16 volframites (quadro 23). Na figura 58 estão representados histogramas relativos à distribuição dos valores das razões H/F; em (a) consideramos os valores de H/F por nós obtidos a partir das análises químicas; em (b) o somatório desses valores com os obtidos por AMOSSÉ (1975). Como pode verificar-se, a maioria dos valores de H/F estão compreendidos entre 0,3 e 0,6. Na figura 59 apresentamos a localização das diferentes amostras de volframite para as quais os valores de H/F foram determinados. No perfil 4.1 figuram os valores referentes só a amostras colhidas no filão S.António e seus dois ramos principais 3 Sul (a nascente) e S.António Sul (a poente).

Da análise dos dados existentes pode concluir-se que as razões H/F das volframites variam dentro de um intervalo relativamente pequeno e que a variação existente não obedece a qualquer regra de distribuição espacial. Pelo menos não é nítido qualquer controlo por acção da profundidade; da distância lateral à zona central do jazigo (se admitirmos que esta corresponde a zona da brecha Sta.Helena); ou ainda, por acção da natureza do encaixante.

A nossa opinião não é concordante com a de AMOSSÉ (1975). Este autor preconiza uma regra de distribuição em torno das brechas que designou por "intrusões siliciosas" ou "centros quentes", concluindo que os termos mais huebneríticos se encontram nas suas proximidades e os mais ferberíticos nas zonas mais externas ou sejam as mais distantes dos "centros quentes".

Como já referimos, os valores entre os quais varia a razão H/F distribuem-se num intervalo relativamente estreito, de modo que se pode afirmar que as variações de composição são pouco significativas, não obedecendo aparentemente a qualquer regra de distribuição espacial. O estudo dos quartzos contemporâneos das volframites revelou que o essencial da sua formação se processou a temperaturas constantes ou com variações de pequena amplitude, pelo que as diferenças existentes nas composições das volframites não terão sido controladas por variações de temperatura mas muito provavelmente por variações doutros factores físico-químicos, nomeadamente o pH.

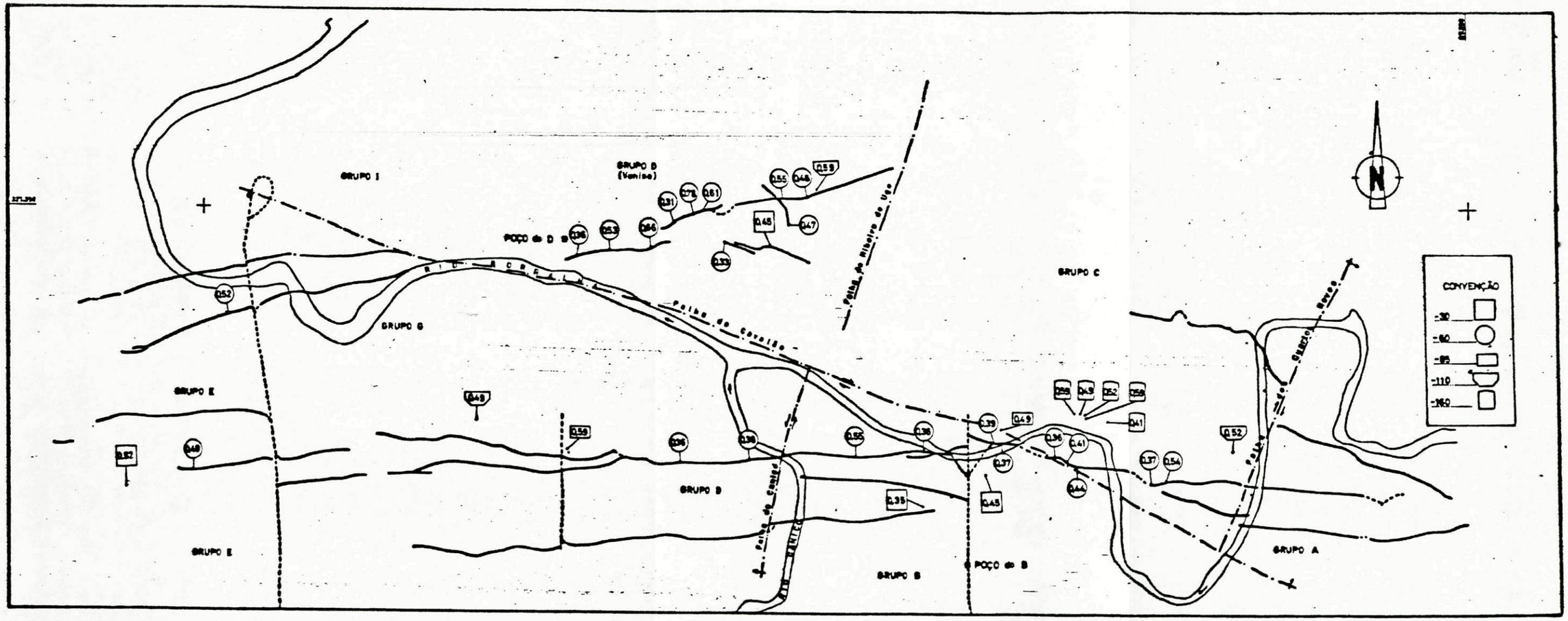


Fig.59- Localização das amostras de volframites com indicação dos valores de H/F.

No estudo das fases fluidas admitimos que as soluções seriam de tendência ácida; isso está de acordo com a composição de tendência ferberítica assinalada para a maioria das volframites. A ocorrência de uma volframite huebnerítica (Volf III) associada a um episódio mais tardio (segundo episódio) aponta para um aumento do pH das soluções assim como da P_{H_2S} o que está de acordo com a ocorrência conjunta deste tipo de tungstato com feldspato potássico e sulfuretos; a temperatura seria, pelo menos, superior a 200°C (HORNER, 1970; VOYEVODIN, 1981).

Relativamente às volframites estudadas como vimos o intervalo de variação dos seus teores em MnO é relativamente pequeno (6,21% a 8,72%) pelo que se pode considerar,que no essencial, as volframites (Volf I e Volf II) têm uma composição, que se mantem constante independentemente da sua situação no jazigo. Essa invariabilidade de composição, que corresponde à de termos intermédios entre volframites s.r. e ferberites está patente no diagrama da figura 60 e segundo VOYEVODIN(1981) é típica de jazigos plutonogénicos hipabissais, aos quais correspondem condições de P e T intermédias. SMIRNOV (1976) considera que aquela classe de jazigos se forma a profundidade, que na maioria dos casos, não ultrapassam os 3200 m e a temperaturas máximas que habitualmente estão compreendidas entre 400° e 300°C e que no decorrer do processo hidrotermal baixam depois até 100°a 50°C.

5.11.2. Estudo da blenda

Como a ocorrência de blenda em amostras macroscópicas é rara e como além disso é praticamente impossível obter uma blenda desprovida de inclusões de calcopirite, foi-nos impossível proceder ao seu estudo químico ou radiográfico com vista à determinação do teor em Fe e S. Foram porém efectuadas várias análises semi-quantitativas, recorrendo à microssonda. Estas análises permitiram verificar que as blendas possuem um teor em Fe relativamente fraco (Quadro 41 e fotos [illegible]).

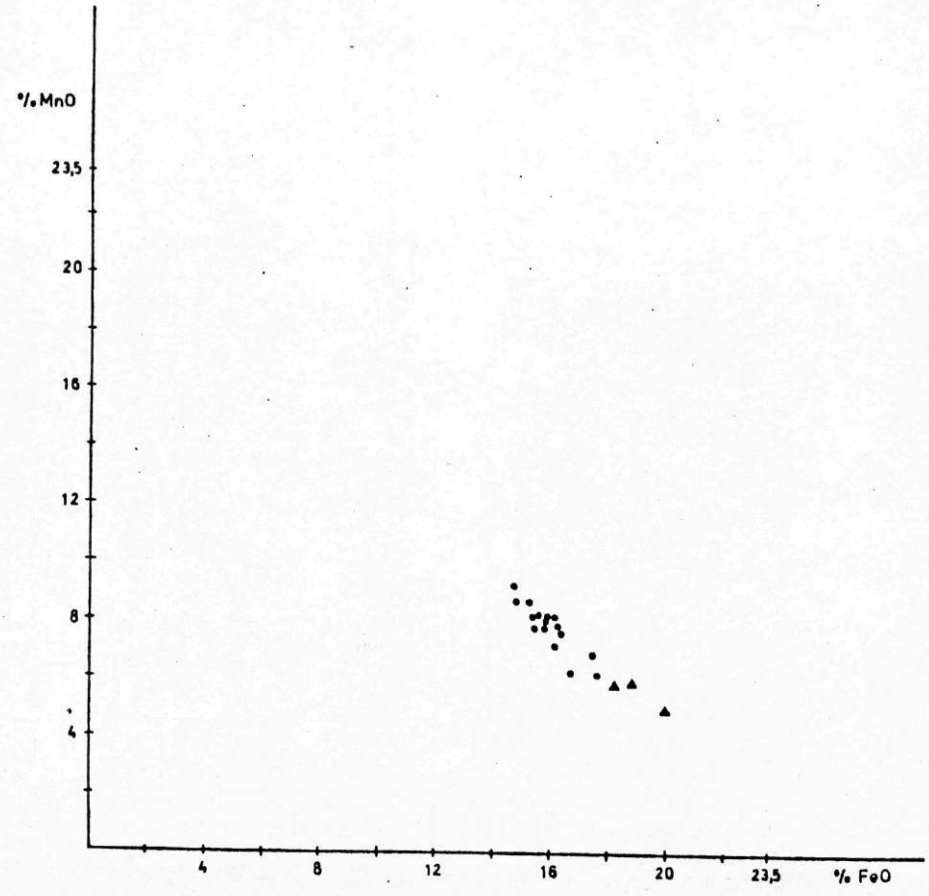


Fig.60- Composição das volframites expressas em termos de percentagens de FeO e MnO (diagrama de VOYEVODIN, 1981).

	Fe	Zn
Padrão Zn	160	59 980
Padrão Fe	42 300	180
Pirite	19 000 §	558 §
Blenda	2 086 §	33 520 §

§ - Média de 45 análises pontuais em diferentes amostras.

Quadro 41- Composição da blenda(análises semi-quantitativas efectuadas à microssonda).

De referir contudo, que as blendas estudadas exibem sempre características ópticas similares, pelo que as análises têm grande probabilidade de serem representativas.

No caso presente a blenda apresenta-se em equilíbrio com a pirite I. O facto da pirrotite monoclínica ser ligeiramente posterior, leva a supor que as condições não eram distantes das do equilíbrio entre os três sulfuretos. Estes dados associados aos teores em FeS encontrados na blenda, confirmam os resultados obtidos por SCOTT & KISSIN (1973) e são válidos para uma temperatura da ordem dos 250°C. Por outro lado, a temperatura máxima de estabilidade da associação pirite + pirrotite monoclínica é de 251° ± 3°C (RISING, 1973 in BARTON & SKINNER, 1979), pelo que a temperatura de formação da blenda não deve diferir muito desta.

5.11.2.1. O problema das exsoluções

a) Blenda na calcopirite

WIGGINS & CRAIG (1975) referem que a solução sólida intermédia no sistema ternário Cu - Fe - S, saturado com blenda, possui um teor superior a 25 mol% de ZnS a 800°C e superior a 4 mol% a 500°C. A maioria deste sulfureto de zinco é exsolvido no decorrer de um arrefecimento lento. Ao referirem, também, que a calcopirite é incompatível com a blenda a temperaturas inferiores, ou ligeiramente inferiores a 500°C, admitem portanto, que as exsoluções de blenda na calcopirite têm de formar-se a temperaturas superiores a 500°C. Estes valores estão de acordo com o estabelecido correntemente por vários autores, que sugerem altas temperaturas, como condição bási

ca para a ocorrência destas exsoluções. Uma vez que admitimos que a temperatura é muito inferior, tal circunstância poderia apontar para o facto de que os casos citados como exsoluções o não fossem. Contudo, já justificamos a razão por que as consideramos como tal.

No caso presente, os valores deduzidos quer do estudo das inclusões fluidas, quer do estudo paragenético do segundo episódio mineralizante, são muito inferiores a 500°C.

A estreita associação da pirrotite com a calcopirite e, particularmente, da pirrotite com certas exsoluções de blenda na calcopirite, sugerem, como já referimos, que parte da pirrotite foi exsolvida da calcopirite o mesmo acontecendo com a bismutinite e que a exsolução é contemporânea com a da blenda. Se esta análise for correcta, a temperatura de exsolução da blenda na calcopirite não pode exceder os 334° ± 17°C (fig. 61), pois a calcopirite e a pirrotite não formam um par estável acima daquela temperatura (YUND e KULLERUD, 1966) (fig. 61). A exsolução de blenda é anterior à pirite II, pois esta substitui a calcopirite e preserva no seu interior as exsoluções cruciformes.

b) Calcopirite na blenda

A exsolução de calcopirite na blenda é também habitualmente considerada como um fenómeno de alta temperatura. Porém, para o caso da Borralha, somos levados a concluir que essas temperaturas não podem ser consideradas dentro dos parâmetros clássicos, isto é, cerca de 500°C. As finas exsoluções de calcopirite formaram-se após a deposição inicial da blenda, a qual como já referimos, se formou a temperaturas da ordem dos 250°C. A esta temperatura, o teor em CuS da blenda é demasiado baixo, pois a 800°C é cerca de 6,5 mol% e decresce bruscamente com a temperatura (WIGGINS e CRAIG, 1975). Este facto, parece-nos justificar a impossibilidade de toda a calcopirite inclusa na blenda ser exsolvida a partir dela.

5.11.3. Associação da bismutinite com a calcopirite e pirrotite e da pirite com o bismuto nativo

Como já referimos, a bismutinite surge, na sequência de deposição, no segundo episódio e as suas relações com outros sulfuretos maiores indicam que está associada parageneticamente à pirrotite e à calcopirite. É frequente, a associação bismutinite-pirrotite

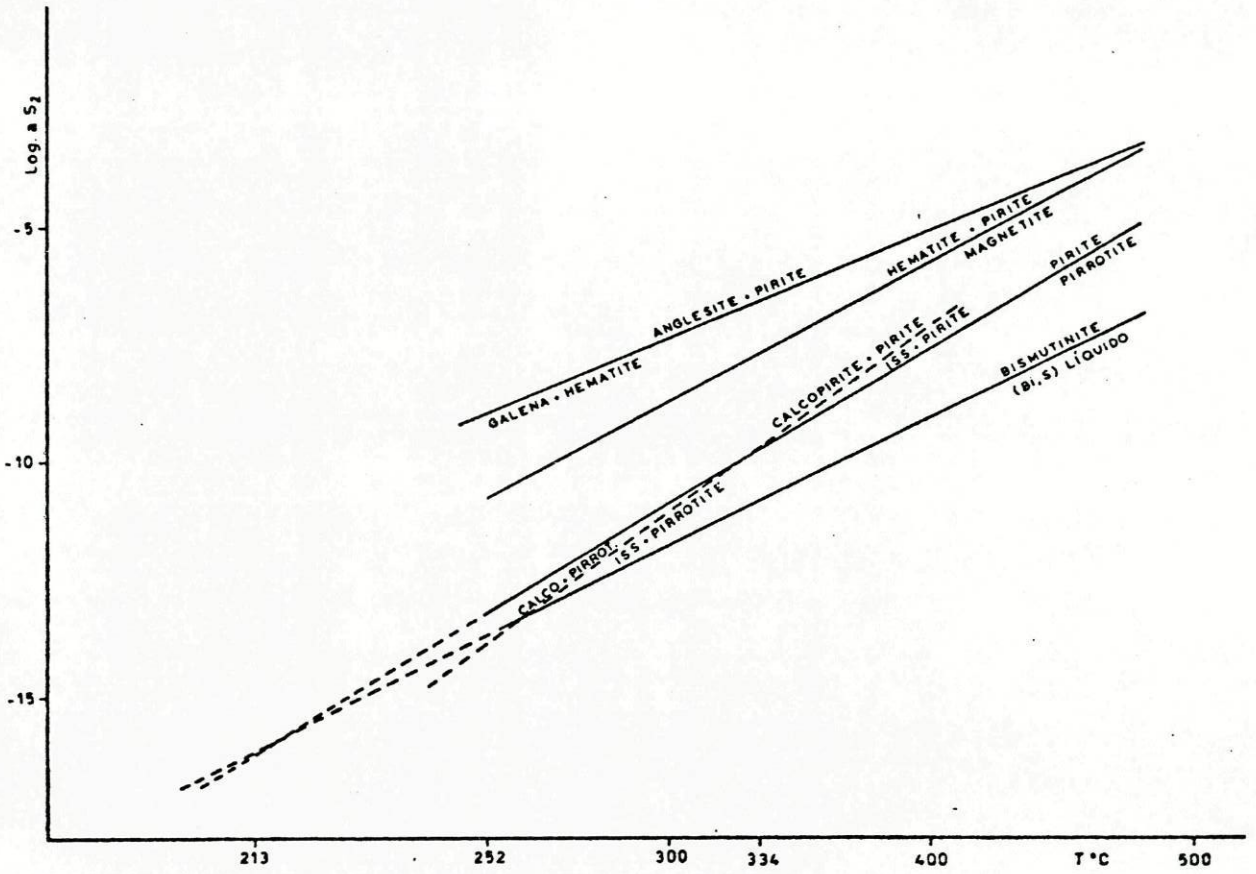


Fig.61- Diagrama actividade de S_2-temperatura (BARTON & SKINNER, 1979).

no seio da calcopirite. Tudo indica que o bismuto nativo é relativamente mais tardio e que parte dele exsolveu da bismutinite. A ocorrência de bismuto nativo + galena, intimamente associadas à pirite II e à hematite, sugere que o bismuto nativo é contempoâneo da pirite II. Da análise da figura 61 pode deduzir-se que a associação bismutinite-pirrotite-calcopirite tem uma temperatura mínima de formação de cerca de 260°C e que, para que haja estabilidade entre o par calcopirite-pirrotite, a temperatura não pode ultrapassar os 334° ± 17°C. Por outro lado, estes valores são compatíveis com o indicado por LIOU (1973) para limite inferior de estabilidade do epídoto que é de 220° ± 50°C; como já referimos, o epídoto ocorre intimamente associado às clorites lamelares contemporâneas da fase de deposição dos sulfuretos maiores.

5.11.4. Alteração da pirrotite

A referida diminuição de volume, deduzida do aspecto textural da associação pirrotite-pirite-marcassite, caracterizado por grande porosidade e mau polimento, indica que a alteração da pirrotite foi acompanhada por perda de material. KELLY e TURNEAURE (1970) sugerem decréscimos de volume (26%) provocados pela perda de ferro aquando da substituição da pirrotite. Também neste caso parece que a alteração da pirrotite foi acompanhada por uma perda de ferro, permanecendo constantes os valores do enxofre.

A temperatura a que se processou o fenómeno de alteração é semelhante à da fase final do segundo episódio mineralizante. Como a alteração é posterior à formação da calcopirite que como vimos estava em equilíbrio com a pirrotite, ela teve de se processar a temperaturas inferiores a 334° ± 17°C. Por outro lado, como a pirite que se formou por alteração da pirrotite é contemporânea do bismuto nativo é viável o equilíbrio pirite-bismuto nativo, só estável a temperaturas inferiores a 213° ± 25°C (BARTON e SKINNER, 1979), pelo que a alteração se processou a temperaturas inferiores a esta. As temperaturas indicadas são nitidamente inferiores a 430°C indicada por KULLERUD (1967) como temperatura máxima para a formação da marcassite durante o processo de alteração da pirrotite.

Do estudo dos sistemas que envolvem fases mineralógicas semelhantes às presentes no segundo episódio mineralizante, pudemos concluir que, a fase inicial daquele episódio decorreu a temperaturas entre 260° e 334 ± 17°C e a fase final a temperaturas inferiores a 213 ± 25°C. Estes valores são compatíveis com os obtidos a partir dos estudos microtermométricos que apontam para temperaturas máximas compreendidas entre 290° e 330°C para as fases de deposição dos tungstatos e dos principais sulfuretos.

5.11.5. Fugacidades de oxigénio e enxofre

As relações entre as diversas fases mineralógicas presentes e a utilização de dados obtidos através do estudo de sistemas experimentais onde aquelas fases estejam envolvidas, permitem de um modo indirecto obter algumas indicações acerca dos parâmetros físico-químicos que presidiram à génese da mineralização.

Com base nos trabalhos de HSU (1976 e 1977) elaboramos a figura 62 onde estão representados os campos de estabilidade para os diferentes minerais de tungsténio e molibdénio juntamente com os dos óxidos e sulfuretos de ferro em função do log fO_2 e log fS_2, à temperatura de 577°C e a uma pressão de fluido de 1000 bares. Embora o efeito de fO_2 e fS_2 não tenha sido determinado para outras temperaturas e pressões do fluido, o efeito da pressão é desprezível se esta somente variar dentro do limite de alguns milhares de bares e se as temperaturas permanecerem altas; quanto ao efeito da variação de temperatura, este só seria sensível para diferenças da ordem de algumas centenas de graus, embora mesmo nesse caso as posições relativas das curvas de equilíbrio não variem muito.

Face aos valores de P e T deduzidos a partir do estudo das inclusões fluidas, os campos de estabilidade presentes na figura 62 podem ser aplicados para o caso do jazigo da Borralha, pelo que em função da mineralogia, é possível deduzir algo sobre as condições relativas a fO_2 e fS_2 presentes nos diferentes episódios mineralizantes.

A composição das volframites é minimamente condicionada pelas variações de fO_2 e/ou fS_2 (HSU, 1976). Porém o facto da volframite estar associada à scheelite, quase pura, leva-nos a concluir que o primeiro episódio de mineralização se deu sob condições de fO_2 relativamente baixas (log $fO_2 \simeq -20$).

Baixa fO_2 e alta fS_2 são também compatíveis com a ocorrência

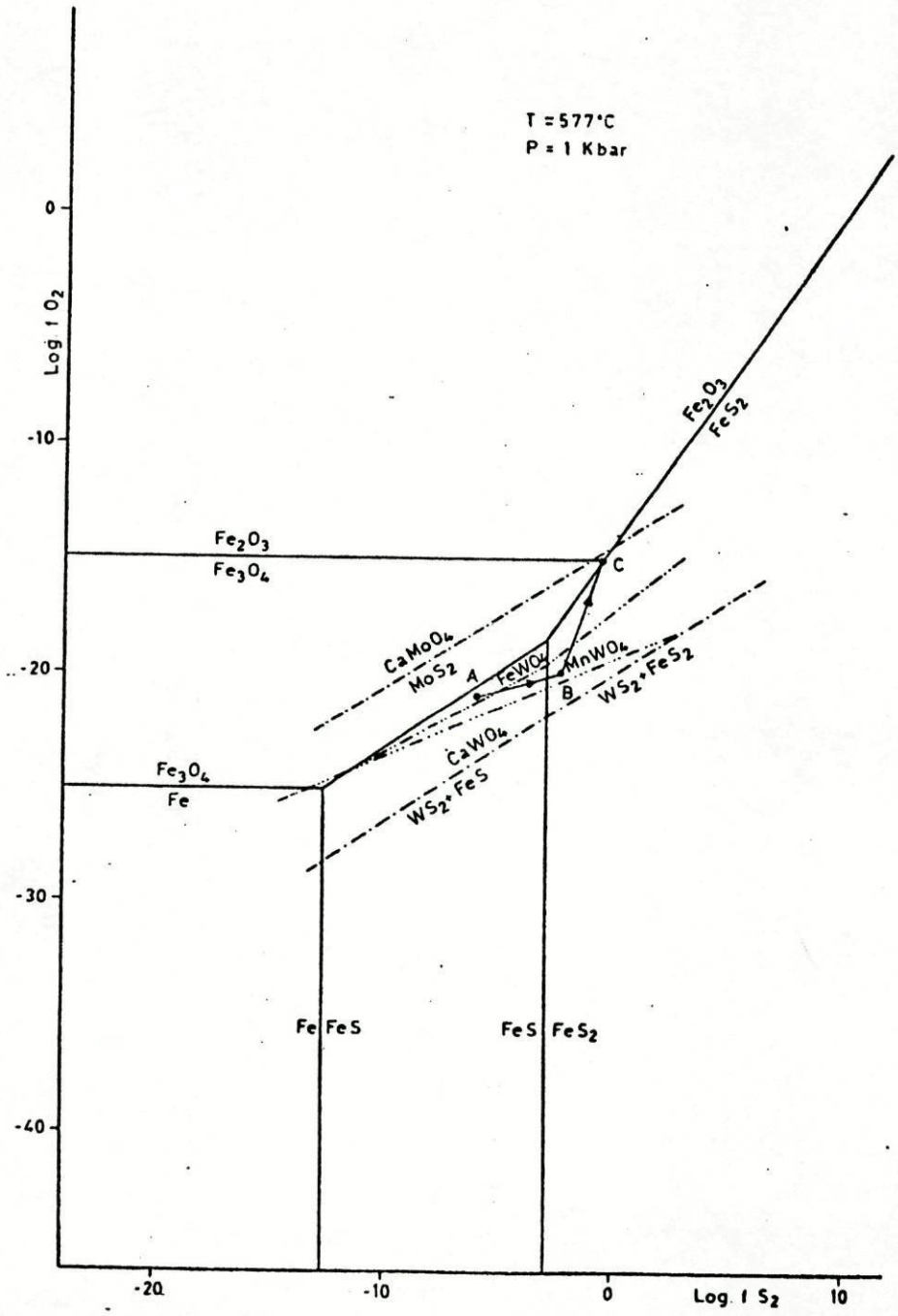


Fig.62- Diagrama $logfO_2$-$logfS_2$ A-Primeiro episódio de mineralização(deposição da maioria dos tungstatos).B-Segundo episódio de mineralização(deposição dos principais sulfuretos). C-Fase final do segundo episódio de mineralização(alteração da pirrotite).

conjunta de molibdenite e scheelite pura, pois alta fO_2 e/ou baixa fS_2 impediriam a formação de molibdenite em favor de uma scheelite rica em componente powelítica (fig. 62). No caso presente, embora a formação da molibdenite seja posterior à da scheelite, o tempo que as separou foi pequeno e a molibdenite aparece frequentemente associada a uma scheelite quase pura, que não revela portanto a presença de qualquer componente powelítico. Por outro lado, existe uma geração de volframite cuja formação é contemporânea da fase inicial do segundo episódio; como já vimos essa volframite (volf III) é huebnerítica facto que é indicativo de ligeira baixa de fO_2 e de um aumento de fS_2. A não ocorrência de tungstenite condiciona as condições de fO_2, que não podem ter sido demasiado baixas.

A molibdenite, a pirrotite e a pirite são sulfuretos maiores da fase inicial do segundo episódio. Contudo, a fase tardia deste episódio é caracterizada pela alteração da pirrotite em pirite ao mesmo tempo que se individualizam novas fases, tais como a marcassite, a hematite e a magnetite. Destas situações se pode inferir que a fS_2 era alta e que aumentou desde o primeiro episódio até ao fim do segundo. A ocorrência da hematite e da magnetite associadas à pirite só é possível para condições específicas de fS_2 e fO_2 e é indicativa de que, com o fim do segundo episódio, além do aumento de fS_2 já referido, houve também um aumento de fO_2. Uma vez que grande parte da hematite se apresenta actualmente pseudomorfisada em magnetite, é de admitir que a fO_2 atingiu um máximo no início da alteração da pirrotite e decresceu de novo, mantendo-se contudo em níveis elevados, de molde a possibilitar a formação da magnetite. Dos factos referidos podemos concluir que:

- no decorrer dos dois episódios maiores a fS_2 se manteve sensivelmente constante, embora se tenha manifestado uma ligeira subida na parte final do segundo episódio, aquando da alteração da pirrotite;

- os valores de fO_2 foram relativamente baixos e semelhantes quer no período que correspondeu à formação dos tungstatos quer no da formação dos principais sulfuretos (porém a fO_2 nunca atingiu valores tão baixos que possibilitassem a formação de tungstenite). Só no fim do segundo episódio se verificou um aumento da fO_2, caracterizado pela formação de hematite e magnetite no decorrer do fenómeno de alteração da pirrotite.

5.12. Alteração hidrotermal das rochas encaixantes

Quando procedemos ao estudo regional das rochas graníticas referimo-nos aos fenómenos de alteração deutérica que designamos por albitização, microclinização e moscovitização. Esses fenómenos foram tardi a pós-magmáticos e manifestam-se à escala do maciço granítico.

Iremos fazer breves considerações sobre os fenómenos de alteração localizados na vizinhança dos filões mineralizados, mais concretamente nos seus encostos, pois só aí se verifica nítida alteração, o que está de acordo com a tipologia do jazigo que anteriormente consideramos como sendo "medium-temperature quartz-wolframite ore with sulfides". Estes fenómenos de alteração sobrepuseram-se, no caso dos granitos, a outros já existentes que classificamos como tardi e pós-magmáticos.

Ao estabelecer a sequência de deposição mineral nos filões tivemos oportunidade de referir a complexidade de tal tarefa, dada a variedade de fases mineralógicas envolvidas. Além das diferentes fases metálicas, consideramos o quartzo e diversas outras fases não metálicas cujo posicionamento na sequência se relacionava com determinada fase de fracturação do material filoniano. A moscovite foi o primeiro mineral a depositar-se após a abertura das fracturas onde os filões vieram a desenvolver-se; em sucessivos episódios de fracturação, que se seguiram à formação dos tungstatos, depositaram-se as clorites lamelares e o epídoto, depois a adulária, a fluorite, a clorite vermicular e, por fim, a siderite.

Seguramente que as rochas encaixantes dos filões, nomeadamente as menos competentes, tais como o granito, sofreram os efeitos daquelas sucessivas fases de fracturação. Portanto, não serão de estranhar sucessivas marcas de alteração impressas pelos fluidos responsáveis por outras tantas fases de deposição. Assim, determinados factos representativos ou interpretados como representativos de determinado fenómeno, poderão estar mascarados por outros, resultantes de fenómenos mais tardios; estão neste caso as alterações hidrotermais impostas nas rochas encaixantes dos filões mineraliza-

dos.

No presente estudo, referimo-nos muito sumariamente a fenómenos de alteração dos encostos filonianos, reservando para futuro, o seu estudo pormenorizado. As alterações dos elementos das brechas mostram características semelhantes às dos encostos dos filões, razão pela qual as analisaremos conjuntamente.

A alteração é de intensidade variável e se existem casos em que ela é evidente noutros é praticamente nula. A orla de alteração só raramente atinge mais de 10 cm para além do contacto do quartzo com o material encaixante. Caracteriza-se por uma alteração quartzo-moscovítica mais evidente quando a encaixante é granítica ou aplitopegmatítica e com mais intensidade no último caso. Os feldspatos potássicos são substituídos por moscovite e/ou quartzo; as plagioclases substituidas mais ou menos intensamente por mica sericítica a biotite transforma-se em clorite. A turmalina, quando presente, parece também ser afectada pela proximidade do filão, apresentando-se muito fraccionada e invadida por mica verde; isto não invalida que a turmalina possa estar também ligada ao processo de alteração mas, como mais precoce que a mica, é por ela substituída depois de fracturada. Nas rochas granitóides é frequente também a presença do epídoto intimamente associado a clorite. As rochas, nas suas zonas alteradas, mostram-se ricas em opacos que em parte preenchem microfissuras. De entre esses opacos a pirite e a calcopirite são os mais comuns, podendo ocorrer também a molibdenite; são frequentemente visíveis macroscopicamente e estão associadas a clorite fissural que recorta finamente até a rocha menos alterada. A apatite e a fluorite estão por vezes presentes.

Nos micaxistos a alteração, quando presente, manifesta-se essencialmente por uma silicificação da rocha e por uma cloritização da biotite. A ocorrência de turmalina é também nítida no caso da encaixante xistenta, acompanha geralmente o quartzo e, assim, a xistosidade torna-se por vezes menos nítida. A turmalina mostra uma tendência a moldar-se aos planos de xistosidade, e orienta-se preferencialmente com o seu eixo maior paralelamente à direcção da foliação. Os opacos são frequentes e a apatite pode surgir acessoriamente.

Referir-nos-emos, em particular ao que designamos por alteração quartzo-moscovítica, pois é sem dúvida a mais característica

e a mais evidente, nomeadamente quando a encaixante não é xistenta. Longe de pretendermos proceder à sua caracterização, por ausência de dados, iremos fazer algumas considerações que entendemos ser úteis aquando de um estudo mais pormenorizado.

Poderíamos eventualmente designar este tipo de alteração por graisenização porém, admitindo o significado genético-descritivo do termo *gráisene* que SCHERBA (1970) definiu como "rocha metassomática essencialmente constituída por quartzo e mica e frequentemente com topázio, fluorite, também feldspato e opacos, formada a alta temperatura, a partir de granitos ou outras rochas pela acção de soluções pneumatolítico-hidrotermais, ricas em flúor, cloro e água" e que o termo gráisene só deve ser aplicado nos jazigos em que a graisenização foi o processo mineralizante; tal designação não é a mais indicada para o caso do jazigo da Borralha.

Geralmente nem todas as associações minerais quartzo-micáceas correspondem a gráisenes, pois podem resultar de fenómenos de alteração mais tardios, que não se enquadram, pelo menos geneticamente, nos limites definidos para aquelas rochas que são sempre anteriores à deposição dos filões hidrotermais. Contudo, temos de admitir que as estreitas bandas, essencialmente quartzo-moscovíticas, resultantes da alteração da rocha encaixante no contacto com o quartzo mineralizado, e que se dipõem de um lado e do outro dos filões, têm aspecto e posicionamento semelhante ao que habitualmente é designado por "gráisene fissural". No caso da Borralha, essas bandas raramente atingem larguras maiores que 10 cm e, proporcionalmente, são mais desenvolvidas quanto mais fino fôr o filão ou vénula e maior a percentagem em sulfuretos, nomeadamente a calcopirite.

Sem pretendermos proceder a uma caracterização geoquímica do fenómeno de alteração dos encostos de composição granítica, procedemos à análise química, quer do granito "são" (granito porfiróide da Borralha), quer da correspondente banda de alteração, que, no único caso analisado, possuía uma largura de 8 cm. Pareceu-nos interessante comparar os valores da análise, apesar de reconhecermos que o número de análises está longe de ser representativo (qua

dro 42).

Da alteração do granito, resulta como já referimos, uma rocha essencialmente constituída por quartzo e moscovite. Tal alteração, em termos de elementos maiores, traduz-se por um aumento dos teores em ferro total, MnO, MgO e TiO_2, bem como da percentagem total de água por uma diminuição de K_2O, CaO, e principalmente de Na_2O. Relativamente aos outros constituintes maiores, nomeadamente SiO_2 e Al_2O_3, as variações são muito pequenas. O baixo teor em Na_2O é também habitual nos gráisenes e resulta da substituição dos feldspatos pelas micas. Em termos de elementos menores, a alteração traduz-se por um crescimento dos teores em Sn e Rb e por um decréscimo dos teores em Ba e Sr. O Cu e o Zn revelam teores elevados na rocha alterada, embora também uma das amostras de granito "são" apresentasse um teor de 300 p.p.m. de cobre.

Os teores altos em Cu e Zn são provavelmente devidos à existência dos sulfuretos. O mesmo pode acontecer pelo menos a parte do Sn, uma vez que não verificamos a existência de cassiterite e as análises de calcopirites revelaram teores neste elemento. Porém, quer o teor em Rb quer em Sn também podem ser explicados pela presença de moscovite, que é um mineral em que aqueles elementos habitualmente se concentram. O teor mais baixo em Sr pode justificar-se pelo desaparecimento dos feldspatos.

Foram estudados microtermometricamente vários cristais de quartzo pertencentes a uma banda quartzo-moscovítica resultante da alteração do granito porfiróide da Borralha no contacto imediato com um filão mineralizado.

As inclusões encontradas são todas do tipo C e D. Os resultados microtermométricos revelam que existem três grupos principais de inclusões com as características presentes no quadro 31 e que a seguir se resumem:

1 - $T_F = -1,7^oC$	$T_H = +208^oC$
2 - $T_F = -2,2^oC$	$T_H = +162^oC$
3 - $T_F = -6,8^oC$	$T_H = +260^oC$

Às inclusões dos dois primeiros grupos encontram-se associadas inclusões com uma só fase líquida, sendo estas, contudo, mais afins às do grupo 2. Estas últimas foram, também, encontradas em

Granito "são" - Granito da Borralha n=4		Banda quartzo-micácea n=1
SiO_2	70,54	69,50
Al_2O_3	15,66	15,60
Fe_2O_3	2,17	4,68
TiO_2	0,30	0,55
MgO	0,64	0,88
CaO	0,76	0,59
MnO	0,04	0,10
Na_2O	3,40	0,87
K_2O	5,13	4,49
P.F.	1,31	2,47
	99,95	99,73
Ba	693	540
Sn	26	200
Nb	10	15
Zr	137	175
Y	10	10
Sr	155	50
Rb	375	450
Pb	29	20
Cs	64	63
Th	28	40
Cu		600
Zn		290

Quadro 42- Análises químicas do granito são e do granito alterado em contacto com um filão.

alguns cristais, sob a forma de inclusões secundárias.

As inclusões do terceiro grupo são, também do tipo C, e algumas delas revelaram a presença de hidratos de CO_2. As inclusões deste terceiro grupo são relativamente raras.

Todas as inclusões bifásicas observadas apresentam uma relação volumétrica constante, com fase líquida dominante. A homogeneização em todos os casos dá-se em fase líquida, definindo assim o carácter hidrotermal do fluido.

Das características referidas pode-se inferir que os fluidos responsáveis pela alteração do granito dos encostos eram semelhantes aos responsáveis pelas mineralizações, nomeadamente aos que acompanharam a formação dos quartzos contemporâneos da deposição dos sulfuretos. Porém existem também provas da acção de fluidos semelhantes aos encontrados no quartzo contemporâneo da volframite, como o comprovam as raras inclusões com maiores temperaturas de homogeneização e com soluções mais salinas (10% equivalente peso NaCl).

Não se verifica que o dióxido de carbono tenha desempenhado papel de realce, pois além das inclusões já referidas, em que se assinalou a presença de hidratos de CO_2, não foram observadas inclusões com fases ricas daquele dióxido.

Os resultados apontam para a existência de fenómenos hidrotermais que se processaram essencialmente após o começo do preenchimento dos filões. A existência de uma gama de temperaturas de homogeneização que varia de 260° a 162°C indica, que o processo de alteração foi longo e se prolongou até depois do depósito dos principais sulfuretos.

A semelhança de diversas fases minerais e dos fluidos no filão e nos encostos alterados sugere um sincronismo dos fenómenos e uma natureza semelhante dos fluidos responsáveis pela alteração e pela mineralização.

Salinidades relativamente baixas (3 a 10% equivalente peso NaCl) e temperaturas de homogeneização em fase líquida variando entre os 160° e 260°C, são características que estão de acordo com as apresentadas por outros autores que estudaram gráisenes de jazigos da Bretanha e da Cornualha (CHAROY e WEISBROD, 1975; JACKSON e col. 1977; CHAROY, 1979).

5.13. Controlos de mineralização

5.13.1. Mineralização nos filões

Ao estudar-se determinado jazigo mineral há sempre a preocupação de se definir a regra ou regras que presidiram à distribuição da mineralização.

Num jazigo com elevado número de filões, possuindo extensão relativamente grande e onde a geologia não simplifica a correlação entre eles, torna-se desde logo difícil verificar como foi controlada a mineralização. No caso da Borralha é notório que há filões mais ricos em mineralizações e outros que são sistematicamente pobres. Além disso à escala do filão há zonas onde o minério é mais abundante do que noutras.

Recorrendo à história recente do jazigo, constatamos a existência de certos factos, que coincidem com outras tantas regras empíricas que fazem parte da bagagem de conhecimentos dos mineiros mais experientes. Podemos destacar as que de algum modo estão relacionadas com o modo de distribuição da mineralização. Assim:

- a parte mais rica do jazigo é a zona central, que corresponde aos grupos B e D; daí os filões mais ricos serem os filões verticais S.António e o S.Helena, pois são, como vimos, os dois únicos filões do conjunto central;
- nas partes nascente (grupo A) e poente (grupos E-F) do jazigo os filões verticais são menos possantes e menos mineralizados; porém nesta última os filões são mais ricos nos níveis mais superficiais;
- os filões deitados mineralizados só existem nos grupos A, D - sector Venise e E-F; isto é, nas zonas xistenta e granítica franca;
- os deitados são mais ricos e mais possantes nos níveis mais superficiais pois com a profundidade verifica-se uma diminuição da possança e da mineralização; naqueles níveis eram mais desenvolvidos e em maior número que os verticais;
- os teores variam muito de filão para filão e num mesmo filão também de um ponto para outro;
- num filão as partes mais ricas em tungstatos são relativamente mais pobres em sulfuretos e vice-versa, sem que contudo se possam definir zonas de exclusividade;

- a parte da mina mais rica em scheelite é a que corresponde aos grupos B e D; o filão mais rico é o filão S.Helena nomeadamente o seu ramo médio;
- a molibdenite é relativamente mais abundante nos filões dos grupos E-F e nos do D - sector Venise.

Numa tentativa de encontrar uma justificação para algumas destas regras e consequentemente verificar se existe algum controlo na distribuição da mineralização, fizemos, em relação a alguns dos mais importantes filões, uma recolha de dados referentes aos seus teores nas diferentes partes onde são conhecidos. A carência de dados estatísticos torna desde logo o estudo um pouco subjectivo. Limitamo-nos por isso, a classificar a qualidade do filão em função dos teores que apresenta, ou apresentou, recorrendo para tal somente a quatro classes que correspondem à adjectivação habitualmente utilizada pelos mineiros e baseada no conhecimento do aspecto dos filões.

Assim baseado:

- no aspecto do filão em galeria de traçagem, chaminés e recortes, em que é considerada a possança e o grau de importância da mineralização visível;
- nos valores relativos à produção;
- em depoimentos de mineiros que trabalharam os filões nos seus níveis mais superficiais, hoje inacessíveis;
- em dados recolhidos quanto à geologia da encaixante.

Elaboramos os cortes presentes nos perfis 4.1, 4.2 e 4.3.Estes, possuem na sua parte inferior informações relativas ao desenvolvimento do filão nos diferentes níveis ou pisos de exploração e na parte superior um corte segundo o plano de filão. No corte foram implantados os limites geológicos das diferentes zonas litológicas, assim como o traço das principais falhas e a qualificação do filão quanto ao seu teor utilizando as classes muito bom (MB), bom (B), regular (R) e mau (M).

No perfil 4.1 consideramos o exemplo do filão S.António (central) conjuntamente com dois dos seus ramos: o 3 Sul e o S.António Sul. Optamos por estes ramos pois são os que se desviam menos do enfiamento do filão central, e fornecem uma melhor ideia da distribuição da mineralização em toda a extensão, actualmente em

exploração, que é de cerca de 1500 m.

Reportando-nos primeiramente ao S.António (central), que corresponde ao sector compreendido entre a falha do filão 3 e a falha do filão S.António, verificamos desde logo a existência de zonas em que o filão é muito bom (MB). Porém localizam-se em determinadas áreas do filão, situadas próximo dos seus limites nascente e poente, respectivamente a nascente da falha da brecha (parte nascente do grupo B) e a poente da falha do Caniçó (grupo D). Se considerarmos as zonas litológicas verificamos que aquelas áreas se localizam nas zonas xistentas e de mistura. A mineralização é relativamente mais fraca nas áreas localizadas na zona granítica intercalar verificando-se aí também um empobrecimento com a profundidade.

Relativamente aos ramos verifica-se que: o 3 Sul mantem-se bom até à falha dos Quartos-Novos e a partir daí é menos bom, facto que atribuimos em parte ao aparecimento de novo ramo, o 3 Norte; o S.António Sul só se mantém muito bom na zona de mistura e piora nas zonas de rocha negra e granítica onde a possança de filão diminui, facto ao qual não deve ser estranha a existência de vários ramos. Como os sectores em que o filão é muito bom se situam a nascente da falha poente, pode sugerir um determinado controlo, porém é de notar que a falha intersecta o filão junto ao limite da zona de mistura com a de rocha negra.

O S.António Norte, ramo conhecido a poente da falha do S.António, mantém-se bom a poente da falha poente, nomeadamente no nível -160, e só se verifica um empobrecimento gradual quando é atingida a zona granítica (perfil 4.2).

Face ao que acabamos de descrever podem tirar-se algumas conclusões àcerca da distribuição da mineralização no filão S.António:

- os teores mais elevados verificam-se na zona de mistura e parte da zona xistenta, que fica mais próxima do seu limite com a zona granítica intercalar;
- há uma quebra no teor se se verifica uma divisão do filão, mesmo nas zonas mais ricas. É o que acontece, por exemplo, depois da ramificação do S.António em S.António Norte e S.António Sul e abaixo do nível -110, entre a falha do

Cavalão e a falha do filão 3;

- na zona xistenta, a nascente da falha do filão 3 (grupo A) os teores decrescem regularmente para nascente, facto que atribuimos em certa medida ao aparecimento de novos ramos;
- na zona granítica há um empobrecimento para poente ao mesmo tempo que se verificam também sucessivas divisões do filão em vários ramos;
- na zona granitica intercalar nota-se uma diminuição de teores com a profundidade. Porém nesta zona quanto mais elevado é o nível, mais abundantes e maiores são os paineis de rochas metassedimentares existentes no seio do granito.

Vamos considerar agora o filão S.Helena (perfil 4.3), filão vertical que como vimos se desenvolve essencialmente a poente da brecha com o mesmo nome e numa extensão de pelo menos 1100 m. Este filão, até à data, só está bem reconhecido no grupo B portanto a nascente da falha do Caniçó, pois naquele grupo foi quase completamente explorado até ao nível -160; noutros grupos só foi explorado no E-F acima do nível 0. No grupo D, a oeste da falha do Caniçó apenas está conhecido por traçagens nos níveis -30, -60 e -110, porém como estas se revelaram, na altura em que foram feitas, pouco animadoras não deram lugar à sequente exploração. O S.Helena está a cerca de 80 m a Sul do S.António e devido a esta localização e função da distribuição espacial das diferentes zonas litológicas, intersecta uma maior área da zona de rocha negra. Deste modo e como o filão aparece acompanhado por uma falha, a exploração torna-se muito difícil, pois a rocha negra possui maior alterabilidade de que as demais rochas existentes.

Apesar de ser um filão com uma possança que se mantém bastante regular é de melhor qualidade a nascente da falha do Caniçó. Apresenta aí a particularidade de melhorar com a profundidade, tendo-se mesmo assistido a um aumento da possança. Paralelamente a esta mudança de qualidade, verificou-se também uma mudança na litologia da encaixante, pois de essencialmente granítica nos níveis mais altos passa a essencialmente xistenta nos níveis mais profundos.

A poente da falha do Caniçó, dominam a rocha negra e o granito, verificando-se uma pior qualidade de terrenos para a exploração, e também uma diminuição da qualidade do filão, isto tendo em conta os elementos escassos, de que dispomos. Deve porém assinalar-se a existência de uma zona considerada como muito boa que foi explorada entre o nível +60 e a superfície no grupo F. Desconhece-se a sua qualidade nos níveis mais superficiais do grupo D a poente do rio Caniçó, pois além da zona de afloramento não existem mais trabalhos apesar de ter sido intersectado por uma travessa no nível +7. Porém como foi trabalhado nos afloramentos e como aí domina uma encaixante xistenta não é ousado considerarem-se características idênticas às das zonas superficiais do grupo E.

Face ao que acabamos de referir para os dois principais filões verticais e com base nos conhecimentos que possuimos relativamente a todos os restantes, pode concluir-se que, existe um controlo sobre a distribuição dos teores nos filões.

O controlo traduz-se por uma melhor qualidade nas áreas de intersecção dos filões com o que designamos por zona de mistura e zona xistenta e neste último caso na área imediatamente a seguir ao limite com a zona granítica intercalar. Afigura-se-nos que ele é essencialmente litológico, verifica-se ainda que no interior da zona granítica (intercalar) existe uma melhoria de qualidade com o aumento da quantidade de material metassedimentar incluso no granito, nomeadamente nos níveis mais superficiais, e na zona de mistura, diminui a qualidade quando aumenta o volume de rocha negra ou de rocha granítica relativamente à de rocha xistenta.

Admitindo que os locais, onde se formaram as brechas pelo seu posicionamento em relação a prováveis cúpulas ou bossas não aflorantes, coincidiram com as das principais vias de acesso dos fluidos hidrotermais, a distância ao local onde agora estão as brechas pode dar, também, algumas indicações e justificar a diminuição gradual da qualidade para os sectores mais a nascente e mais a poente do jazigo.

A profundidade, factor de controlo habitual das mineralizações não parece, face ao estado actual dos conhecimentos sobre o jazigo, desempenhar papel determinante na distribuição dos teores

salvo se considerarmos este factor conjuntamente com a litologia; nas zonas graníticas há uma diminuição de possança e teor com a profundidade.

Deve porém realçar-se o caso particular da molibdenite cujo teor tem aumentado com a profundidade, pelo menos, nos filões dos grupos mais ocidentais da mina (E e F). Se tivermos em atenção o nível geológico-estrutural dos diferentes grupos, ao sector poente do jazigo corresponde um nível relativamente mais profundo, o que parece realçar o papel da profundidade sobre a mineralização em molibdenite.

5.13.2. Mineralização nas brechas

Acerca da distribuição da mineralização nas brechas e dos seus possíveis teores, os elementos de que dispomos são escassos pois para ter um conhecimento correcto desses parâmetros seria necessário realizar um programa detalhado de pesquisas. Sem a efectivação de um plano de amostragem, acompanhado de um estudo a ligar todas as variações de mineralizações com a sua posição espacial na brecha e com a geologia da mesma, não é possível ter uma ideia exacta. Tal plano nunca foi efectuado, as informações disponíveis e os resultados pouco animadores das explorações realizadas possivelmente contribuiram para isso.

A brecha St.Helena, foi alvo de explorações mineiras até ao ano de 1957, inicialmente em lavra subterrânea, posteriormente em lavra a céu aberto. Estes últimos trabalhos, desenvolveram-se entre a superfície e o nível +12 e levaram à exploração de cerca de 350 000 m3 de brecha. Os trabalhos subterrâneos nunca foram além do nível -18. Alguns factos sugerem uma distribuição irregular da mineralização na brecha:

1- Os trabalhos subterrâneos de exploração, desde sempre incidiram sobre zonas preferenciais, isto é, próximo dos seus encostos e no enfiamento de filões conhecidos na parte exterior à brecha;

2- As referências à ocorrência de bolsadas, "poches", bem mineralizadas mencionadas em alguns documentos e em depoimentos por nós colhidos junto de mineiros que trabalharam a brecha. Tais ocorrências contrastam com os números relativos ao teor em vol-

framite cujo valor varia entre 460g e 700g por tonelada de tal e qual. No quadro 43 apresentamos os valores que foi possível coligir de documentos existentes.

Quantidade de amostra tratada em T	Produção de tal e qual em T	Teor g/T WO_3	Nível	Anos
6850	-	450	-	1953
1125*	-	670	+95	1956
765*	-	700	+64	1956
1043*	-	640	-60	1956
-	20 946**	525	-	1955/56
-	326 491***	600	-	1954/57
-	367 309***	460	-	1951/53

* - amostragens efectuadas ao longo das galerias

** - produção durante os meses de Novembro de 1955 a Fevereiro de 1956

*** - soma das produções anuais..

Quadro 43- Brecha S.Helena.Alguns dados referentes a teores em WO_3.

A brecha Venise nunca foi alvo de qualquer exploração. No nível -60 foi cortada por galerias de traçagem o que equivaleu a um reconhecimento de 100 m mostrando-se praticamente estéril de mineralização; assinalamos somente a ocorrência de alguns sulfuretos nomeadamente molibdenite na galeria do filão 2 Sul. No nível -110 só foi cortada por uma única galeria e numa extensão de cerca de 50 m. Neste último nível desde logo revelou mineralização em molibdenite bem visível, ocorrendo este mineral preferencialmente no contacto da ganga quartzosa com os elementos da brecha. Amostragem preliminar efectuada na referida galeria no nível -110 revelou os seguintes teores: W=415 p.p.m., Mo=970 p.p.m., Cu=1303 p.p.m. .

Embora os dados sejam escassos, na brecha Venise parece haver pelo menos um sintoma de aumento de mineralização molibdénica em profundidade; porém relativamente à brecha St.Helena, na zona explorada as bolsadas mineralizadas em tungstatos diminuiram de frequência com a profundidade. Este facto confirma-se nos níveis mais profundos em que a brecha é conhecida, níveis -60 e -110, onde, a mineralização é rara.

5.14. Relações brechas - filões

As relações brechas-filões mineralizados mostram que, embora em alguns casos os filões possam ser seguidos no interior das brechas, o mais frequente é que estes percam a sua nitidez no seio das mesmas. Isto é, os filões deixam de ter encostos definidos e o seu seguimento torna-se difícil, pois existe uma passagem contínua entre o quartzo eventualmente pertencente ao filão e o quartzo do cimento da brecha, havendo uma identidade entre eles. O estudo dos quartzos do cimento revelou que estes, possuem características semelhantes a alguns dos quartzos dos filões, mais concretamente aos dos quartzos mais tardios que o essencial da deposição dos tungstatos. A génese das brechas é, portanto posterior à das fracturas onde se instalaram os filões, uma vez que naquelas estava já instalado o essencial do seu conteúdo quando se deu a deposição do cimento quartzoso. A identidade entre este cimento e parte do quartzo dos filões, permite concluir que as brechas são co-hidrotermais. Não nos parece ousado admitir que a génese das brechas se deu após o clímax do episódio hidrotermal que conduziu à formação dos filões, e em relação com a muito provável quebra brusca de pressão após uma primeira fase em que os fluidos registavam certos teores em CO_2.

Todo o processo teve lugar após a terceira fase de deformação intra-vestefaliana, F_3, e esteve geneticamente relacionado com os granitos pós-tectónicos.

A partir dos dados de que dispomos do estudo das inclusões fluidas, bem como do estudo das características das brechas e dos filões, pode admitir-se que:

- soluções hidrotermais, relativamente salinas, ascenderam ao longo de fracturas e contribuíram em parte para o desenvolvimento dos vazios necessários para a deposição não havendo, porém, acção explosiva a preceder o escape dos fluidos, isto é, a sua pressão não era superior à pressão litostática;

- os fenómenos de substituição foram relativamente pouco intensos, pelo que não é viável supôr um mecanismo deste tipo para explicar a totalidade dos vazios necessários para a brechificação e para a instalação dos filões. As soluções, embora quentes, possuíam pequena acção corrosiva;

- a subsidência que originou as brechas, foi posterior à de-

posição do essencial dos tungstatos, pelo que teria sido uma consequência da descompressão e de esvaziamento da câmara onde estavam concentrados os fluidos. A falta de suporte provocaria o "block-caving", tal como preconizou LOCKE (1926), quando propôs o mecanismo genético de "mineralization stoping" para a formação de determinados tipos de brechas;

- como consequência do colapso, podem ter-se formado fracturas sub-horizontais. A cimentação da brecha processou-se a partir de soluções já menos salinas e relativamente menos quentes;

- todos os fenómenos, quer relacionados com a génese das brechas quer com a dos filões, se processaram com fluidos na fase líquida não muito próximo da superfície. Se houvesse uma migração de fluidos para zonas muito superficiais seria provável a existência de sinais evidentes de ebulição, assim como também seria de esperar uma brecha do tipo intrusivo hidrotermal por fluidização, factos que não se verificam.

6. MINERALIZAÇÃO ESTANÍFERA

Pode considerar-se que, na área estudada, o essencial da mineralização estanífera ocorre em filões aplitopegmatíticos mineralizados com cassiterite.

Iremos neste capítulo referir-nos, muito sucintamente, a este tipo de filões reservando para futuro trabalho, o seu estudo pormenorizado.

Na área agora estudada os filões com mineralização estanífera ocorrem só a nascente. É o caso dos filões das concessões do extremo leste do Couto Mineiro (Linguente, Outeiro das Devezas e Outeiro das Devezas nº.2) bem como os que se situam no sector a norte destas concessões até Pondras mapas 1.3 e 2 . Porém a zona de mais numerosos afloramentos desenvolve-se no flanco SW da Serra do Barroso, a sul de Cerdedo, abrangendo a região de Dornelas, esta zona representa o extremo NW de um extensa banda que para SE vai até ao rio Tâmega (fig.2).

Os trabalhos mineiros são numerosos mas, pelo menos na área estudada, eles incidiram quase exclusivamente sobre a parte mais superficial dos filões, raramente atingindo profundidades superiores a 20m.A exploração foi, dominantemente do tipo artesanal e teve lugar, no seu essencial, nos períodos de 1944/45 e 1950/51.

Os filões aplitopegmatíticos mineralizados possuem possanças muito variáveis pois apresentam forma lenticular; porém o valor médio ronda os 70cm havendo contudo casos em que a possança chega a atingir cerca de 3 metros.

O material que constitui estes filões é dominantemente aplítico sendo contudo frequentes os casos onde há uma ocorrência mista de aplito e pegmatito. Na maioria dos casos o material filoniano encontra-se fortemente caulinizado e portanto transformado num material friável e de fácil desagregação, facto que facilitou os trabalhos já existentes e que, como já referimos, abrangeram na sua grande maioria as partes mais superficiais dos filões.

Em função da sua atitude podem considerar-se, no essencial, dois tipos de filões:

Tipo A - Filões de direcção compreendida entre N120°E e N140°E e com uma inclinação variando de 70° para sul a vertical;

Tipo B - Filões de direcção compreendida entre N20°W e N20°E e com uma inclinação variando entre 70° para poente a vertical.

Os filões estão exclusivamente encaixados no seio das formações metassedimentares e caracterizam-se por um desenvolvimento relativamente sinuoso. Quanto à sua extensão ela é muito variável mas tudo indica que os filões do tipo A têm uma tendência a desenvolverem-se em maior extensão que os do tipo B. Porém os deste último tipo são muito mais numerosos. O carácter lenticular é evidente e é frequente no mesmo desenvolvimento filoniano passar-se de uma lentícula para outra dando-se aquilo que vulgarmente é designado por ressalto. Este é mais frequente para a direita e no seu conjunto os filões patenteiam uma estrutura em "échelon". Observados de perto os encostos são ondulados e evidenciam deformação por contraste de ductilidade com a encaixante.

À escala de afloramento ou de amostra de mão, são nítidos os efeitos de deformação que se caracterizam quer pela ocorrência de dobras, quer de lineações correlacionáveis com as existentes nas rochas encaixantes e que são devidas à terceira fase de deformação (F_3).

É vulgar observar-se quartzo estirado, que devido à erosão diferencial se apresenta em relevo.

A observação ao microscópio, do material constituinte dos filões revela uma deformação, não só da matriz como dos cristais de cassiterite nele dispersos (BORGES e col. 1979). O quartzo é o mineral onde os efeitos de deformação são mais acentuados; a deformação da moscovite manifesta-se pelo encurvamento dos planos de clivagem.

As rochas encaixantes na vizinhança dos filões apresentam por vezes fenómenos de alteração que se manifestam pela presença de turmalina e/ou granada assim como por um enriquecimento em quartzo.

De referir a presença habitual, na zona intermédia entre o

material aplitopegmatítico e a encaixante, de uma salbanda de grái sene caracterizada por grandes palhetas de moscovite em associação com quartzo relativamente grosseiro. Esta salbanda atinge em alguns casos espessuras que chegam a atingir 10 cm e devido à sua grande resistência à alteração, geralmente ela não foi explorada, possivelmente por ser um material mais duro que implicaria uma fragmentação para tratamento o que não acontecia com o material filoniano. A cassiterite mostra uma tendência a concentrar-se preferencialmente junto a estas salbandas.

7. RELAÇÃO DAS ALTERAÇÕES DEUTÉRICAS COM AS CONCENTRAÇÕES METÁLICAS

Uma rocha, ou mais particularmente um granito, cujo processo genético não esteja ligado a fenómenos diferenciadores eficazes, não tem grandes hipóteses de apresentar concentrações ou diluições em determinados elementos presentes na rocha mãe. Se não houver diferenciação, que pode em si representar a conjugação feliz de vários processos, os elementos presentes nas rochas originais sofrem somente uma redistribuição pelas fases componentes da rocha resultante.

Uma melhor visualização da actuação dos processos diferenciadores é dada pela análise do comportamento geoquímico dos elementos menores. É geralmente aceite que o comportamento destes elementos é determinado por duas tendências principais: a dispersão pelos vários minerais das rochas em vias de cristalização ou a constituição de compostos estáveis, com os fluidos permanecendo no magma até às últimas etapas da cristalização, sendo possível a sua concentração nos últimos diferenciados e/ou nas partes apicais. Em geral a amplitude relativa de cada uma das tendências depende da composição, tamanho, profundidade e contexto tectónico de formação das intrusões (TAUSON, 1967).

O comportamento relativo do K e do Rb é considerado por muitos autores numa tentativa de interpretação da evolução petrogenética das rochas em estudo; assim, a razão K/Rb é quase sempre utilizada nas interpretações, apesar de não haver consenso relativamente ao seu comportamento.

SHAW (1968) defende o ponto de vista, actualmente aceite pela maioria dos autores, de que R= K/Rb decresce durante a diferenciação magmática, constituindo, assim, um bom indicador para este fenómeno diferenciador que conduz a um enriquecimento em Rb relativamente a K. Concluiu ainda que aos valores de R nas rochas ígneas podem corresponder três tendências que designou por MT ("main trend"), OT ("oceanic tholeiitic trend") e PH ("pegmatitic-hydrothermal trend").

Valores muito baixos de R, normalmente inferiores a 100, são sintomáticos da existência de alterações deutéricas, relacio-

nadas com processos pós-magmáticos (BEUS e OYZERMAN, 1965; BOWDEN, 1966; SHAW, 1968; GAUTHIER, 1974; CHAROY, 1979).

No que respeita ao comportamento dos elementos traço nas rochas graníticas da área estudada, pode verificar-se que é inegável que existiu diferenciação e que, independentemente do tipo dos fenómenos diferenciadores, ela se manifesta por uma diminuição dos teores de certos elementos tais como Ba, Sr, Zr, Zn e Th e por um crescimento em Rb, Cs e Sn; porém os comportamentos mais notáveis são os do Ba, Rb e Sr, pois o contraste dos teores nestes elementos é evidente entre os termos que consideramos extremos (quadro 8 e fig.15). O grau de eficácia da diferenciação pode ser avaliado pelo referido contraste, nomeadamente o existente entre elementos com propriedades intrínsecas semelhantes mas cujas concentrações variam em sentidos opostos durante a diferenciação.

Embora seja de considerar o papel da diferenciação magmática, atribuímos papel importante, também, à acção de fluidos tardios que foram responsáveis pelas alterações deutéricas. Um e outro destes fenómenos são perceptíveis não só através do estudo petrográfico, como da geoquímica dos elementos maiores e também dos elementos menores.

A razão directa K/Rb-Rb, entre outras, assim como o seu agrupamento numa linha bem definida (fig.63), sugere, um processo petrogenético contínuo, independentemente do grupo petrográfico ou tectónico considerado, pelo que em qualquer dos casos é de considerar o papel de uma diferenciação normal.

Os granitos da área estudada possuem teores altos em Rb e razões R= K/Rb também baixas, principalmente os mais diferenciados, onde R é inferior a 100. Na figura 64 estão projectados, num diagrama de SHAW, os valores relativos aos teores em K e Rb das rochas estudadas, e como pode ver-se a tendência que se verifica caracteriza-se por um sub-paralelismo ao eixo do Rb que corresponde ao "pegmatitic-hydrothermal trend" PH de Shaw, denunciando assim, mais uma vez, o efeito da evolução deutérica, que em parte pode também ser responsável pela concentração não só do Rb como também do Cs e Sn. Comportamentos geoquímicos tão específicos são característicos de complexos graníticos diferenciados.

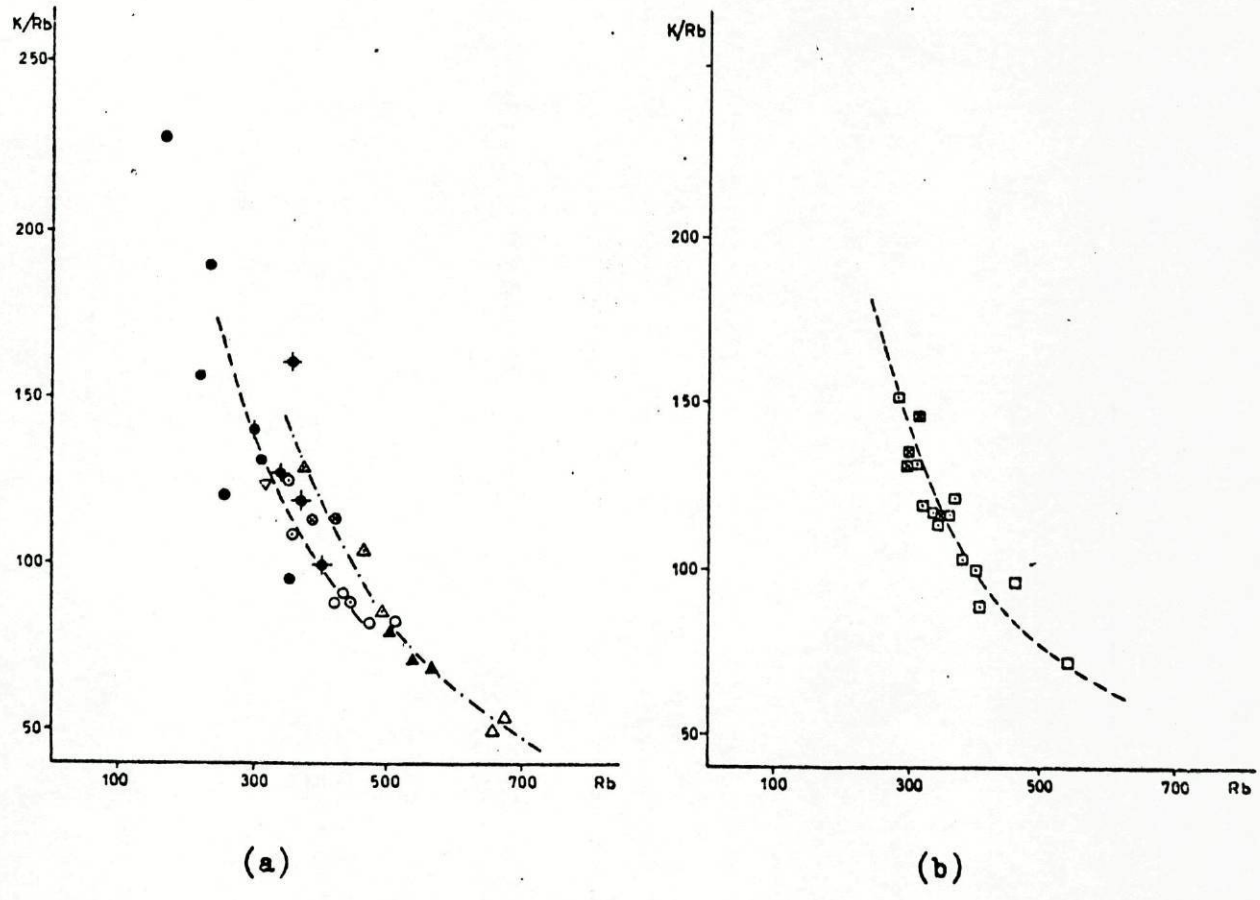


Fig.63- Diagramas K/Rb - Rb.
(a) Granitos sintectónicos. (b) Granitos pós-tectónicos.

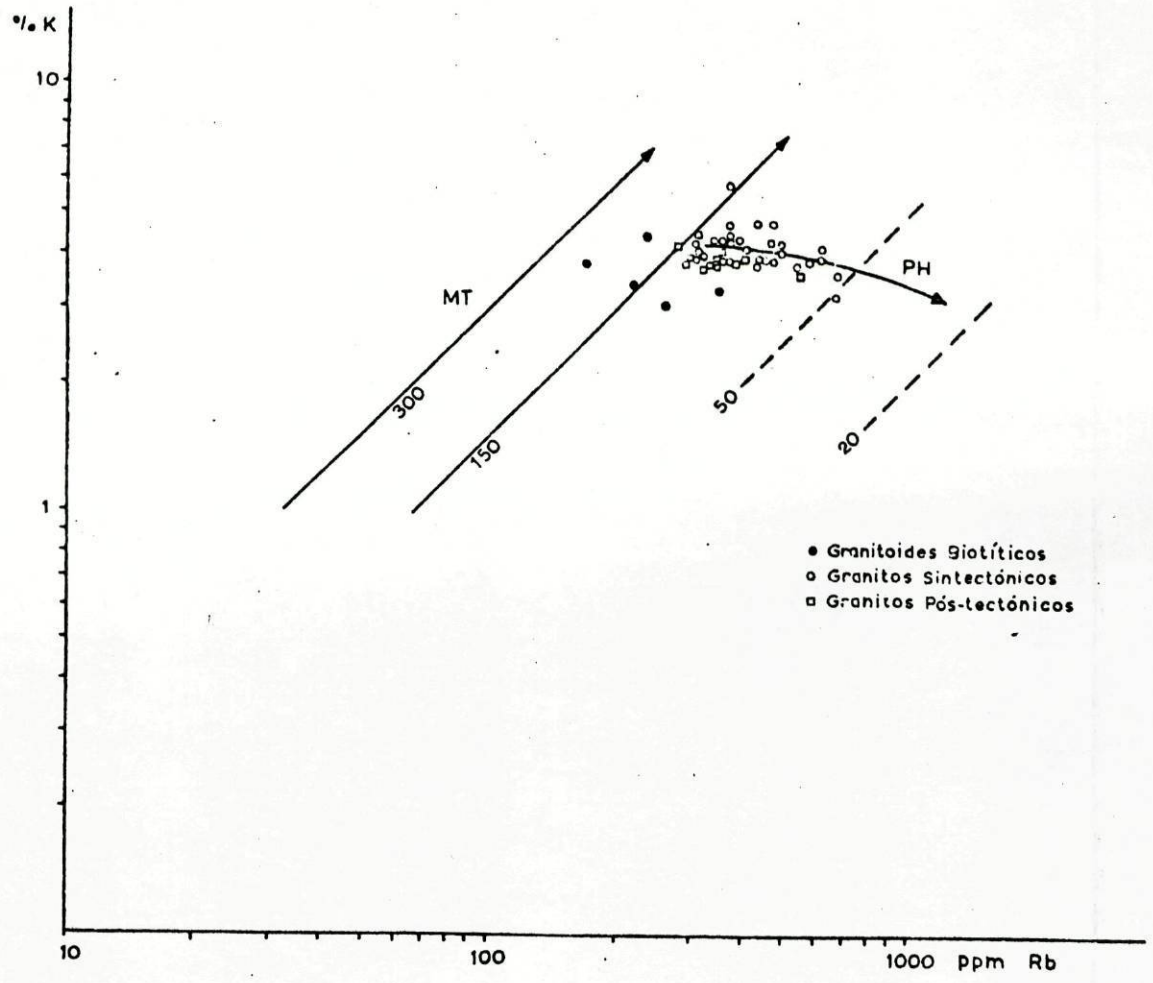


Fig.64- Diagrama de Shaw.

STAVROV (1971), embora admitindo que os complexos deste tipo têm uma origem muito complicada, demonstrou que a simples fusão anatéctica de xistos ou gnaisses não é suficiente para explicar a produção de magmas tão específicos como os que deram lugar aos complexos diferenciados, reconhecendo, porém, que as "fontes" de tais magmas podem estar localizadas nas zonas de ultrametamorfismo.

Pareceu-nos oportuna a comparação (Quadro 44) de alguns dados geoquímicos de granitos da área da Borralha com os de granitos de outras zonas metalogénicas hercínicas nomeadamente Erzegebirge, Cornualha e Barruecopardo utilizando para tal dados de LANGUE e col. (1972), WILSON (1972), HALL (1973) e PELLITERO (1980). Referenciando-nos à geoquímica do K_2O, Rb, Ba e Sr bem como às razões K/Rb pode verificar-se que existem características que são comuns a todos os granitos daquelas áreas metalogénicas. De entre essas características realçamos os altos teores em Rb, os baixos teores em Ba e Sr e os baixos valores de K/Rb. Isto é, existem na área estudada granitos perfeitamente comparáveis a granitos "especializados" de outras áreas metalogénicas hercínicas.

A "especialização" no caso da área da Borralha está em grande parte relacionada com mecanismos concentradores tais como a diferenciação magmática e/ou fenómenos tardi a pós-magmáticos, sendo estes os responsáveis pelas alterações deutéricas presentes. O papel metalogénico destes últimos fenómenos tem sido destacado por numerosos autores nomeadamente por SAAVEDRA (1974), TISCHENDORF (1977 e 1978), CHAROY (1979), ARRIBAS (1979) e PELLITERO (1980).

Na área estudada, as mineralizações de estanho em filões aplitopegmatíticos, estão espacial e geneticamente associadas aos granitos sintectónicos com albitização dominante, ao passo que as mineralizações de tungsténio em filões quartzosos hidrotermais e em brechas de colapso, estão associadas aos granitos com microclinização dominante.

Considerando, o caso da concentração final de tungsténio, que conduziu à formação do jazigo agora estudado, admitimos que ela esteve de algum modo relacionada com o fenómeno de microcli-

	K_2O	Rb	Ba	Sr	K/Rb
ERZEGEBIRGE - Granito porfiroide (Sn-W) Y G 1	4,60	900	90	23	42
CLIGGA HEAD - Granito porfiroide (Sn-W)	5,03	695	150	175	60
BOSCASWELL - Granito porfiroide (Sn-W)	5,11	480	230	95	88
BARRUECOPARDO - Adamelito (W)	4,90	387	105	57	105
Adamelito moscovitico	3,46	1150	80	195	25
BORRALHA - Granito porfiroide (W) pós-tectónico (Gerês)	4,87	341	195	45	118
Granito leucocrata pós-tectónico	5,02	500	< 50	23	84
(Sn) Granito moscovítico	4,20	668	< 50	23	52

Quadro 44- Algumas características geoquímicas de granitos de áreas metalogénicas hercínicas.

nização, uma vez que os granitos pós-tectónicos revelam esta alteração deutérica. O facto do granito sintectónico da Borralha, encaixante das estruturas mineralizadas em tungsténio, mostrar forte microclinização que consideramos contemporânea de F_3, permite-nos considerar a possibilidade de concentrações sucessivas. Isto é, não é de excluir a possibilidade de existirem dois processos concentradores semelhantes independentes no tempo; aliás são conhecidas, em outras áreas da sub-zona Galiza Média-Trás-os-Montes, mineralizações em tungsténio relacionadas com granitos sintectónicos com microclinização dominante que no caso da área estudada podem estar representadas pelos filões de quartzo deformados concordantes com a xistosidade regional.

Ao admitirmos a possibilidade de concentrações sucessivas temos de realçar a possível importância de um controlo estrutural regional que seria a intersecção dos alinhamentos NW-SE com os NNW-SSE a N-S, mais concretamente a intersecção do alinhamento dos maciços graníticos sintectónicos com o dos granitos pós-tectónicos, ambos revelando uma alteração deutérica dominantemente microclinizante.

Infelizmente dispomos de poucos valores relativos aos teores em tungsténio das rochas graníticas da área estudada, contudo nada faz crer que eles sejam diferentes dos registados em outras áreas tungstíferas. Assim, e ao contrário do que se verifica com os granitos das áreas estaníferas que geralmente revelam teores significativos em estanho (40 ± 20 p.p.m.), os granitos das áreas tungstíferas raramente são tungstíferos pois os seus teores médios em tungsténio são sempre fracos (7 ± 3 p.p.m.) (TISCHENDORF, 1977 e STEMPROK, 1977).

A inexistência de rochas graníticas com teores em tungsténio será devida, em grande parte, ao facto da grande diferença de propriedades entre W^{6+} e a maioria dos iões dos minerais silicatados, pelo que, embora um magma possa conter aquele ião, ele tende a ser concentrado nas soluções residuais finais.

Sem de momento nos preocuparmos com a origem do tungsténio, estamos a admitir, no presente caso, que após o processo magmático existiam soluções residuais que inicialmente estavam enriquecidas em vários elementos nomeadamente potássio e tungsténio.

Para haver transporte do volfrâmio ele tinha de estar sob a forma de compostos suficientemente solúveis e a solubilidade seria devida à presença de certos constituintes dos fluidos magmáticos tais como o potássio; isto é, o tungsténio persistiu na fase fluida enquanto existiu uma apreciável actividade naquele elemento alcalino.

Os fluidos residuais ricos em potássio, implicaram a microclinização. À medida que a microclina substituia as plagioclases o teor em sódio e cálcio da fase fluida aumentava baixando a basicidade da solução. O abaixamento do pH, da P_{CO_2}, assim como da temperatura das soluções, este último provocado pela circulação dos fluidos para níveis mais altos, foram factores favoráveis à deposição do tungsténio.

Estes factos estão de acordo com as observações de FOSTER (1977) ao sublinhar que apesar de nas soluções hidrotermais, detectadas por exemplo pelo estudo de inclusões fluidas, ser $Na^+ > K^+$ os processos de alteração apontam para que o metassomatismo potássico seja dominante.

Como já referimos o tungsténio forma complexos que podem migrar a grandes distâncias. Esses complexos em presença de catiões tais como Fe^{2+}, Mn^{2+} ou Ca^{2+} podem precipitar se as condições físico-químicas forem favoráveis. O controlo litológico que se verifica no jazigo da Borralha sugere que aqueles catiões provieram principalmente das rochas encaixantes; o ferro e o manganês das rochas metassedimentares, o cálcio das rochas graníticas e granitóides, mas principalmente destas últimas por possuirem teores mais altos em CaO. O facto da scheelite se formar posteriormente à volframite é indicativo de que existiram também variações do pH pois a scheelite deposita-se em condições de pH mais alto (ligeiramente alcalinas) que as volframites (ligeiramente ácidas) (BARABANOV, 1970).

Realçamos até aqui o papel desempenhado pelos granitos bem como pelas soluções residuais na génese das concentrações de tungsténio. Porém logo no início do presente trabalho referimos que as mineralizações de tungsténio e/ou estanho ocorrem onde se verifica a presença de granitos que intrudem espessas séries marinhas, cuja idade vai do Precâmbrico superior ao Silúrico e que o binário granito-metassedimentos é indispensável à existência de jazigos daqueles dois metais.

A existência de heterogeneidades crostais ante-hercínicas, na área da província tungsto-estanífera Ibérica, manifestando pré-concentrações em tungsténio é, face ao estado actual dos conhecimentos, uma realidade.

Na área da Borralha é de realçar a ocorrência de concentrações de tungsténio estratiformes em formações de idade silúrica-inferior. Já demonstramos que a scheelite presente nos níveis calcossilicatados teve a sua origem num processo de diferenciação metamórfica ligada ao metamorfismo regional hercínico e consideramos que o tungsténio necessário à sua formação já existia nos estratos.

A coexistência numa mesma área, de níveis calcossilicatados com mineralização tungstífera estratiforme, e de um jazigo filoniano, sugere a possibilidade de um elo genético entre ambos, sendo de admitir que pré-concentrações tenham sido remobilizadas aquando da formação do jazigo da Borralha e assim, pelo menos parte do tungsténio concentrado proviria dos metassedimentos. Os níveis calcossilicatados constituiriam a prova da existência de pré-concentrações.

Contudo nem só no Silúrico-inferior há a considerar a existência de pré-concentrações. Também no topo das séries metassedimentares do complexo xisto-grauváquico ante-ordovícico existem níveis semelhantes aos agora estudados (THADEU, 1973 e SOUSA, 1981). Em Espanha estão descritas concentrações estratiformes de scheelite quer em formações do Câmbrico-inferior da zona de Morille, província de Salamanca (PELLITERO e col. 1976, ARRIBAS, 1979 e PELLITERO, 1980), quer do Câmbrico-médio ao Ordovícico inferior na zona de Ponferrada, província de Leon (LEDUC e GLAÇON, 1975), quer ainda no "ollo de sapo" da zona de Villapereda, província de Zamora (IGLÉSIAS e ARRIBAS, 1981).

Pode assim concluir-se que na parte ocidental da Península Ibérica existem concentrações estratiformes de tungsténio que se distribuem pelo menos por dois grupos: um cuja idade vai do Câmbrico inferior ou Ordovício inferior, outro de idade silúrica-inferior.

De referir a título comparativo os jazigos estratiformes de scheelite de Mittersill (Austria) e da região de Montedron (França) ambos em formações do Paleozóico inferior (HOLL e col., 1972; VACHÉ, 1979; BEZIAT e TOLLON, 1976 e 1979).

Novos modelos baseados na teoria da tectónica de placas têm vindo a ser desenvolvidos, e com eles a ideia que as soluções mineralizantes têm origem profunda o que em parte explicaria o facto de jazigos de Sn-W-Mo ocorrerem conjuntamente e associados só com certos tipos de granitos (STEMPROK, 1977).

No caso das mineralizações de volfrâmio, não estratiformes, da área da Borralha, não é também de excluir a possibilidade de que parte do "stock metal" necessário à formação do jazigo tenha tido uma origem basi ou infra-cortical. Existem factos que suportam esta possibilidade:

- origem profunda dos granitos pós-tectónicos;
- teores de tungsténio relativamente altos ($\leq$ 16 p.p.m.) que se verificam nas rochas granitoides (quadro 7-1a), que admitimos serem de origem profunda;
- elo genético entre os granitoides biotíticos e os granitos sintectónicos com microclinização dominante.

Infelizmente, os dados analíticos de que dispomos são escassos, pelo que consideramos de muita importância desenvolver em futuro trabalho um estudo pormenorizado sobre a geoquímica do tungsténio em rochas granitoides biotíticas.

Face ao exposto o que parece mais lógico será admitir que o "stock metal" necessário à formação do jazigo da Borralha tenha tido a sua origem não só na crosta média como também na crosta profunda ou até no próprio manto.

8. O MACIÇO GRANÍTICO PÓS-TECTÓNICO DE LOVIOS-GERÊS

Como já concluimos o episódio hidrotermal que conduziu à formação quer dos filões quer das brechas teve lugar após a terceira fase de deformação intra-vestefaliana, F_3, e esteve geneticamente relacionado com os granitos pós-tectónicos. Embora não sendo de excluir a hipótese de concentrações sucessivas, admitimos que a concentração final que levou à formação do jazigo da Borralha está relacionada com os granitos pós-tectónicos. No sector estudado estes granitos estão representados no pequeno maciço circunscrito de Penedos-Lamalonga e na região de Cabril; esta última constituindo uma pequena parte da zona sudeste do grande maciço granítico de Lovios-Gerês (COTTARD, 1979).

Impunha-se portanto, a nosso ver, uma referência embora sintéctica, sobre a geologia daquele maciço assim como relativamente às áreas mineralizadas que nele existem e na medida do possível uma comparação com a geologia e mineralizações do sector agora estudado. Baseamo-nos para tal em estudos já efectuados por vários autores nomeadamente LE MAILLOUX (1971), MARTINS (1972), CHEILLETZ (1972), MARTINS e SAAVEDRA (1976), COTTARD (1979) e CHEILLETZ e GIULIANI (1982).

8.1. Geologia

A serra do Gerês é no seu essencial um maciço granítico, maciço de Lovios-Gerês, constituído por um conjunto de várias unidades graníticas das quais a mais desenvolvida é a de granito porfiróide ou com tendência porfiróide de grão grosseiro, biotítico, granito do Gerês. O maciço que possui no seu conjunto a forma de um Y corta as estruturas relacionadas com as fases de dobramento hercínicas embora possa reconhecer-se a eventualidade de na sua parte norte a intrusão ter sido guiada por estruturas maiores pré-existentes (mapa 6)*.

Além do granito do Gerês ocorrem outros tipos de granito, a saber:

- granito de grão fino, biotítico, por vezes porfiroide e com tendência microgranular - granito dos Carris e do Borrageiro;
- granito de grão médio, biotítico - granito de Lovios;
- granito de grão médio a fino, leucocrata, de duas micas - - granito de Bouzagrado ou de Illa.

De assinalar a ocorrência de "granitos vermelhos" designação genérica que compreende granitos em vias de épisienitização e épisienitos (MARTINS, 1972; MARTINS e SAAVEDRA, 1976 e CHEILLETZ e GIULIANI, 1982).

O granito dos Carris é um granito de matriz fina e com tendência microgranular daí o facto de também ter sido já designado por microgranito (LE MAILLOUX, 1971 e CHEILLETZ, 1972). Ocorre em camadas sub-horizontais e aflora geralmente em pontos topograficamente altos. COTTARD (1979) considerou que estes granitos testemunham o modo de jazida mais precoce ligado às primeiras etapas de instalação do maciço do Gerês o que de certo modo é compatível

* Este mapa foi elaborado com base nos mapas geológicos à escala 1: 50 000 já publicados pelo Instituto Geológico e Mineiro de Espanha (301-Lovios e 336-Portela d'Homem) e pelos Serviços Geológicos de Portugal (2A-Portos, 2C-Tourém, 5B-Ponte da Barca e 5D-Braga) e em publicação por estes últimos Serviços (1B-Melgaço, 1D-Arcos de Valdevez e 6A-Montalegre). Agradecemos a Armando Moreira, geólogo dos Serviços Geológicos de Portugal a cedência dos dados relativos aos mapas 1B e 1D.

com o seu quimismo (quadro 45). CHEILLETZ (1972) considera-o como um microgranito que representaria uma fácies de bordadura condicionada pelo contacto granito do Gerês encaixante. Ambas as hipóteses são compatíveis com o facto de a fácies granítica representada nos Carris corresponder à de uma unidade localizada no tecto do maciço do Gerês, facto que é reforçado pela ocorrência de pequenos encraves de rochas metassedimentares na zona dos Carris.

O granito de Lovios é um granito biotítico que tem a particularidade de aflorar no seio do maciço do Gerês em zonas de cotas muito mais baixas, que correspondem a uma depressão topográfica. O seu contacto com o granito do Gerês mostra por vezes uma passagem gradual de uma a outra fácies. A mineralogia e o quimismo do granito de Lovios sugerem que este último representa um termo ligeiramente mais "básico" que o granito do Gerês (quadro 45). COTTARD (1979) refere várias semelhanças entre certas fácies do granito de Lovios e o granito de Carris.

O granito de Bouzagrado é um granito de duas micas que ocorre no seio do granito de Lovios. É um granito onde a moscovite está bem presente sob a forma de grandes placas tardias que se sobrepõem aos restantes minerais. O seu contacto com o granito de Lovios nunca é nítido. Com a proximidade do granito de Bouzagrado no granito biotítico vão aparecendo pequenas palhetas de moscovite (granito de duas micas de Illa) e depois a frequência da moscovite aumenta e a rocha toma o aspecto de um verdadeiro granito de duas micas (CHEILLETZ, 1972). As características petrográficas apontam para o papel activo de fluidos tardios que conduziram a uma moscovitização que em alguns casos implicou o que COTTARD (1979) designa por granito miarolítico.

No que respeita aos "granitos vermelhos" eles são considerados como sienitos secundários (episienitos feldspáticos) resultantes da alteração do granito do Gerês e do granito dos Carris em fase posterior à sua consolidação. A alteração é hidrotermal e a circulação dos fluidos deu-se preferencialmente ao longo de fracturas e daí a coincidência de orientação das bandas de "rochas vermelhas" e dos principais sistemas de falhas (N20°W a N20°E e N70°E). A cataclase permitiria assim uma melhor circulação e penetração dos fluidos hidrotermais (MARTINS, 1972; MARTINS e SAAVEDRA, 1976; CHEILLETZ e GIULIANI, 1982).

	Granito dos Carris n=5	Granito de Lovios(*) n=4	Granito de Bouzagrado(*) n=4	Granito do Gerês n=12	Granitos Aplíticos(*) n=5	Granito de Penedos n=2
SiO_2	71,80	73,29	73,96	73,26	75,08	75,40
Al_2O_3	14,36	13,57	13,71	13,46	13,27	13,18
Fe_2O_3tot.	2,17	1,72	1,29	1,98	1,23	0,40
FeO	-	-	-	-	-	-
TiO_2	0,22	0,19	0,11	0,24	0,08	0,16
P_2O_5	-	-	-	-	-	0,11
K_2O	0,35	0,35	0,11	0,39	0,11	0,14
CaO	1,49	0,98	0,53	0,88	0,51	0,29
MnO	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,09
Na_2O	3,54	3,54	3,28	3,81	3,93	3,86
K_2O	4,90	4,62	5,11	4,87	4,66	5,02
P.F.	1,12	0,74	0,96	0,74	0,46	0,76
TOTAL	99,99	99,03	99,09	99,67	99,33	99,83
Ba	744	303	197	195		50
Cu	-	10	20	20		92
Sr	113	64	47	45		23
Rb	312	294	286	341		500
K/Rb	132			118		84

* De acordo com valores analíticos de COTTARD (1979).

Quadro 45- Análises químicas das rochas graníticas do Maciço de Lovios - Gerês.

O estudo das diferentes fácies, com base em considerações de índole mineralógica e química, levou COTTARD a concluir por uma ligação genética entre os granitos do Gerês, Lovios e Carris propondo a hipótese de uma sequência comagmática. Os granitos de duas micas assim como os granitos aplíticos constituiriam termos muito mais evoluídos, sendo de realçar, para o caso dos primeiros, o papel de fluidos tardimagmáticos. No quadro 45 apresentamos os valores relativos às composições químicas médias das diferentes fácies do maciço de Lovios-Gerês, assim como do granito de Penedos-Lamalonga. De sublinhar a semelhança entre os valores relativos aos granitos aplíticos e ao granito de Penedos o que está de acordo com o grau de evolução que já preconizamos para este último ao considerá-lo também como o termo mais evoluído de uma série diferenciada. Da análise do quadro 45 pode deduzir-se que os granitos de Lovios e dos Carris representam os termos mais "básicos" da série dos granitos pós-tectónicos; termos esses que não estão representados na área estudada.

Relativamente à arquitectura do conjunto do maciço CHEILLETZ (1972) concluiu pela forma de cúpula onde a crosta superficial seria constituida pelo granito do Gerês, e a parte mais interior pelo granito de Bouzagrado. COTTARD (1979) aponta para uma relação espacial idêntica mas considera o que designou por "megadobramento de Entrimo-Illa" para explicar a estrutura zonada concêntrica do maciço granítico. A zonação caracterizava-se pela presença do granito de Lovios por baixo do granito do Gerês estando aquele, no núcleo, diferenciado no granito de duas micas segundo um eixo NNW-SSE, admitindo assim uma diferenciação tardimagmática que teria actuado centripetamente.

COTTARD (1979) baseando-se em estudos de petrologia estrutural concluiu que o nível estrutural do sector NW do maciço, onde estão situados os afloramentos dos granitos de Lovios e de Bouzagrado, é o mais alto do maciço. No entanto este autor reconheceu que é contraditório o facto de a zona considerada mais interior do maciço ocorrer actualmente na região de mais alto nível estrutural. Isto é, segundo a hipótese de COTTARD o granito de duas micas deveria ocupar regiões correspondentes a mais baixos níveis estruturais pois admite que ele ocorre no núcleo do megadobramen

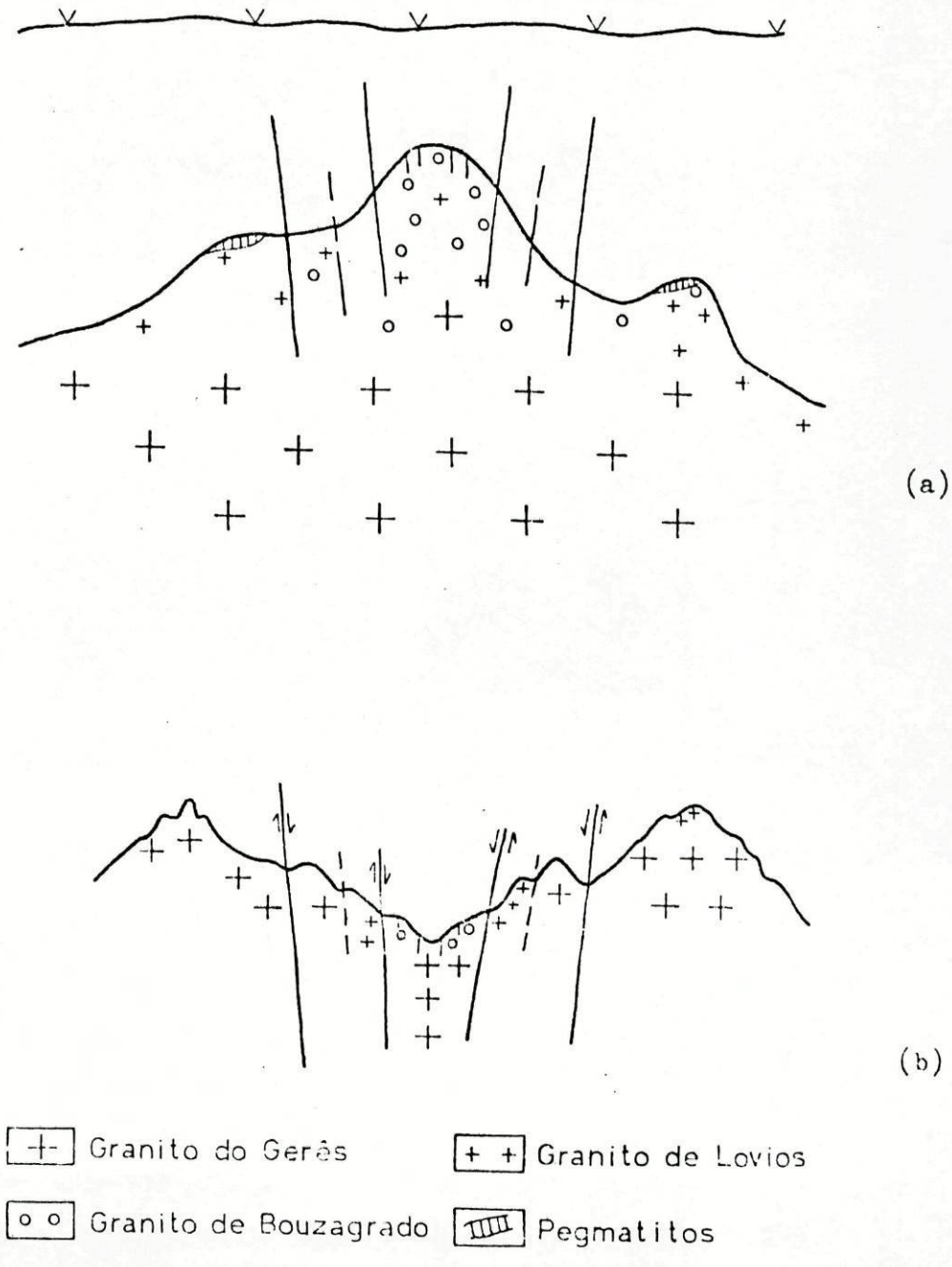


Fig.65- Esquema de relacionamento espacial das diferentes fácies graníticas componentes do maciço granítico de Lovios-Gerês. (a) O granito de duas micas (granito de Bouzagrado) ocupando uma posição de cúpula no maciço; (b) o granito de Bouzagrado bem como o granito de Lovios ocorrendo actualmente numa depressão que corresponde a um "graben".

to. Na nossa opinião parece-nos mais natural que o granito de duas micas ocupe uma posição no topo da cúpula o que já é compatível com a sua ocorrência numa zona correspondente a um alto nível estrutural (fig.65a); este facto coaduna-se com as observações de COTTARD relativas à estrutura presente nos granitos de duas micas pois estes apresentam uma foliação com uma orientação N140°-150°E materializada pela disposição das micas e feldspatos e reforçada por uma microfissuração nítida. Estaríamos portanto numa situação idêntica à por nós preconizada para os granitos sintectónicos com albitização dominante com um processo de alteração a actuar centrifugamente. O facto do granito do Bouzagrado bem como o do granito de Lovios ocorrerem numa depressão deve-se à existência de uma estrutura do tipo "graben" provocada por movimentos ao longo das grandes falhas do sistema NNE-SSW (fig.65b).

8.2. Metalogenia

No maciço granítico Lovios-Gerês há a assinalar a ocorrência de várias estruturas mineralizadas a maioria das quais foram alvo de trabalhos mineiros, para exploração de volfrâmio, molibdénio e estanho. As mais importantes são do lado espanhol "Las Sombras" e do lado português "Carris" e "Borrageiro". Há ainda a assinalar outros locais La Canda, Lomba, Palma e Bouzagrado, que embora de menor interesse mineiro não deixam de ter o seu significado metalogénico.

Baseando-nos nos trabalhos de LE MAILLOUX (1971), CHEILLETZ (1972) e COTTARD (1974) podemos fazer um estudo comparativo entre os diferentes jazigos. No que respeita ao modo de ocorrência da mineralização há a considerar dois tipos; um, o tipo mais comum, que é o filoniano intramagmático; outro, que somente ocorre em Bouzagrado, em que a mineralização ocorre disseminada no seio da rocha granítica.

Em Bouzagrado ocorre como já referimos um granito de duas micas; a moscovite é secundária e a sua ocorrência parece não pode ser separada da mineralização essencialmente molibdénica. A molibdenite ocorre quer associada ao quartzo em finos filonetes quartzosos quer disseminada no seio do próprio granito preenchendo, pequenos vacúolos. A volframite é escassa e só ocorre nos filonetes (CHEILLETZ, 1972; COTTARD, 1979).

Em Las Sombras, Carris e Borrageiro a mineralização distribui-se por finos veios quartzosos e/ou feldspáticos cuja possança raramente excede 5 cm; a direcção geral dos filonetes varia entre N10°W e N20°E e a inclinação de 75° a 85°E. Em todos os casos a encaixante é o granito do Gerês, porém o granito tipo Carris existe sempre nas proximidades e é também vulgar a ocorrência de bandas de "granito vermelho". Pode ocorrer uma salbanda micácea entre os filonetes quartzosos e a encaixante e geralmente esta apresenta-se alterada numa rocha composta essencialmente por quartzo e moscovite; a banda de alteração raramente ultrapassa 5 cm. Em Las Sombras a salbanda é constituída por quartzo e por uma mica verde que revela a composição de uma moscovite pobre em lítio (COTTARD, 1979).

A mineralogia dos filões é caracterizada por diversas associações minerais, sendo a mais precoce a da volframite com cassiterite à qual se seguiram outras associações essencialmente constituídas por sulfuretos. A molibdenite é um dos primeiros sulfuretos e a ela se associam frequentemente a bismutinite, a calcopirite e sulfossais de bismuto, chumbo e cobre. A galena, o bismuto nativo, a calcopirite e a clorite constituem outra associação comum, tal como a de blenda com calcopirite. No quadro 46 apresentam-se esquematicamente as mineralogias das minas dos Carris, Las Sombras e da Borralha. Nos Carris a cassiterite aumenta com a profundidade, Las Sombras é a mais rica em molibdenite e cassiterite e menos rica em volframite que os Carris (LE MAILLOUX, 1971; CHEILLETZ, 1972 e COTTARD, 1979) e está localizada a cota inferior à dos Carris; tais factos parecem apontar para um aumento em molibdenite e cassiterite com a profundidade. De realçar a relativa escassez de scheelite(volframite/scheelite ≃ 5/1) e a existência de uma fase tardia essencialmente caracterizada por uma clorite vermicular à qual se associa a fluorite.

Comparativamente com a mineralogia da Borralha as semelhanças são notáveis, havendo somente a notar, para o caso deste jazigo, a ausência da cassiterite e a maior abundância de scheelite. De realçar a presença constante da mica verde e da associação tardia clorite vermicular-fluorite. Se tivermos em conta que esta última associação é também comum quer à maioria dos granitos do maciço de Lovios-Gerês quer às próprias "rochas vermelhas" não é ousado afirmar que ela resulta de um processo de alteração hidrotermal que é característico no maciço e que dá um certo "ar de família" às diferentes entidades geológicas que parecem, assim, ter algo de comum na sua génese.

Tentando uma correlação entre Bouzagrado, Las Sombras, Carris, Borrageiro e Borralha, verifica-se que eles se alinham segundo um eixo de orientação N20°W (mapa 6) que constitui assim um eixo de mineralização em W-Mo-Bi (Sn) segundo o qual é evidente uma certa zonalidade vertical (figura 66). Assim se considerarmos somente os jazigos filonianos teríamos que a Borralha seria o jazigo situado no nível estrutural mais alto e Las Sombras no mais baixo; em termos de mineralogia tal facto traduz-se por uma maior

	Carris	Sombras	Borralha
Moscovite	×	×	×
Cassiterite	×	×	
Volframite	×(a)	×	×
Scheelite	×(b)	×(b)	×(b)
Mica Verde	×	×	×
Clorite	×	×	×
Molibdenite	×	×	×
Arsenopirite	×(c)	×	×(c)
Blenda	×	×	×
Pirrotite		×	×
Pirite	×	×	×
Calcopirite	×	×	×
Bismutinite	×	×	×
Galena		×	×
Fluorite	×	×	×
Bismuto	×	×	×
Sulfossais	×	×	×
Estanite	×		×

(a) Ferberite (MnO = 4,5%)
(b) Por vezes em cristais euédricos
(c) Rara

Quadro 46- Mineralogia dos principais jazigos geneticamente associados com os granitos pós-tectónicos da Serra do Gerês.

percentagem de scheelite e ausência de cassiterite no primeiro caso; por uma escassez de scheelite e maior presença de molibdenite e cassiterite no segundo.

Bouzagrado constitui um tipo específico de jazigo em que a ocorrência de molibdenite parece estar intimamente ligada a um processo de moscovitização tardia. De recordar também que no caso dos jazigos filonianos a molibdenite aparece ligada a uma fase moscovítica.

Parece portanto poder concluir-se que o jazigo da Borralha se enquadra perfeitamente no conjunto de jazigos de W-Mo-Bi(Sn) cuja génese surge ligada aos granitos pós-tectónicos do maciço granítico de Lovios-Gerês.

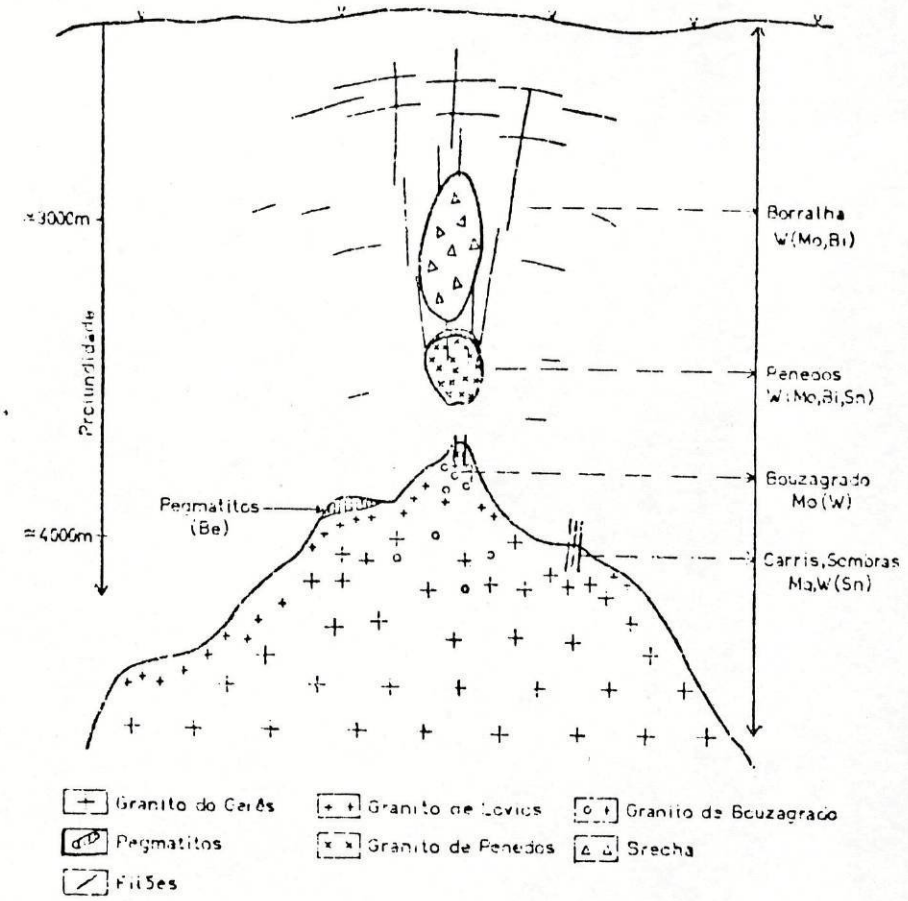


Fig.66- Esquema de relacionamento espacial dos diferentes jazigos geneticamente associados com os granitos pós-tectónicos da Serra do Gerês.

9. IDADE DAS MINERALIZAÇÕES

A ocorrência de mineralizações estaníferas e tungstíferas numa determinada área faz pensar na possibilidade da existência de zonalidade da mineralização em relação a determinado maciço granítico. CONDE e col. (1971) consideraram, para o caso da área da Borralha a existência de zonalidade em relação ao maciço granítico da Serra do Barroso.

Face ao estado actual dos conhecimentos somos levados a concluir que, pelo menos no que respeita ao essencial da mineralização tungsténica, ela corresponde a um período metalogénico distinto e mais tardio que o da mineralização estanífera.

Na Borralha os filões quartzosos mineralizados bem como as brechas, que se lhes encontram espacialmente associadas, não possuem cassiterite e formaram-se posteriormente à terceira fase de deformação. A sua génese está ligada aos granitos pós-tectónicos do maciço Lovios-Gerês.

Os filões aplito pegmatíticos possuem cassiterite e estão instalados em fracturas de tracção que possuem orientações compatíveis com um campo de tensões com σ_1 NE-SW; além disso os filões apresentam-se deformados. A deformação manifesta-se não só através da geometria dos filões como nos minerais que os constituem e é relacionável com a terceira fase de deformação, F_3, pelo que os filões estaníferos não podem estar geneticamente ligados com um granito pós-tectónico mas sim com granitos sintectónicos que afloram principalmente no núcleo de anticlinais de terceira fase (perfis 1.1 e 1.2).

Na área estudada, os filões estaníferos estão sempre encai-

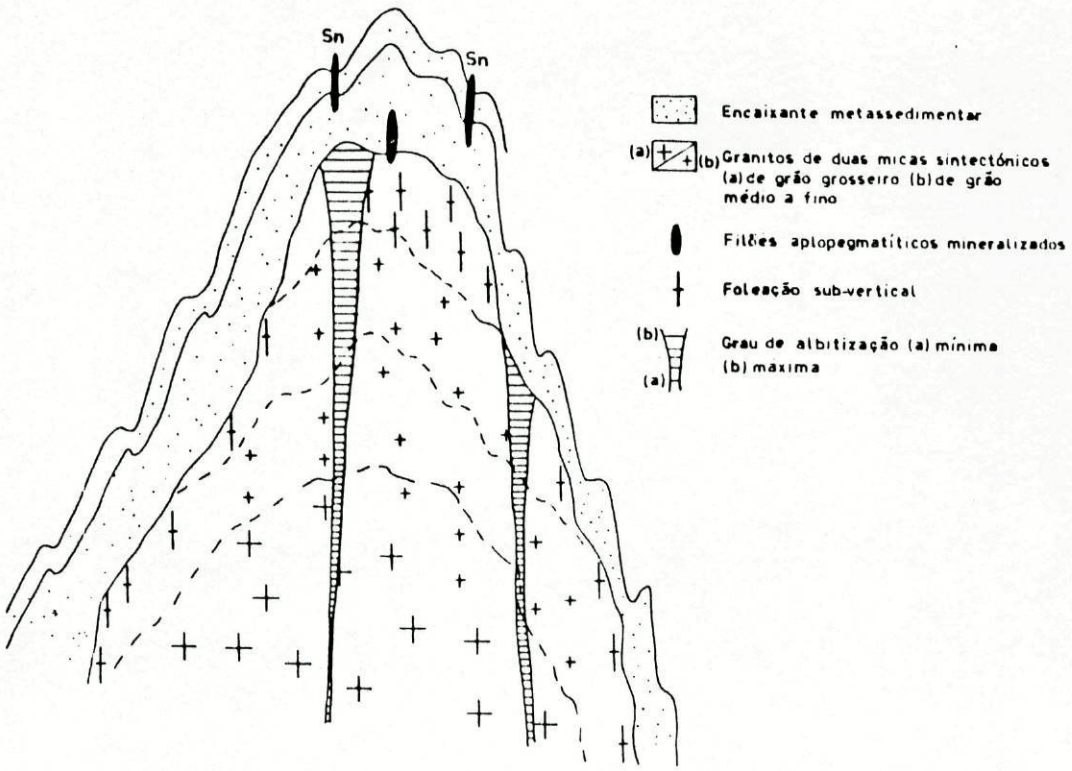


Fig.67- Esquema de relacionamento espacial dos granitos sintectónicos de duas micas, com albitização dominante.

xados em formações metassedimentares e estão espacialmente associados a granitos de duas micas (mapas 1.1 e 1.3). O mesmo acontece na zona vizinha de Bessa (Boticas) situada no flanco NW da Serra do Barroso, onde existem filões pegmatíticos com cassiterite intimamente associados a gráisenes cujas moscovites sofreram deformações que se manifestam, principalmente, pelo encurvamento dos seus cristais (NEIVA, 1944).

De entre os granitos sintectónicos são os de albitização dominante, que ocupam preferencialmente os núcleos dos anticlinais de terceira fase. Neste grupo de granitos incluimos granitos orientados e granitos muito orientados (fig. 9). Porém apesar de estruturalmente diferentes consideramos todos estes granitos genetica e temporalmente relacionados. No esquema da figura 67 mostramos como as fácies mais deformadas podem corresponder à cúpula, mais alterada deutericamente, de um maciço diferenciado. A diferenciação seria, principalmente, devida a diferentes graus de alteração condicionados, em parte, pela estrutura. As fácies mais albitizadas situam-se, neste caso, nos níveis estruturais relativamente mais altos, ocupando núcleos de dobras anticlinais de terceira fase.

Estes factos sugerem que as mineralizações estaníferas estejam geneticamente ligadas aos granitos sintectónicos com albitização dominante, granitos que aliás são os que apresentam mais evidente especialização em estanho chegando este elemento a atingir valores médios de 47 p.p.m.(quadro 8).

Pode, portanto,concluir-se pela existência de dois períodos metalogénicos distintos; um mais precoce que conduziu essencialmente a concentrações de estanho, um outro mais tardio que culminou com a formação dos jazigos de tungsténio, molibdénio e bismuto.

Não é de excluir, porém, a possibilidade dos granitos sintectónicos com microclinização dominante, no caso da área da Borralha, terem conduzido a uma pré-concentração de tungsténio, pois como referimos existem filões quartzosos deformados, embora raros, mineralizados em tungstatos. Podem estar também neste caso os filões de Cerdeira, que infelizmente não pudemos estudar devido à sua inacessibilidade. Aliás noutras áreas portuguesas da zona Centro-Ibérica ocorrem mineralizações tungstíferas relacionadas com granitos sintectónicos; entre outras podemos referir as

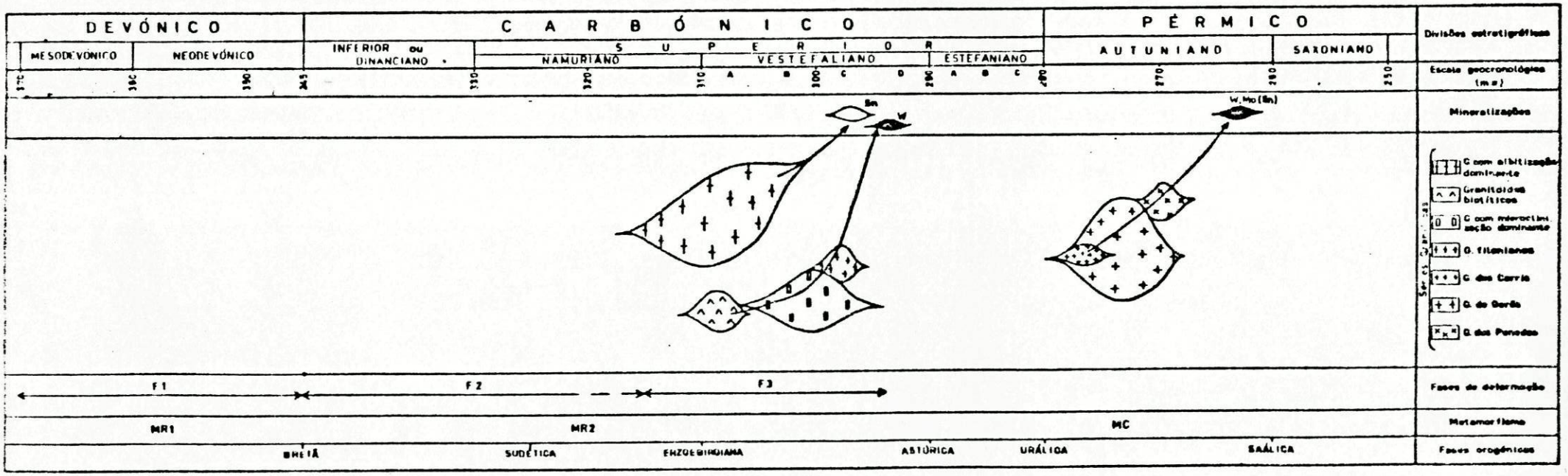


Fig.68- Cronologia relativa dos diferentes tipos de granitos bem como das mineralizações com eles relacionadas.

de Vale das Gatas (RIBEIRO e PEREIRA, 1981) e Murçós (RIBEIRO e PEREIRA, 1981; DERRÉ e col., 1982).

Na figura 68 representamos esquematicamente a cronologia relativa dos diferentes tipos de granitos bem como das mineralizações com eles relacionadas.

10. CONCLUSÕES

A área tungstífera da Borralha, na qual está situado o segundo jazigo português de tungsténio, o jazigo da Borralha, está localizada junto ao limite (por cavalgamento) da sub-zona Galiza Média-Trás-os-Montes com a zona Centro Ibérica.

O contexto regional do jazigo é quase exclusivamente constituído por afloramentos de rochas metassedimentares e graníticas.

As rochas metassedimentares constituem, no seu conjunto, parte dum vasto afloramento que se estende para sudeste, desde a serra do Gerês até à serra do Alvão, zona onde é interrompida por formações graníticas que se desenvolvem paralelamente ao grande acidente tectónico (NNE-SSW) que é a falha de Régua-Verin.

Embora não fossem encontrados fósseis, foi possível estabelecer uma sequência litoestratigráfica. Esta foi comparada com outras já estabelecidas em Trás-os-Montes, e pudemos concluir que às formações metassedimentares pode ser atribuída uma idade silúrica inferior (landoveriana).

De entre as fácies litológicas presentes na sequência, destacamos, pela sua importância metalogénica, as rochas calcossilicatadas que correspondem a metagrauvaques quártzicos cuja matriz seria inicialmente uma lama carbonatada, rochas estas que têm a particularidade de apresentar uma mineralização estratiforme de scheelite. Estas rochas, assim como todo o conjunto sedimentar, foram afectadas por diversas fases de dobramento hercínicas e por metamorfismo regional e de contacto, sendo este provocado pela intrusão dos granitos que consideramos como pós-tectónicos.

A estrutura da região denuncia a existência de, pelo menos, três fases de dobramento, das quais a segunda (F_2) foi a responsável pela principal xistosidade cartografável (S_2), de direcção compreendida entre N100°E e N130°E que transpõe uma xistosidade anterior (S_1). A terceira fase (F_3), responsável pelos grandes dobramentos cartografados, de eixo mergulhante (5 a 30°) com azimute N290°E a N310°E, corresponde à fase de deformação hercínica de idade intra-vestefaliana.

O pico do metamorfismo regional foi atingido antes de F_3. Função das associações minerais presentes, podemos considerar que foram atingidas pressões da ordem dos 3,5 a 4 kb e temperaturas que rondaram os 500°C. A scheelite presente nos níveis calcossilicatados surgiu durante este metamorfismo.

Por outro lado, o metamorfismo de contacto foi posterior a F_3 e desenvolveu-se sob pressão da ordem dos 2 kb e temperatura de cerca de 550°C, o que sugere relaxamento isotérmico.

As rochas graníticas e granitoides constituem uma pequena parte dos maciços graníticos do norte de Portugal.

Com base na sua estrutura e nas relações granitos-deformação para as quais nos referenciamos à fase intra-vestefaliana (F_3), consideramos dois conjuntos: os dos granitos e granitoides sintectónicos e o dos granitos pós-tectónicos.

Tendo em conta quer o modo de ocorrência das diferentes fácies graníticas, quer as características petrográficas, nomeadamente o tipo de paragénese primária e a resultante da alteração deutérica, consideramos dois grupos de granitos: o dos granitos com microclinização dominante, no qual incluimos alguns dos granitos sintectónicos e os pós-tectónicos, e os granitos com albitização dominante.

Sob o ponto de vista geoquímico, podemos considerar que os granitos pós-tectónicos se distinguem dos restantes por apresentarem teores de Al_2O_3 mais baixos, e teores ligeiramente mais altos de ferro total e CaO. No respeitante aos sintectónicos nota-se uma tendência para valores mais altos de Al_2O_3, K_2O e CaO naqueles em que a microclinização é a alteração deutérica dominante. Todos os granitos independentemente do seu grupo têm valores de K_2O/Na_2O sempre superiores a 1. Relativamente aos teores em elementos menores, podemos considerar que no grupo dos granitos sintectónicos com albitização dominante se registam os valores mais altos nos teores de Sn, Rb, Cs e Pb e mais baixos de Ba e Sr.

Os pós-tectónicos são principalmente caracterizados por possuirem valores mais altos nos teores de Y e Nb.

Dos estudos petrográficos e geoquímicos podemos admitir que, existem essencialmente dois tipos de linhas evolutivas uma silico-potássica outra silico-sódica. A primeira, devido a fenómenos de diferenciação magmática aos quais se sobrepuseram fenómenos de alteração deutérica, caracterizados por uma microclinização dominante, explicaria parte dos granitos sintectónicos e os pós-tectónicos; a segunda, devida essencialmente a uma evolução deutérica dominantemente quartzo-albítica, seria a responsável pela diferenciação no domínio dos leucogranitos e, em parte, pelo carácter peraluminoso dos granitos sintectónicos com albitização dominante.

Neste último tipo de granitos, o carácter peraluminoso também é devido parcialmente à sua génese que esteve intimamente ligada aos processos de metamorfismo regional, do qual teria resultado um magma anatéctico mesocrostal. Os granitos sintectónicos com microclinização dominante, embora ligados também a processos de metamorfismo regional, podem ter resultado da diferenciação de um magma híbrido com uma componente resultante da fusão anatéctica de material mesocrostal e outra proveniente de níveis mais profundos da crosta ou até do próprio manto. Os granitos pós-tectónicos resultaram de um magma de composição intermédia de origem basicrostal.

Todo o conjunto litológico, essencialmente constituído por rochas metassedimentares de idade silúrica e por rochas graníticas hercínicas de diferentes tipos e idades, foi sucessivamente afectado por diversos sistemas de fracturas: uns mais antigos relacionados com os campos de tensões de F_3, outros posteriores a esta fase e, portanto, já tardi-hercínicos. No primeiro caso estariam os sistemas de orientação NNE-SSW, NW-SE e ENE-WSW a E-W; no segundo os sistemas NNE-SSW a NE-SW e NNW-SSE, que são, portanto, posteriores aos granitos sintectónicos e que, em parte, controlaram a instalação dos granitos pós-tectónicos.

O jazigo de tungsténio da Borralha é um jazigo do tipo filoniano e os filões mineralizados são dominantemente quartzosos. Porém, o jazigo tem a particularidade de possuir também duas brechas ("breccia pipe") espacialmente associadas aos filões.

Está situado na zona de contacto entre as formações metassedimentares e um granito sintectónico com microclinização dominante (granito da Borralha) pelo que as rochas encaixantes dos filões são quase exclusivamente micaxistos e granitos.

No sector das minas actualmente em exploração, podem distinguir-se várias zonas concordantes com as estruturas F_3 (NW-SE) que são as seguintes: a zona do granito da Borralha (zona granítica franca) a SW e a zona exclusivamente metassedimentar (zona xistenta) a NE e entre estas a zona de rocha negra, a zona de mistura e a zona granítica intercalar sendo, as duas últimas caracterizadas pela ocorrência conjunta de rochas xistentas e graníticas.

As estruturas com mineralização tungstífera cortam todas as zonas referidas. Por sua vez, todo o conjunto foi intersectado por vários sistemas de falhas que lhes são posteriores ou que rejogaram posteriormente à formação dos filões e das brechas. Os principais sistemas de falhas são os de orientação N4°W a N40°E e N70°E a N115°E, correspondendo ambos a falhas gravíticas e esquerdas.

Função do valor angular da inclinação, pode considerar-se que no jazigo existem dois tipos principais de filões: os verticais e os deitados, respectivamente com pendores superiores a 45° e inferiores a 30°. A direcção dominante dos filões varia entre N70°E e N120°E.

Os filões correspondem a conjuntos de morfologia lenticular. Esta morfologia, a ausência de deslocamento de um lado e do outro dos filões e a ocorrência sistemática de estruturas em pente, sugerem que os filões se instalaram em fracturas de tracção em "échelon". No que respeita à idade relativa dos filões deitados e verticais, concluimos que, no essencial, são simultâneos.

As brechas possuem uma forma cónica-elíptica, com o eixo maior orientado N-S. São constituídas por elementos cuja natureza foi condicionada pela das rochas envolventes; o cimento é essencialmente quartzoso.

A génese destas estruturas pode ser explicada por fenómenos de colapso, sem que, contudo, esses fenómenos deixem de estar

interligados com outros, nomeadamente a injecção de fluidos hidrotermais. O colapso teria ocorrido após o início da formação dos filões e foi devido a uma descompressão causada por um relativo esvaziamento da câmara onde estavam concentrados os fluidos e consequente quebra de pressão desses mesmos fluidos. A falta de suporte provocou o "block-caving", pelo que as brechas são de colapso provocado por "mineralization-stoping".

Todos os fenómenos relacionados com a génese dos filões e das brechas se processaram não muito próximo da superfície e com os fluidos na fase líquida.

Os fenómenos de substituição foram pouco importantes, pelo que não é viável supôr que tenham sido eles os responsáveis pela totalidade dos vazios necessários para a formação das brechas e para a instalação dos filões. As soluções, embora quentes e relativamente salinas (10% NaCl) possuiam pequena acção corrosiva e a comprová-lo está a pequena intensidade da alteração hidrotermal das rochas encaixantes, que não foi além da formação de estreitas salbandas quartzo-micáceas.

Embora a localização das brechas possa ter sido condicionada pela intersecção de acidentes ESE-WNW com NNE-SSW, geneticamente relacionados com F_3, ela foi-o também pela existência de cúpulas e/ou bossas graníticas subjacentes em grande parte também responsáveis pela geometria dos filões, principalmente os filões deitados.

Entre os elementos das brechas são frequentes rochas que se apresentam deformadas por F_3, pelo que se pode concluir que a formação das brechas se deu muito posteriormente à actuação daquela fase e à instalação do granito sintectónico da Borralha.

Relacionado com um campo de tensões tardi-hercínico, de σ_1 N-S deu-se não só a instalação dos maciços graníticos pós-tectónicos, e, consequentemente, a fracturação sub-horizontal, como também a formação de fendas de tracção N-S. Na fase de relaxamento subsequente formaram-se e reabriram fracturas ENE-WSW a ESE-WNW. Quer nestas fracturas quer nas fracturas sub-horizontais supracitadas, foram injectados os primeiros fluidos hidrotermais mineralizantes. Após esse período de injecção deu-se a subsidên-

cia que gerou as brechas e, sob a acção de um campo de tensões com σ_3 sub-vertical, formaram-se novas fracturas sub-horizontais e reabriram as já existentes.

Apesar de ser admissível que parte dos filões quartzosos mineralizados em tungsténio estejam instalados em fracturas geradas durante F_3, eles nunca estão deformados. O mesmo não acontece com filões aplitopegmatíticos mineralizados em estanho, pois estes apresentam frequentemente uma deformação que atribuimos a F_3.

Pudemos então concluir por uma independência genética de um e outro tipo de filões e consequentemente das respectivas mineralizações. As tungstíferas têm de estar forçosamente ligadas a processos pós-tectónicos, isto é, pós-vestefalianos, muito provavelmente pós-estefanianos; as estaníferas serão intra-vestefalianas.

Relativamente à mineralogia das estruturas mineralizadas, podemos considerar, muito esquematicamente, que é caracterizada como uma associação de quartzo, volframite, scheelite e sulfuretos, sendo destes os mais abundantes a calcopirite, a pirite, a blenda, a molibdenite e a bismutinite. Estes minerais depositaram-se no decorrer de dois episódios mineralizantes: o primeiro é caracterizado pela deposição dos tungstatos e o segundo pela dos sulfuretos. Neste último episódio, consideramos duas fases, sendo uma primeira caracterizada pela deposição dos principais sulfuretos e uma segunda pela alteração hidrotermal da pirrotite e pela deposição do bismuto nativo e sulfossais.

Além do quartzo, existem, embora em muito menos proporção, outros minerais silicatados cuja deposição se processou após sucessivas fases de fracturação que afectaram o preenchimento filoniano. A moscovite é o mineral mais precoce e antecedeu a deposição dos tungstatos. Uma clorite lamelar acompanhou a fase inicial do segundo episódio mineralizante enquanto que uma clorite vermicular (ripidolite) acompanhou a segunda fase deste episódio; associado a ambos os tipos de clorite, surgiu o feldspato potássico (adulária).

A temperatura não variou sensivelmente desde a deposição dos tungstatos até a alteração da pirrotite, pelo que os principais episódios mineralizantes se desenvolveram a temperaturas máximas entre 290° e 330°C. Porém na fase final do segundo episódio as temperaturas foram já muito mais baixas e atingiram valores inferiores a 100°C.

A pressão existente no decurso dos processos de deposição teve o seu valor máximo aquando da fase inicial do primeiro episódio e nessa altura atingiu valores entre 650 e 1000 bares. Admitimos contudo, que a fase de deposição dos tungstatos foi precedida de uma queda de pressão, de algum modo relacionada com uma fase de fracturação tardia, sendo a deposição daqueles compostos uma consequência directa daquela queda de pressão.

A profundidade máxima não ultrapassaria os 3000 m mas foi sempre suficiente para justificar uma pressão litostática maior que a pressão de fluidos, o que impediu uma ebulição.

No decorrer dos dois episódios maiores de deposição f_{S_2}, manteve-se sensivelmente constante (10^{-5} a 10^{-2}) embora se tenha verificado uma ligeira subida na parte final do segundo episódio (10^{1}). Os valores de fO_2 foram sempre relativamente baixos (10^{-20}), só se tendo verificado um aumento no fim do segundo episódio (10^{-15}).

As mineralizações em tungsténio encontram-se associadas a granitos alterados deutericamente com microclinização dominante, estando, pelo contrário, as mineralizações em estanho associadas a granitos com albitização dominante. Tais factos levaram-nos a concluir que a concentração final do tungsténio esteve de algum modo relacionada com a microclinização. Admitimos, porém, a possibilidade de duas concentrações sucessivas a partir de soluções residuais ricas em alcalis e tungsténio.

A presença de certos constituintes, como o potássio, por exemplo, possibilitou a existência de compostos de volfrâmio suficientemente solúveis que existiram enquanto a actividade do potássio na solução foi alta. A reacção destas soluções com as rochas graníticas, já quase completamente consolidadas, provocaram

a alteração, que se traduziu principalmente por uma substituição das plagioclases por microclina. Consequentemente, o teor de sódio e de cálcio da fase fluida aumentou, baixando, por consequência a basicidade da solução. Foi assim que, a partir de soluções em que Na > K, se deu a deposição do tungsténio; essas soluções possuiam uma composição onde dominavam Na^+, Cl^- e HCO_3^{2-}, pelo que deve ser tomada em conta a influência de P_{HCl} e P_{CO_2} no processo de transporte e deposição. Porém, só no período mais precoce do processo hidrotermal, se regista a presença de fluidos com certos teores de CO_2, que todavia nunca ultrapassaram 8 a 10 mol% de CO_2. À queda de P_{CO_2} e consequente destruição de complexos carbonatados pode associar-se o início do período de deposição dos tungstatos de Fe, Mn ou Ca. A existência de um controlo litológico sobre a distribuição dos tungstatos sugere que aqueles catiões provieram principalmente das rochas encaixantes. O pH, variando de ligeiramente ácido para ligeiramente alcalino, condicionou a deposição dos tungstatos; primeiro depositou-se a volframite, depois a scheelite. Com o abaixamento da temperatura decresceu a razão K/Na devido ao contínuo aumento do sódio nas soluções.

A existência do jazigo só foi possível graças à associação granitos-metassedimentos. Os granitos responsáveis pela concentração final são pós-tectónicos e de origem basicrostal; os metassedimentos, do Silúrico inferior, contêm mineralizações estratiformes de tungsténio.

O "stock metal" necessário à formação do jazigo teve a sua origem não só a partir da remobilização do tungsténio de uma crosta média especializada, e, muito provavelmente, da crosta profunda ou até do próprio manto.

A partir de um estudo comparativo do jazigo da Borralha com outros jazigos de tungsténio espacialmente associados com o maciço granítico pós-tectónico de Lovios-Gerês, pudemos concluir pela existência de uma zonalidade vertical ao longo de um eixo de mineralização em W-Mo-Bi (Sn) de orientação N20°W, correspondendo a Borralha ao nível estrutural mais elevado.

A intersecção de dois alinhamentos, o NW-SE e o NNW-SSE, que correspondem, respectivamente, à orientação dos maciços graníticos sintectónicos e do maciço granítico pós-tectónico de Lovios-Gerês, condicionou o posicionamento do maior jazigo.

BIBLIOGRAFIA

ABRANCHES, M.C.B.; CANILHO, M.H. & CANÊLHAS, M.G.S. (1979) - Idade absoluta pelo método Rb-Sr dos granitos do Porto e de Portalegre.(Nota preliminar). Bol.Soc.geol.Portg.(Lisboa) 21 (2/3): : 239-248.

ALBUQUERQUE, Carlos A.R. (1971) - Petrochemistry of a series of granitic rocks from Northern Portugal. Geol.Soc.Amer.Bull. (Boulder, Colo.) 82 (10) : 2783-2798.

—(1978) - Rare earth elements in "younger" granites, Northern Portugal. Lithos (Oslo) 11 (3) : 219-229.

ALTHAUS, E.; KAROTHE, E.; NITSCH, K.H. & WINKLER, H.G.F. (1970) - - An experimental re-examination of the upper stability limit of muscovite plus quartz. N.Jb.Miner.Mh.(Stuttgart) 1970 : : 325-336.

AMOSSÉ, J. (1975) - Étude thermodynamique et physico-chimique de la distribution zonale de la série hubnérite-ferberite dans les filons wolframifères. Université Scientifique et Médicale de Grenoble I. Grenoble. (Tese).

—(1976) - Determination expérimentale de la pression et de la temperature de formation d'un filon quartzeux wolframifère. Approche théorique. Bull.Soc.Franç.Minér.Cristallogr.(Paris) 99 : 121-127.

—(1978a) - Physicochemical study of hubnerite-ferberite ($MnWO_4$- - $FeWO_4$). Zonal distribution in wolframite ($Mn_x\ Fe_{(1-x)}\ WO_4$) deposits. Applications to the Borralha mine (Portugal). Phys.chem.Min.(Berlin) 3 : 331-341.

—(1978b) -Variation in wolframite composition according to temperature, at Borralha, Portugal and Enguyales, France. Econ. Geol.(New Haven, Conn.) 73 (6) : 1170-1175.

AOKI, Y. (1971) - Crystallographic orientation and growth mechanism of skeletal crystals of sphalerite in chalcopyrite. Soc.Min.Geol.Japan spec.Issue (Tokyo) 1 : 3-34. (Proc.IMA--IAGOD Meet. - 1970; IAGOD Vol.).

ARRIBAS, A. (1979a) - Les gisements de tungstène de la zone de Morille.(Province de Salamanca, Espagne). Chron.min.Rech. min.(Paris) 450 : 27-34.

ARRIBAS, A. (1979b) - Le gisement de tungstène de Barruecopardo. Chron.min.Rech.min.(Paris) 450 : 42-49.

ARTHAUD, F. & MATTE, Ph. (1975) - Les decrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation. Tectonophysics (Amsterdam) 25 : 139-171.

ASSUNÇÃO, C.T. (1962a) - Fenómenos metassomáticos em granitos do Norte de Portugal. In: Estudos Científicos oferecidos em homenagem ao Prof.Carríngton da Costa por ocasião do seu 70º aniversário. p.225-242. Junta de Investigações do Ultramar. Lisboa.

—(1962b) - Rochas graníticas do Minho e Douro. Novos elementos para o seu conhecimento. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa. (Memória. Serviços Geológicos de Portugal. N.S.Nº10).

—(1969) - Sur la pétrographie du complexe des schistes et grauwackes ante-ordoviciens (Trás-os-Montes). Comun.Serv.geol. Portg.(Lisboa) 53 : 165-170.

BARABANOV, V.F. (1971) - Geochemistry of tungsten. Internat.geol. Rev.(Falls Church,Va.) 13 (3) : 332-344.

BARR, S.M. & AREIAS, L. (1980) - Petrology and geochemistry of granitic intrusions in the Viana do Castelo area, Northern Portugal. Geol.Mijnb.(Den Haag) 59 (3) : 273-281.

BARTON, Jr.P.B. & SKINNER, B.J. (1979) - Sulfide mineral stabilities. In: BARNES, Hubert Lloyd - Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 2ªEd. p.278-403. John Wiley.New York(N.Y.).

BEA, F. (1976) - Anomalia geoquímica de los granitoides calcoalcalinos hercínicos del area Caceres-Salamanca-Zamora(España). Implicaciones petrogenéticas. Stvd.geol.(Salamanca) 11 : : 25-73.

BEA, F. & UGIDOS, J.M. (1976) - Anatexia inducida: petrogenesis de los granitos hespericos de tendência alcalina. Parte I: : leucogranitos del area O de Zamora y Salamanca. Stvd.geol. (Salamanca) 11 : 9-24.

BEUS, A.A. & OYZERMAN, M.T. (1965) - Distribution of rubidium in igneous rocks and the correlation between rubidium and potassium. Geochem. internat.(Washington, D.C.) 2 : 985-992.

BEZIAT, Pierre & TOLLON, Francis (1976) - La scheelite dans le Midi de la France: le problème des concentrations en tungstène dans les strates. Société Géologique de France. Paris. ("Métallogénie et géologie minière". Mémoire. Société Géologique de France. Hors-Série. Nº7. p.49-56).

—(1979) - Le district à W-Sn-F de Montredon-Labessonnié (Tarn, France). Chron.min.Rech.min.(Paris) 450 : 13-18.

BOILLOT, G. & MUSELLEC, P. (1972) - Géologie du plateau continental portugais au nord du Cap Carvoeiro, structure au nord et au sud du canyon de Nazaré. C.R.hebd.Séanc.Acad.Sci.(Paris) Sér.D 274 : 2852-2854.

BOISSAVY-VINAU, M.; DERRÉ, C.; JAFFREZIC, H.; ROGER, G.& TREUIL, M. (1979) - L'étain et le tungstène dans l'évolution granitique: le secteur N de Viseu (Portugal). Comparaison avec le Massif Central français. Porto.(Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências do Porto. 4ªSér. Nº91 p.65-74 - Reun.Geol.Oeste penin. - 6ª - - Porto - 1979).

BONNICI, J.P. (1972) - Mines de Borralha. Étude du quartier Venise. (Relatório não publicado).

BORGES, F.S.; NORONHA,F.; PEREIRA, E. & RIBEIRO, A. (1979) - Ocorrência de filões aplíticos deformados, com mineralização estanífera. (Nota prévia). Porto. (Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências do Porto. 4ªSér. Nº91. p.223-230 - Reun.Geol.Oeste penin. - - 6ª - Porto - 1979).

BOUSEILY, A.M. & SOKKARY, A.A. (1975) - The relations between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. Chem.Geol.(Amsterdam) 16 : 207--219.

BOWDEN, P. (1966) - Li in the younger granites of northern Nigeria. Geochim.Cosmochim.Acta (Oxford) 30 : 555-564.

BOYER, François & ROUTHIER, Pierre (1974) - Extension régionale de couches à scheelite dans la couverture métamorphique de la zone axiale en Montagne Noire (Hérault-France). C.R.hebd. Séanc.Acad.Sci.(Paris) Sér.D 279 : 1829-1832.

BRANDÃO, J.M.; SILVA, A.R. & RIBEIRO, A. (1978) - "Controle" estrutural da mineralização de estanho e volfrâmio no antiforma de Chaves - Miranda do Douro (Trás-os-Montes oriental). Comun. Serv.geol.Portg. (Lisboa) 63 : 171-178.

BRINDLEY, G.W. (1961) - Chlorite minerals. In: BROWN, G. - X-ray identification and crystal structures of clay minerals. p.242-296. Mineralogical Society. Clay minerals group. London.

BURNHAM, C.W. (1967) - Hydrothermal fluids at the magmatic stage. In: BARNES, Hubert Lloyd - Geochemistry of hydrothermal ore deposits. p.34-76. Holt, Reinehart and Winston, Inc.New York (N.Y.).

BURNOL, L.; GEFFROY, J. & SOLER, P. (1978) - Le tungstène, ses principaux types de gisement (suite et fin). Chron.min.Rech. min.(Paris) 443 : 27-44.

CANN, J.R. (1970) - Upward movement of granitic magma. Geol.Mag. (London) 107 : 335-340.

CAPDEVILLA, R. & FLOOR, P. (1970) - Les différents types de granites heryniens et leur distribution dans le NW d'Espagne. Bol. geol.min. (Madrid) 89 (1/2) : 101-112.

CAPDEVILA, R. & VIALETTE, Y. (1965) - Premières mesures d'age absolu effectuées par la méthode au strontium sur les granites et micaschistes de la province de Lugo (Nord-Ouest de l'Espagne). C.R.hebd.Séanc.Acad.Sci. (Paris) 260 : 5081-5083.

—(1970) - Estimation radiométrique de l'âge de la deuxième phase tectonique hercynienne en Galice moyenne (NW de l'Espagne). C.R.hebd.Séanc.Acad.Sci.(Paris) Sér.D 270 : 2527-2530.

CAPDEVILA, R.; CORRETGÉ, G. & FLOOR, P. (1973) - Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique. Bull.Soc.géol.France(Paris) 7ªSér. 15 (3/4) : 209-228.

CARVALHO, D. (1974) - Lineament patterns and hypogene mineralization in Portugal. Estud.Notas Trab.Serv.Fom.min.(Porto) 23 (3/4) : 91-106.

CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. (1974) - Two contrasting granite types. Pacif.Geol.(Tokyo) 8 : 173-174.

CHAROY, B. (1979) - Définition et importance des phénomènes deutériques et des fluides associés dans les granites conséquences métallogéniques. Sci.Terre (Nancy) Mémoire nº37 : 1-364. (Tese).

CHAROY, B. & WEISBROD, A. (1975) - Caracteristiques de la phase fluide associée à la genése des gisements d'étain d'Albaretz et de la Villeder. Miner.Dep.(Berlin) 10 : 89-99.

CHEILLETZ, Alain (1972) - Étude géologique et prospection dans la région de Lovios (Orense, nord-ouest Espagne). ENSG-INP. Nancy. (Rapport D.E.A.). (Relatório não publicado).

CHEILLETZ, Alain & GIULIANI, Gaston (1982) - Role de la deformation du granite dans la genèse des episyenites feldspathiques des massifs de Lovios-Geres (Galice) et des Zaer (Maroc Central): relations avec les minéralisations en tungstène-étain associées. Miner.Dep.(Berlin). (Em publicação).

CLARK, A.H. (1970) - Manganese-iron ratios in wolframite, South Crofty Mine, Cornwall; a discussion. Econ.geol.(New Haven, Conn.) 65 (7) : 889-892.

COLLINS, Peter L.F. (1979) - Gas hydrates in CO_2-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. Econ.geol.(New Haven,Conn.) 74 (6) : 1435-1444.

CONDE, L.N.& ANDRADE, R.S.N. (1976) - Exemplos de aplicação geológica de imagens de teledetecção de Portugal. Semin. Detecção Remota e sua aplicação ao estudo dos recursos naturais e às actividades do homem (Lisboa - 1976). Doc.18. LNEC. Lisboa.

CONDE, L.N.; PEREIRA, V.; RIBEIRO, A. & THADEU, D. (1971) - Livro-guia da excursão nº7 - Jazigos hipogénicos de estanho e volfrâmio. Direcção-Geral de Minas e Serviços Geológicos. Lisboa. (Congr.Hisp.-Luso-Amer.Geol.econ. - 1º Madrid; Lisboa - 1971).

CORRETGE, L.G.; UGIDOS, J.M.& MARTINEZ, F.J. (1977) - Les séries granitiques varisques du secteur centre-occidental espagnol. Colloq.internat.Centre nat.Rech.sci.(Paris) 243 : 453-461. (Programme International de Corrélation Géologique.Projet UNESCO - PICG nº22 : La chaîne varisque d'Europe Moyenne et Occidentale - Rennes - 1974).

COTTARD, Francis (1979) - Pétrologie structurale et métallogénie du complexe granitique de Lovios Gerês. Université de Nancy I. Nancy. (Tese).

DEICHA, G. (1955) - Les lacunes des cristaux et leurs inclusions fluides. Masson. Paris.

DENISENKO, V.K. & RUNDKVIST, D.V. (1978) - New prespective types of stratiform tungsten mineralization. Internat.geol.Rev. (Falls Church, Va.) 20 (5) : 575-586.

DERRÉ, C. (1982) - Caracteristiques de la distribution des gisements à étain et tungstène dans l'ouest de l'Europe. Miner. Dep.(Berlin) 17 : 55-77.

DERRÉ, C.; LÉCOLLE, M.; NORONHA, F. & ROGER, G. (1982) - Minéralisations à Sn-W liées aux granitoïdes dans le nord du Portugal: importance des processus magmatiques et métasomatiques hydrothermaux. Comun.Serv.geol.Portg.(Lisboa). (Em publicação).

DERRÉ, C.; LÉCOLLE, M. & ROGER, G. (1981) - Les quartzites à silicates calciques et scheelite: préconcentrations familières ou pièges pour un tungstène étranger lié à l'hydrothermaline périgranitique ? Exemple du NE transmontain, Portugal. Miner.Dep.(Berlin). (Em publicação).

ERMAKOV, N.P. (1950) - Research on the nature of mineral forming solutions. University Press. Kharkov.

FERREIRA, M.R.Portugal V. (1972) - Rochas metamórficas. Coimbra.

FERREIRA PINTO, A.F. (1979) - Rochas calco-silicatadas portuguesas e mineralizações scheelíticas. Comun.Serv.geol.Portg. (Lisboa) 65 : 131-135.

FERRO, M. (1957a) - Estudo dos filões deitados do Grupo A. (Relatório não publicado).

—(1957b) - Étude de l'étage - 60 - Groupe B. (Relatório não publicado).

—(1957c) - Nota sobre o cálculo de reservas do stockwerk. (Relatório não publicado).

FOSTER, R.P. (1977) - Solubility of scheelite in hydrothermal chloride solutions. Chem.Geol.(Amsterdam) 20 (1) : 27-43.

FREIRE DE ANDRADE, Carlos (1935) - Considerações sobre a linha de depressões Barcelos - Montalegre. Bol.Mus.Labor.miner. geol.Fac.Ciênc.(Lisboa) 2ªSér. 4 : 21-40.

GAILLARD, J.C. (1972) - Étude géologique du gisement de wolfram de Borralha (Portugal). (Relatório não publicado).

GANEEV, I.G. & SECHINA, N.P. (1960) - The geochemical pecularities of wolframites. Geoch.internat.(Falls Church,Va.) 6 : 617-623.

GAUTHIER, J.C. (1974) - Évolution granitique, développement des granites à deux micas et géochimie des alcalins dans la Marche Orientale (Massif Central français). Deuxième partie: géochimie des alcalins rares. Sci.Terre (Nancy) 19 (2) : 119-151.

GROVES, D.I.& BAKER, W.E. (1972) - The regional variation in compositions of wolframites from Tasmania. Econ.Geol. (New Haven, Conn.) 67 (3) : 362-368.

HAAS, John L. (1971) - The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. Econ.Geol.(New Haven,Conn.) 66 (6) : 940-946.

HALL, A. (1972) - Regional geochemical variation in the caledonian and variscan granites of Western Europe. Internat.Geol.Congr. (24º - Canada, Montreal - 1972). Sect.2 - Petrology. p.171--180.

—(1973) - Géochimie des granites varisques du SW de l'Angleterre. Bull.Soc.géol.France(Paris) 7ªSér. 15 (3) : 229-238.

HELGESON, H.C.; DELANY, J.M.; NESBITT, H.W.& BIRD, D.K. (1978) -- Summary and critique of the thermodynamic properties of rock forming minerals. Amer.J.Sci.(New Haven,Conn.) 278-A: : 1-229.

HIGGINS, N.C. (1980) - Fluid inclusion evidence for the transport of tungsten by carbonate complexes in hydrothermal solutions. Canad.J.Earth Sci.(Ottawa) 17 (7) : 823.

HILGEN, J.D. (1971) - The Lalin unit: a new structural element in the hercynian orogen of Galicia (NW Spain). Proc.Kon.Nederl. Akad.Wet.(Amsterdam) Sér.B 74 (4) : 1-10.

HIRSHBERG, A.& WINKLER, H.G.F. (1968) - Stabilitatsberg chungen zwischen chlorit, cordierit und almandin bei der metamorphose. Contr.Miner.Petrol.(Berlin) 18 : 17-42.

HOLDAWAY, M.J. (1971) - Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. Amer.J.Sci.(New Haven,Conn.) 271 (2) : : 97-131.

HOLDAWAY, M.J. & LEE, S.M. (1977) - Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations. Contr.Miner.Petrol.(Berlin) 63 : : 175-198.

HÖLL, R.; MAUCHER, A. & WESTENBERGER, H. (1972) - Synsedimentary--diagenetic ore fabrics in the strata and time-bound scheelite deposits of Kleinonltal and Felbertal in the Eastern Alps. Miner.Dep.(Berlin) 7 (2) : 217-226.

HORNER, Christhof (1979) - Solubility and hydrolysis of $FeWO_4$ and $MnWO_4$ in the 25°- 300°C range, and the zonation of wolframite. Chem.Geol.(Amsterdam) 27 : 85-97.

HOSHEK, G. (1969) - The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. Contr. Miner.Petrol.(Berlin) 22 : 208-232.

HSU, L.C. (1976) - The stability relations of the wolframite series. Amer.Mineralog.(Washington,D.C.) 61 (9/10) : 944-955.

—(1977) - Effects of oxygen and sulfur fugacities on the scheelite--tungstenite and powellite-molybdenite stability relations. Econ.Geol.(New Haven,Conn.) 72 (4) : 664-670.

—(1981) - Phase relations of some tungstate minerals under hydrothermal conditions. Amer.Mineralog.(Washington, D.C.) 66 (3/4): : 298-308.

HSU, L.C. & GALLI, P.E. (1973) - Origin of the scheelite-powellite series of minerals. Econ.Geol.(New Haven,Conn.) 68 (5) : 681--696.

IBARGUCHI, J.I.G. (1980) - Las vaugneritas de la région de Finisterre (Galicia NW España). Probables productos de magmas anatécticos residuales. Cuad.Lab.Xeol.Laxe (Laxe) 1 : 21-32. (Reun.Xeoloxia do Noroeste Peninsular - Castro,Sada (La Coruña) - 1979).

IGLESIAS, M. & ARRIBAS, A. (1981) - Presencia de niveles calco-silicatados con scheelita intercalados en la formation "Ollo de Sapo" en la zona de Villadepera (Zamora). Reun.sobre Geologia do Oeste Peninsular (7ª - Madrid - 1981). (Comunicação oral).

IGLESIAS, Moisés P.L. & RIBEIRO, António (1981) - Zones de cisaillement ductile dans l'arc ibéro-armoricain. Comun.Serv.geol. Portg.(Lisboa) 67 (1) : 85-87.

IVANOVA, G.F. (1966) - Thermodynamic evaluation of the possibility of tungsten transport as halogen compounds. Geoch.internat. (Falls Church,Va.) 3 : 964-973.

IVANOVA, G.F.; KHITAROV, D.N.; LEVKINA, N.I.; MILOVSKIY, G.A. & BANNYKH, L.P. (1976) - Gas-liquid inclusion data on the compositions of tungsten-bearing hydrothermal solutions. Geoch. internat.(Falls Church,Va.) 13 (5) : 17-26.

JACKSON, N.J.; MOORE, J.Mc.M. & RANKIN, A.H. (1977) - Fluid inclusions and mineralization at Cligga Head, Cornwall, England. J.Geol.Soc.(London) 134 (3) : 343-349.

JOHNSTON, W.P. & LOWELL, J.David (1961) - Geology and origin of mineralized breccia pipes in copper basin, Arizona. Econ. Geol.(New Haven,Conn.) 56 (5) : 916-940.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. & CONDE,L. (1974) - Memória explicativa del Mapa tectónico de la Peninsula Ibérica y Baleares. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.

KARWOWSKI, L. KOZLOWSKI, A. (1974) - Wolframite-cassiterite mineralization from Karkonosze-Izera area W.Sudetes, Poland (fluid inclusion studies). Sympos.Problems of ore deposition (4º IAGOD - Varna). Vol.2. p.174-178.

KELLY, W.C.& TURNEAURE, F.S. (1970) - Mineralogy, paragenesis, geothermometry of the tin and tungsten deposits of the Eastern Andes, Bolivia. Econ.Geol.(New Haven,Conn.) 65 (6) : : 609-680.

KELLY, W.C.& RYE, R.O. (1979) - Geologic, fluid inclusion and stable isotopic studies of the tin tungsten deposits of Panasqueira, Portugal. Econ.Geol.(New Haven,Conn.) 74 (8) : 1721-1822.

KENNEDY, G.C. (1954) - Pressure-volume-temperature relations in CO_2 at elevated temperatures and pressure. Amer.J.Sci.(New Haven, Conn.) 252 (4) : 225-241.

KERRICK, Derrill M. (1968) - Experiments on the upper stability of pyrophyllites. Amer.J.Sci.(New Haven,Conn.) 266 (3) : : 204-214.

—(1972) - Experimental determination of muscovite+quartz stability with $P_{H_2O} \quad P_{total}$. Amer.J.Sci.(New Haven,Conn.) 272 (10) : 946-958.

KOIDE, H. & BHATTACHARJI, S. (1975) - Formation of fractures around magmatic intrusions and their role in ore localization. Econ.Geol.(New Haven,Conn.) 70(4) : 781-799.

KONSTANTINOV, M.M. (1978) - Genetic types of ore-bearing breccias. Internat.Geol.Rev.(Falls Church,Va.) 20 (3) : 289-294.

KORZHINSKIY, D.S. (1980) - An alkalinity-composition diagram for igneous rocks. Internat.Geol.Rev.(Falls Church,Va.) 21 (2) : 201-202.

KULLERUD, G. (1967) - The Fe-S-O-H system. In: Yearbook Carnegie Institution (Washington,D.C.) 65 : 352-354.

LAEMMLEIN, G.C. & KLEVTSON, P.V. (1961) - Relations among the principal thermodynamic parameters in a part of the system H_2O - - NaCl. Geoch.internat. (Washington,D.C.) 2 : 148-158.

LANGE, H.; TISCHENDORF, G.; PÄLCHEN, W.; KLEMM, I. & OSSENKOPF, W. (1972) - Zur petrographie und geochemie der granite des Erzgebirges. Geologie (Berlin) 21 (4/5) : 457-493.

LA ROCHE, Hubert de (1964) - Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitatives des roches cristallines. Sci.Terre (Nancy) 9 (3) : 293-337.

—(1978) - La chimie des roches presentée et interpretée d'après la structure de leur fácies mineral dans l'espace des variables chimiques: fonctions spécifiques et diagrammes qui s'en déduisent-application aux roches ignées. Chem.Geol.(Amsterdam) 21 : 63-87.

LA ROCHE, Hubert de & MARCHAL, Michèle (1977) - Leucogranites et granites de la partie nord du Massif de Millevaches (Massif central français). Sci.Terre (Nancy) 21 (2) : 129-150.

LEDUC, Lionel & GLAÇON, Jules (1975) - La scheelite liée aux strates dans le district tungstifère de Ponferrada (Leon,Espagne). C.R.hebd.Séanc.Acad.Sci.(Paris) Sér.D 280 : 2625-2628.

LE MAILLOUX, Y. (1971) - Prospection, exploitation et valorisation des minerais de tungstène molybdène dans la Serra do Gerez (Mine de Carris). ENSG. Nancy.(Rapport de fin d'études).(Não publicado).

LEROY, J. (1971) - Les episyénites non mineralisées dans le massif de granite à deux micas de Saint-Sylvestre (Limousin-France). Université de Nancy I. Nancy. (Tese).

LEUTWEIN, F. (1952) - La composition chimique des wolframites et sa signification quant au gîte. Act.geol.Acad.Sci.Hung. (Budapest) (1/4): 133-141. (Tradução C.E.D.P. Bayle Nº926).

LIOU, J.G. (1973) - Synthesis and stability relations of epidote, $Cu_2Al_2\ FeSi_3O_{12}(OH)$. J.Petrol.(Oxford) 14 (3) : 381-413.

LOCKE, A. (1926) - The formation of certain ore bodies by mineralization stoping. Econ.Geol.(New Haven,Conn.) 21 : 431-453.

LOTZE, F. (1945) - Zur gliederung der Variszidien der Iberischen Meseta. Geotekt.Forsch.(Berlin) 6 : 78-92.

LUTH, W.C.; JAHNS, R.H. & TUTTLE, O.F. (1964) - The granite system at pressure of 4 to 10 kilobars. J.geophys.Res.(Washington,D.C.) 69 (4) : 759-773.

MAIJER, Cornelis (1965) - Geological investigations in the Amaran te region (N Portugal) with special reference to the mineralogy of the cassiterite-bearing albite pegmatites. Universidade de Amsterdão. Amesterdão. (Tese).

MARCOS, A. (1971) - Las deformaciones hercínicas en el occidente de Asturias; la segunda fase de deformation y su extension en el NW de la Peninsula. Breviora geol.Astur.(Oviedo) 15 (1) : 2-6.

—(1973) - Las series del Paleozoico inferior y la estrutura her ciniana del occidente de Asturias (NW de España). Trab.Geol. (Oviedo) 6 : 1-113.

MARIGNAC, C. (1976) - Étude des successions paragenétiques dans les mineralisations filoniennes polymétalliques d'Ain-Barbar (Willaya d'Annaba, Republique Algerienne) Institut National Polytechnique de Lorraine. Nancy. (Tese).

MARMO, V. (1971) - Granite petrology and the granite problem. Elsevier Publishing Company. Amsterdam, London, New York(N.Y.).

MARTIN, R.F. & BOWDEN, P. (1981) - Peraluminous granites produced by rock-fluid interaction in the Ririwai nonorogenic ring-complex, Nigeria: mineralogical evidence. Canad. Mineralog.(Ottawa) 19 : 65-82.

MARTINEZ, F.J.Fernandez (1974) - Estudio del area metamorfica y granitica de las arribes del Duero (Província de Salamanca y Zamora). Universidade de Salamanca,Departamento de Petrologia. Salamanca. (Tese).

MARTINS, J.Ávila (1972) - Les roches granitiques rouges de la serre do Gerês. Porto.(Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências do Porto. 4ªSér. Nº83).

MARTINS, J.Ávila & SAAVEDRA, J. (1976) - Estudo do processo de enrubescimento do granito na Serra do Gerês(Norte de Portugal). Mem.Not.(Coimbra) 82 : 79-93.

MATTE, Philippe (1968) - La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). Géol.Alpine(Grenoble) 44 : 157-280.

MEERBEKE, G.L.E.Van; HILGEN, J.D. & FLOOR, P. (1973) - Preliminary results of the investigation of the central galician schist area (Prov.of Orense and Pontevedra, NW Spain). Leids geol.Meded.(Leiden) 49 (1) : 33-37.

MENDES, Francisco (1968) - Contribution à l'étude géochronologique, par la méthode au strontium, des formations cristallines du Portugal. Bol.Mus.Labor.miner.geol.Fac.Ciênc.(Lisboa) 11 (1) : 3-155. (Tese).

MERRIL, R.B.; ROBERTSON, J.K. & WYLLIE, P.J. (1970) - Melting reactions in the system $NaAlSi_3O_8$- $KAlSi_3O_8$- SiO_2- H_2O to 20 bars compared with results for others feldspar-quartz--H_2O and rock-H_2O systems. J.Geol.(Chicago,Ill.) 78 (5) : : 558-568.

MINNIGH, L.D. (1975) - Tectonic and petrographic aspects of an area SW of the Lalin unit (Prov.Orense and Pontevedra, NW Spain). Leids geol.Meded.(Leiden) 49 (3) : 499-504.

MIYASHIRO, A. (1961) - Evolution of metamorphic belts. J.Petrol. (Oxford) 2 (3) : 277-311.

—(1973) - Metamorphism and metamorphic belts. George Allen & Unwin. London.

MOORE, J.Mc.M. & JACKSON, N. (1977) - Structure and mineralization in the Clliga granite stock, Cornwall. J.geol.Soc. (London) 133 (5) : 467-480.

NAUMOV, V.B. & MALININ, S.D. (1968) - A new method of pressure determination from gas-liquid inclusions. Geoch.internat. (Falls Church,Va.) 5 : 382-391.

NAUMOV, V.B. & IVANOVA, V.B. (1971) - The pressure and temperature conditions for formation of wolframite deposits. Geoch. internat.(Falls Church,Va.) 8 (3) : 381-394.

NEIVA, A.M.R. (1973) - Geochemistry of the granites and their minerals from the central area of northern Portugal. Mem.Not. (Coimbra) 76 : 1-43.

NEIVA, A.M.R. (1982) - Geochemistry of muscovite and some physico-chemical conditions of the formation of some tin-tungsten depositis. In: EVANS, A.M.- Metallization Associated with acid magmatism. p.243-259. John Wiley & Sons,Ltd. London.

NEIVA, J.M.Cotelo (1943a) - Contribuição para o estudo dos granitos portugueses. Comun.Serv.geol.Portg.(Lisboa) 24 : 29-42.

—(1943b) - A idade dos granitos portugueses. Bol.Soc.geol.Portg. (Porto) 3 (1/2) : 49-69.

—(1944) - A idade dos granitos do maciço hespérico. Porto.(Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências do Porto 2ªSér. Nº41).

NEIVA, J.M.Cotelo & PUREZA, F.G. (1958) - Subsídio para o estudo petrográfico dos granitos do Distrito de Vila Real. Mem.Not. (Coimbra) 46 : 42-99.

NEIVA, J.M.Cotelo; NEIVA, A.M.R.& GODINHO, M.M. (1965) - Meteorização do granito em clima temperado quente. Mem.Not.(Coimbra) 60 : 33-53.

NEWTON, R.C. (1966) - Some calc-silicate equilibrium relations. Amer.J.Sci.(New Haven,Conn.) 264 (3) : 204-222.

NOCKOLDS, S.R. (1954) - Average chemical composition of some igneous rocks. Geol.Soc.Amer.Bull.(Boulder,Colo.) 65 : 1007-1032.

NOCKOLDS, S.R. & ALLEN, R.(1953) - The geochemistry of some igneous rock-series: Part I. Geochim.Cosmochim.Acta (Oxford) 4 : 105-142.

NORONHA, Fernando (1972) - Contribution à l'étude de l'environnement géologique du gisement de Borralha (Nord du Portugal). ENSG, INP. Nancy.(Rapport D.E.A.).(Relatório não publicado).

NORONHA, F. & SAAVEDRA, J. (1975) - Estudo petrológico e tectónico da área tungstífera da Borralha (Norte de Portugal). Congr. Ibero-amer.Geol.econ.(2º- Buenos Aires(Argentina) - - 1975).Vol.4. p.227-246.

NORONHA, F.; RAMOS, J.M.F.; REBELO, J.A.; RIBEIRO, A. & RIBEIRO, M.L. (1979) - Essai de corrélation des phases de déformation hercynienne dans le nord-ouest péninsulaire. Bol.Soc.geol. Portg.(Lisboa) 21 (2/3) : 227-237.

NURMINEN, K.B. (1981) - The formation of metasomatic reaction veins in dolomitic marble roof pendants in the Bergell intrusion (Province Sondrio, northern Italy). Amer.J.Sci. (New Haven,Conn.) 281(9) : 1197-1222.

OELSNER, O. (1944) - Ueber Erzgebrige wolframite. Bericht Freiberger.Geol.Ges.(Freiberg) 20 : 44-49.

OEN, I.S. (1958) - The Geology, petrology and ore deposits of the Vizeu region, northern Portugal. Comun.Serv.Geol.Portg. (Lisboa) 41:1-199. (Tese).

—(1960) - The intrusion mechanism of the late-hercynian post--tectonic granite plutons of northern Portugal. Geol.Mijnb. (Den Haag) N.S. 22 : 257-296.

—(1970) - Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal. Bol.geol.min.(Madrid) 81 (2/3) : 271-298.

OLIVEIRA, J.M.Santos (1970) - Geoquímica de alguns granitos do Norte de Portugal e suas relações com mineralizações estaníferas. Estud.Notas Trab.Serv.Fom.min.(Porto) 19 (3/4) : 227--275.

OLIVEIRA, J.M.Santos & PEREIRA, Eurico (1980) - Geoquímica dos granitoides da região de Penafiel - Oliveira de Azeméis. I-Elementos alcalinos e alcalino-terroso. Comun.Serv.geol. Portg.(Lisboa) 66 : 11-32. (Encontro de Geociências - 1º - - Lisboa - 1979).

ORCEL, J.; CAILLÈRE, S. & HÉNIN,S. (1950) - New attempt to classify chlorites. Miner.Mag.(London) 29 : 329-340.

PALACIOS, T. (1974) - Contribuição para o conhecimento petrográfico do granito da serra do Gerês. Bol.geol.min.(Madrid) 85 (5) : 582-594.

PELLITERO, Encarnacion P. (1980) - Caracteres petrogenéticos y metalogenéticos de los yacimientos de wolframio de la provincia de Salamanca. Universidad de Salamanca. Salamanca. (Tese).

PELLITERO, E.; SAAVEDRA,J.; GARCIA, A.& ARRIBAS, A. (1976) - Geoquímica del W en el área circundante al yacimiento de scheelita de Barruecopardo (Salamanca). Act.geol.Hisp.(Barcelona) 9 (5) : 133-136.

PELLITERO, E.; SAAVEDRA, J.; VINDEL, E.; ARRIBAS, A.; GARCIA, A. & RODRIGUEZ, S. (1975) - Estudio del yacimiento de scheelita de Barruecopardo (Salamanca). Congr. Ibero-amer.Geol.econ. (2º - Buenos Aires (Argentina) - 1975). Vol.5. p.327-355.

PEREIRA, Judite dos Santos (1951) - Formações eruptivas da região do Gerês. Porto.(Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências do Porto 3ªSér. Nº61).

PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E. & SIEVER, R. (1972) - Sand and sandstone. Springer Verlag. New York(N.Y.).

PIWINSKII, A.J. (1968) - Experimental studies of igneous rock series central sierra Nevada Batholith, California. J.Geol. (Chicago,Ill.) 76 (5) : 548-570.

—(1973) - Experimental studies of granitoids from the Central and southern Coast Ranges, California. Tscherm.miner.petrogr. Mitt.(Wien) 20 : 107-130.

PIWINSKII, A.J. & WYLLIE, P.J. (1968) - Experimental studies of igneous rocks series: a zoned pluton in the Wallowa batholith, Oregon. J.Geol.(Chicago,Ill.) 76 (2) : 205-234.

—(1970) - Experimental studies of igneous rocks series: felsic body suite from the Needle Point pluton, Wallowa batholith, Oregon. J.Geol.(Chicago,Ill.) 78 (1) : 52-76.

PLIMER, I.R. (1980) - Exhalative Sn and W deposits associated with mafic volcanism as precursors to Sn and W deposits associated with granites. Miner.Dep.(Berlin) 15 : 275-289.

POTTER II, R.W. (1977) - Pressure corrections for fluid-inclusion homogenization temperatures based on volumetric properties of the system NaCl-H_2O. J.Res.U.S.geol.Surv.(Washington,D.C.) 5 (5) : 603-607.

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. Sci.Terre (Nancy) Mémoire nº17.(Tese).

POTY, B.P.; STALDER, H.A. & WEISBROD,A.M. (1974) - Fluid inclusions studies in quartz from fissures of western and Central Alpes. Schweiz.Miner.Petrogr.Mitt.(Zürich) 54 (2/3) : 717-752.

POTY, B.; LEROY, J.& JACHIMOWICZ, L. (1976) - Un nouvel appareil pour la mesure des temperatures sous le microscope: l'installation de microthermométrie Chaixmeca. Bull.Soc.Franç. Minér.Cristallogr.(Paris) 99 (2/3) : 182-186.

PRESNALL, D.C. (1979) - Fractional crystallization and partial fusion. In: YODER Jr.,H.S. - The evolution of the igneous rocks. Fiftith Anniversary Perspectives.p.59-75. Princeton University Press. Princeton, New Jersey.

PRIEM, H.N.A. (1962) - Geological, petrological and mineralogical investigations in the Serra do Marão region, northern Portugal. Universidade de Amsterdam. Amsterdam. (Tese).

PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M.; VERSCHURE, R.H. & HEBEDA, E.H. (1965) - Isotopic ages of two granites on the Iberian Continental margins: The Traba granite (Spain) and the Berlenga granite (Portugal) Geol.Mijnb.(Den Haag) 44 : 353-354.

PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, A.I.M.; VERSCHURE, R.H. & HEBEDA, E.H. (1967) - Isotopic age determinations on granitic rocks in N Portugal. Geol.Mijnb.(Den Haag) 46 : 369-373.

PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, A.I.M.; VERSCHURE, R.H.; HEBEDA, E.H. & VERDURMEN, E.A.Th. (1970) - Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the W Iberian Peninsula. Ecol.geol. Helv.(Lausanne) 63 (1) : 255-274.

PROUHET, J.P. & BONNICI (1972) - Remarques et hypothesis sur le reseau filonien de Borralha (Portugal). (Relatório não publicado).

RAMDOHR, P. (1969) - The ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press. Oxford, London, Edinburgh, New York(N.Y.), Toronto, Sydney, Paris, Braunschweig.

RAMOS, J.M.Farinha & OLIVEIRA, J.M.S. (1975) - Aplicação de métodos conjugados de prospecção geológicas e geoquímicas no estudo da área scheelítica de Freixo de Numão(Vila Nova de Foz Côa) no Norte de Portugal. Congr. Ibero-amer.Geol.econ.(2º - - Buenos Aires (Argentina) - 1975). Vol.5. p.255-279.

RIBEIRO, A. (1968) - "Controle" estrutural da mineralização de estanho e volfrâmio em Trás-os-Montes oriental. Bol.Min. (Lisboa) 5 (4) : 306-307.

RIBEIRO,A. (1970) - Position structurale des Massifs de Morais et Bragança (Trás-os-Montes). Comun.Serv.geol.Portg.(Lisboa) 54 : : 115-138.

—(1974) - Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes oriental.Texte; Cartes hors texte. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.(Memória.Serviços Geológicos de Portugal N.S. Nº24).

RIBEIRO,A.; ANTUNES, M.T.; FERREIRA, M.P.; ROCHA, R.B.; SOARES, A.F.; ZBYSZEWSKI, G.; MOITINHO DE ALMEIDA, F.; CARVALHO, D. & MONTEIRO, J.H. (1979) - Introduction à la géologie générale du Portugal. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.

RIBEIRO, A.; MEDEIROS, A. & REBELO, J.A. (1966) - Estado actual dos conhecimentos sobre a geologia de Trás-os-Montes Oriental. Bol.Soc.geol.Portg.(Lisboa) 16 : 93-110.

RIBEIRO, A. & PEREIRA, E. (1982) - Controles paleogeográficos, petrológicos e estruturais na génese dos jazigos portugueses de estanho e volfrámio. Geonovas (Lisboa) 1 (3) : 23-31.

RIBEIRO, Maria Luísa (1978) - Algumas observações sobre o metamorfismo na região de Tourém (N de Portugal). Comun.Serv.geol. Portg.(Lisboa) 43 : 151-169.

—(1980) - Algumas observações sobre a petrologia e o quimismo dos granitoides da região de Tourém-Montalegre (N de Portugal). Comun.Serv.geol.Portg.(Lisboa) 66 : 33-48.(Encontro de Geociências - 1º - Lisboa - 1979).

RIBEIRO, M.L.; CABRAL, J.P.; PRUDÊNCIO, I. & GOUVEIA, M.A. (1982) - - Diferentes perfis de terras raras nas biotites dos granitoides e metassedimentos da região de Tourém-Montalegre-Gerês. Seman.Geoq.(5ª - Aveiro - 1982). (Comunicação oral).

RICHARDSON, S.W.; GILBERT, M.C. & BELL, P.M. (1969) - Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point. Amer. J.Sci.(New Haven,Conn.) 267 (3) : 259-272.

RISING, B. (1973) - Phase relations among pyrite, marcasite and pyrrhotite below 300°C. Pennsylvania. State University. (Tese).

ROEDDER, E. (1962) - Studies of fluid inclusions: I: low temperature application of a dual purpose freezing and heating stage. Econ.Geol.(New Haven,Conn.) 57 (7) : 1045-1061.

—(1963) - Studies of fluid inclusions II: freezing data and their interpretation. Econ.Geol.(New Haven,Conn.) 58 (2) : 167-211.

—(1972) - Composition of fluid inclusions. In: Data Geochemistry. 6ªEd. p.1-164. Geological Survey. Washington(D.C.).(Professional Paper 440-J).

—(1979) - Fluid inclusions as samples of ore fluids. In: BARNES, Hubert Lloyd - Geochemistry of hydrothermal ore deposits. p.684-737. John Wiley. New York(N.Y.).

ROEDDER, E.; INGRAM, B. & HALL, W.E. (1963) - Studies of fluid inclusions, III: extraction and quantitative analysis of inclusions in the milligram range. Econ.Geol.(New Haven,Conn.) 58 (5) : 715-730.

ROGER, G.; BOISSAVY-VINAU, M.; TREUIL, M.; JAFFREZIC, H. & KOSAVEVITCH, A. (1980) - Processus geochimiques de concentration liés à l'évolution de magmas granitiques. Application aux filons à étain et tungstène du massif central et du Portugal nord. Rapport final APT du CNRS. (Não publicado).

SAAVEDRA, Julio (1974) - Geoquímica de los procesos postmagmaticos de granitos y su relacion con las mineralizaciones asociadas del grupo Sn-W-Mo. Stvd.geol.(Salamanca) 8 : 13-26.

SAAVEDRA, J.; GARCIA SANCHEZ, A. & RODRIGUEZ PEREZ, S. (1974) - - Decomposition and analysis by atomic absorption photospectrometry of silicate rocks. Chem.Geol.(Amsterdam) 13 : : 135-139.

SAAVEDRA, J.; GARCIA SANCHEZ, A.; MADRUGA, F.; SANCHEZ MENENDEZ, A. & FERNANDEZ AGUILAR, M.C. (1975) - La composicion química como factor genético en el estudio de rocas y minerales. Aplicación al granito de Albalá (Cáceres). Tecniterrae (Madrid) 4 : 8-17.

SABATIER, H. (1980) - Vaugnérites et granites: une association particulière de roches grenues acides et basiques. Bull. Minér.(Paris) 103 : 507-522.

SAMAMA, J.C. (1971) - Paléoplacers à tungstène-étain dans les séries métamorphiques du Vivarais oriental. C.R.hebd.Séanc. Acad.Sci.(Paris) Sér.D 272 : 516-518.

SASAKI, A. (1959) - Variation of unit cell parameters in wolframite series. Miner.J.(Sapporo) 2 (6) : 375-396.

SCHERBA, G.N. (1970) - Greisens. Intern.geol.Rev.(Falls Church,Va.) 12 (2) : 114-150; 12 (3) : 239-255.

SCHERMERHORN, L.J.G. (1956) - Igneous,metamorphic and ore geology of the Castro-Daire-S.Pedro do Sul-Sátão region. Comun.Serv. geol.Portg.(Lisboa) 37 : 1-617.(Tese).

—(1981) - Framework and evolution of hercynian mineralization in the Iberian meseta. Leids geol.Meded.(Leiden) 52 (1) : 23-56.

SCOTT, S.D. & KISSIN, S.A. (1973) - Sphalerite composition in the Zn-Fe-S system below 300°C. Econ.Geol.(New Haven,Conn.) 68(4) : 475-479.

SHAW, D.M. (1968) - A review of K-Rb fractionation trends by covarience analysis. Geochim.Cosmochim.Acta (Oxford) 32 (6) : : 573-602.

SHEPHERD, T.J. (1981) - Fluid inclusion data for three samples of vein quartz from the Vale das Gatas mine.(Relatório não publicado).

SHEPHERD, T.J.; BECKINSALE, R.D.; RUNDLE, C.C. & DURHAM, J. (1976)- - Genesis of Carrock Fell tungsten deposits, Cembria: fluid inclusion and isotopic study. Trans.Amer.Inst.Min.Metallurg. (New York,N.Y.) 85 : B63-B73.

SKIPPEN, G. (1974) - An experimental model for low pressure metamorphism of siliceous dolomitic marble. Amer.J.Sci.(New Haven, Conn.) 274 (5) : 487-509.

SMIRNOV, V.I. (1976) - Geology of mineral deposits. Mir Publishers. Moscow.

SOUSA, M.B. (1971) - Petrografia e petrologia das rochas metamórficas modificadas pelos plutonitos pós-tectónicos de Valpaços e de Sá. Estud.Notas Trab.Serv.Fom.min.(Porto) 21 (1/2) : 55--79.

SOUSA, M.Bernardo (1981) - Skarns e rochas calco-silicatadas do Complexo xisto-grauváquico do Douro (NE Portugal) - seu enquadramento litoestratigráfico. Comun.Serv.geol.Portg.(Lisboa) 67 (2) : 169-172.

STARKE, R.(1959) - Röntgenographische Bestimmemg des hübnerit-ferberit in wolframiten. Bergakademie (Berlin) 11 : 23-25.

STAVROV, O.D. (1971) - Ore content in granite and geochemistry of Rb. Geochem.internat.(Washington,D.C.) 8 : 739-754.

STEMPROK, M. (1977) - The source of tin, tungsten, and molybdenum of primary ore deposits. In : STEMPROK,M.; BURNOL,L. & TISCHENDORF,G. - Sympos.Metallization Associated with Acid Magmatism (MAWAM/1974).Vol.2. p.127-166.Geological Survey. Prague.

STUMPFL, E.F. (1977) - Mineralogical aspects of ores. Sediments, ores, and metamorphism: new aspects. Phil.Trans.roy.Soc. (London) A 286 : 507-525.

STUSSI, J.M. (1978) - First attempt of a global presentation of the geochemical data relative to biotite granites and two mica granites from several french hercynian areas. Sci.Terre (Nancy) Informatique Géologique 11 : 35-41.

SUCHCHEVSKAYA, T.M. (1976) - Interpretation of chemical analyses of the liquid phase of inclusions in minerals. Geochem.internat. (Washington,D.C.) 13 (1) : 78-81.

SUSHCHEVSKAYA, T.M. & IVANOVA, G.F. (1967) - Composition of mineralizing solutions of some wolframite deposits of eastern Transbaykaliya (based on a study of gas-liquid inclusions). Geochem.internat.(Washington,D.C.) 4 : 885-891.

TAKENOUCHI, S. & IMAI, H. (1971) - Fluid inclusion study of some tungsten-quartz vein in Japan. Soc.Min.Geol.Japan spec.Issue (Tokyo) 3 : 345-350.(Proc.IMA-IAGOD Meet.-1970; IAGOD vol.).

TAKENOUCHI, S. & KENNEDY, G.C. (1964) - The binary system H_2O-CO_2 at high temperatures and pressures. Amer.J.Sci.(New Haven, Conn.) 262 (9) : 1055-1074.

—(1965) - The solubility of CO_2 in NaCl solutions at high temperatures and pressures. Amer.J.Sci.(New Haven,Conn.) 263 (5) : 445-454.

TAUSON, L.V. (1967) - Geochemical behavior of rare elements during crystallization and differentiation of granitic magmas. Geoch. internat.(Falls Church,Va.) 4 : 1067-1075.

TAYLOR, R.G. & HOSKING, K.F.G. (1970) - Manganese-iron ratios in wolframite,South Crofty mine,Cornwall. Econ.Geol.(New Haven, Conn.) 65 (1) : 47-53.

TEIXEIRA, C. (1945) - Alguns aspectos da geologia dos granitos do norte de Portugal. Sociedade Geológica de Portugal. Porto.

TEIXEIRA, C. (1968) - Quelques problèmes de la géologie du Portugal. Rep.internat.geol.Congr.(23º - Czechoslovaquia(Prague)-1968). Proc.Sect.13 - Other subjects.p.233-242. Academia Prague.

—(1976) - Acerca da idade das rochas graníticas portuguesas.Bol. Soc.geol.Portg.(Lisboa) 20 (1/2) : 131-163.

THADEU, Décio (1951) - Geologia do Couto Mineiro da Panasqueira. Comun.Serv.geol.Portg.(Lisboa) 32 (P.1) : 5-64.

—(1973) - Les gisements stanno wolframitiques du Portugal. Ann. Soc.géol.Belg.(Liège) 79 (1) : 5-30.

—(1977)-Hercynian paragenetic units of the portuguese part of the hesperic massif. Bol.Soc.geol.Portg.(Lisboa) 20 (3) : : 247-276.

TISCHENDORF, G. (1977) - Geochemical and petrographic characteristics of silicic magmatic rocks associated with rare-element mineralization.In: STEMPROK,M.; BURNOL, L. & TISCHENDORF, G. - Sympos.Metallization Associated with Acid Magmatism/ /MAWAM/1974. Vol.2. p.41-96. Geological Survey. Prague.

—(1978) - Criteria for distinguishing normal granites from metallogenetically specialized ones. Stvd.geol.(Salamanca) 14 : 145-148.

TOURET, J. (1971) - Le fácies granulite en Norvège méridionale: I-Les associations minérales; 2-Les inclusions fluides. Lithos (Oslo) 4 (3) : 239-249; 4 (4) : 423-436.

—(1977) - The significance of fluid inclusions in metamorphic rocks. In: FRASER, Donald G. - Thermodynamics in Geology. p.203-227.D.Reidel Publishing Company. Dordrecht, Boston.

TROMMSDORFF, V. (1968) - Mineralreaktionen mit wollastonit und vesuvian in einem kalksilikatfels der alpinen Disthenzon (Claro,Tessin). Schweiz.Miner.Petrogr.Mitt.(Zürich) 48 (3) : 655-666.

TUGARINOV, A.I. & NAUMOV, V.B. (1972) - Physicochemical parameters of hydrothermal mineral formation. Geochem.internat. (Washington, D.C.) 9 (2) : 161-167.

TUREKIAN, K.K. & WEDEPOHL, K.H. (1961) - Distribution of the elements in some major units of the Earth's Crust. Geol. Soc.Amer.Bull.(Boulder,Colo.) 72 : 175-191.

TUTTLE, O.F. (1952) - Origin of the contrasting mineralogy of plutonic extrusive and plutonic salic-rocks. J.Geol.(Chicago,Ill.) 60 (2) : 107-124.

TUTTLE, O.F. & BOWEN, N.L. (1958) - Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_3$-$KalSi_3O_8$ - SiO_2-H_2O. Geological Society of America. Washington (D.C.). (Mémoire.Geological Society of America Nº74).

TWETO, Ogden (1960) - Scheelite in the precambrian gneisses of Colorado. Econ.Geol.(New Haven,Conn.) 55 (7) : 1406-1428.

UYTENBOGAARDT, W. & BURKE, E.A.J. (1971) - Tables for microscopic identification of ore minerals. 2ªEd. Elsevier. Amsterdam, London, New York (N.Y.).

VACHÉ, Raimund (1979) - Le gisement de scheelite de Mittersill (Land de Salzburg, Autriche). Chron.min.Rech.min.(Paris) 450 : 9-13.

VAN ZUREN, A. (1969) - Structural petrology of an area near Santiago de Compostela (NW Spain). Leids geol.Meded.(Leiden) 45 : 1-71. (Tese).

VOYEVODIN, V.N. (1981) - The relationship between chemical composition of wolframites and the geological conditions of their formation. Internat.Geol.Rev.(Falls Church,Va.)23(5):561-570.

WEDEPOHL, K.H. (1969) - Composition and abundance of common igneous rocks. In:Handbook of geochemistry. p.227-249. Springer-Verlag. Berlin.

WEISBROD, A. & POTY, B.(1975) - Thermodynamics and geochemistry of the hydrothermal evolution of the Mayres pegmatite (Southeastern Massif Central - France). Part I and Part II. Petrologie (Paris) 1 (1) : 1-16; 1 (2) : 89-102.

WEISBROD, A.; POTY, B. & TOURET, J. (1976) - Les inclusions fluides en géochimie-pétrologie: tendances actuelles. Bull.Soc. fr.Miner.Cristallogr.(Paris) 99(2/3) : 140-152.

WHITE, Allan J.R. & CHAPPELL, Bruce W. (1977) - Ultrametamorphism and granitoid genesis. Tectonophysics (Amsterdam) 43 : 7-22.

WIGGINS, L.B. & CRAIG, J.R. (1975) - A reconnaissance investigation of chalcopyrite-sphalerite relationships in the Cu-Fe--Zn-S system (abst.). Geol.Soc.Amer.Abst.Prog. 7 : 1317.

WILSON, I.R. (1972) - Wall rock alteration at Geevor-Tin Mine. Proc.Ussher Soc. 2 : 425-434.

WINKLER, Helmut G.F. (1976) - Petrogenesis of metamorphic rocks. 4ªEd. Springer-Verlag. New York(N.Y.),Heidelberg,Berlin.

WRIGHT, J.B. (1969) - A simple alkalinity ratio and application to questions of non-orogenic granite genesis. Geol.Mag. (London) 106 : 370-384.

WRIGHT, T.L. (1968) - X-ray and optical study of alkali feldspar. II.An X-ray method for determining the composition and structural state from measurement of 20 values for three reflecti ons. Amer.Mineralog.(Washington,D.C.) 53 (1/2) : 88-104.

WRIGHT, T.L. & STEWART, D.B. (1968) - X-ray and optical study of alkali feldspar.I.Determination of composition and structural stage from refined unit-cell parameters and 2V. Amer. Mineralog.(Washington,D.C.) 53 (1/2) : 38-87.

WYLLIE, Peter J. (1977) - Crustal anatexis: an experimental review. Tectonophysics (Amsterdam) 43 : 41-71.

YPMA, P.J.M. (1963) - Rejuvenation of ore deposits as exemplified by the Belledonne metalliferous province. Leiden. (Tese).

YUND, R.A. & KULLERUD, G. (1966) - Thermal stability of assemblages in the Cu-Fe-S system. J.Petrol. (Oxford) 7 (3) : 454-488.

QUADROS EM ANEXO

Quadro 7

Análises químicas, composições normativas, mesonormas de Barth, parâmetros de Lacroix e de La Roche e razões K/Rb e A/CNK das rochas graníticas e granitoides da área estudada.

	Granitoides biotíticos								Encraves do granito da Borralha	
	Granodioritos biotíticos				Tonalitos					
	1	2	5	6	3	4	10	Bo-1 *	7	8
SiO_2	60,09	63,50	65,60	62,75	60,42	58,30	61,02	61,06	68,52	69,30
Al_2O_3	18,38	15,50	15,30	15,71	17,48	17,90	16,82	15,97	15,40	15,50
Fe_2O_3 (ou ferro total)	1,12	2,10	0,83	0,71	1,02	1,56	0,92	0,17	0,54	0,63
FeO	4,24	2,79	2,94	3,72	4,38	3,86	4,14	3,81	1,78	1,69
TiO_2	1,01	0,80	0,84	0,92	1,13	1,50	1,04	0,85	0,30	0,37
P_2O_5		0,22	0,29	0,81	0,40	0,74	0,73	0,53	-	0,25
MgO	3,21	2,40	1,16	1,37	2,55	3,50	2,32	1,92	1,03	0,67
CaO	3,36	2,02	2,15	2,98	3,31	3,00	4,46	2,99	1,90	1,14
MnO	0,09	0,08	0,04	0,09	0,09	0,12	0,10	0,01	0,05	0,04
Na_2O	2,94	3,48	3,70	3,40	3,62	2,30	3,16	4,80	4,33	4,13
K_2O	4,15	5,00	5,45	6,58	3,78	4,05	4,68	5,45	5,15	5,60
P.F.	1,18	1,83	1,27	0,82	1,43	3,52	0,88	2,67	0,60	0,71
TOTAL	99,77	99,72	99,77	99,86	99,61	100,35	100,27	100,23	99,60	100,03
Ba	1700	1650	2000		2000	1900	675		965	
Sn	16	20	<10		<10	18	<10		<10	
Nb	15	15	10		10	15	12		12	
Cr	255	250	290		280	240	160		200	
Y	19	15	<10		15	<10	22		15	
Sr	475	350	375		500	530	760		260	
Rb	220	315	235		260	355	170		305	
Pb	24	32	32		32	50	23		60	
Zn	116	80	70		88	94	61		76	
Cu	76	<20	22		26	-	30		<20	
Cs	<30	40	<30		<30	<30	<30		<30	
Ta	35	40	35		35	40	22		40	
Li						160				
W	16	13	<10	11	12	<10	13			
Co	45									
Cr	51									
Ni	53									
V	94									
U										

* NEIVA & PUREZA (1958)

Quadro 7.1- Granitoides biotíticos.

	1	2	5	6	3	4	10	Ro-1	7	8
Minerais Normativos										
Q	12,96	16,14	16,32	9,78	12,90	17,59	11,22	3,00	17,16	15,26
Or	24,46	29,47	32,25	38,92	22,24	23,91	27,80	32,80	30,58	33,36
Ab	24,63	29,34	31,44	28,82	30,39	19,39	26,72	40,35	36,68	35,11
An	16,68	8,06	8,62	8,06	13,62	10,29	17,51	5,84	7,23	5,56
C	2,96	1,43	0,10		2,55	5,30	0,10			0,51
Ap		0,62	0,62	1,86	1,00	1,55	1,55	1,34		0,67
Hi	14,28	8,24	6,33	7,82	11,94	13,68	11,08	7,79	4,33	3,68
Di				0,92				4,86	1,84	
W										
Mt	1,62	3,02	1,16	0,93	1,39	2,32	1,39	1,67	0,70	0,93
Hm										
Il	1,98	1,52	1,67	1,82	2,12	2,89	1,98	0,23	0,46	0,76
Ru										
Parâmetros de CIPW Lacroix	'II.4'.(2)3.3'	(I)II.4.2.3'	I(II).4'.2.3'	(I)II.(4)5.2.3	'II.4'.2'.3'	II.4'.2.3	'II.4(5).(2)3.3'	'II.5.(1)2.3'	I'.4'.'2.3'	I.4'.(1)2.3'
Mesonorma de Barth										
Q	18,50	19,6	18,7	13,6	18,5	24,7	17,3		19,5	20,3
Or	13,3	22,2	27,0	31,7	11,6	12,8	17,6		24,1	23,4
Ab	27,0	32,0	34,0	31,0	33,0	21,5	28,5		39,0	38,5
An	13,0	6,5	6,5	6,0	10,5	5,5	13,0		5,5	2,5
Bi	20,0	13,2	9,6	12,4	18,25	20,3	16,7		7,3	5,3
H									2,5	6,0
Mt	1,2	2,3	0,9	0,8	1,05	1,8	1,05		0,5	0,5
K	2,4	1,8	1,8	1,8	2,4	3,3	2,1		0,6	0,9
Ac		0,3	0,5	1,9	0,8	1,6	1,7			0,5
C	4,6	2,3	1,0	0,9	4,1	8,8	2,1			
Parâmetros de H.de la Roche										
Q= Si/3-(K+Na+2Ca/3)	109	110,67	104,37	63	100	127	85		110	117
P= K-(Na + Ca)	-66	-42	-42	-23	-95	-39	-81		-64	-39
B= Fe + Mg + Ti	167	136	89	106	152	181	141		62	53
A_1= Al-K-Fe-Mg-2Ca	88	-31	-77	-7[illegible]	23	129	15		-93	-104
A_2= Al-K+Fe-Mg-4Ca	24	59	49	-15	37	39	-75		61	142
Outros Parâmetros										
K/Rb	137	132	190		121	95	228		140	
A/CNK	1,19	1,05	0,96	0,67	1,10	1,31	0,91		0,95	1,03

Quadro 7.1- (cont.)

	Granito de Vila da Ponte				Granito da Borralha					Granito de Cambedo		
	11	12	13	VP-1 *	16	17	18	20	18A	14	15	19
SiO_2	70,30	66,80	67,47	70,18	71,50	69,56	70,05	71,06	71,33	69,35	71,18	70,71
Al_2O_3	14,60	16,40	16,07	15,23	15,75	15,80	15,53	15,54	14,02	16,59	16,06	14,94
Fe_2O_3 (ou ferro total)	0,93	0,69	0,54	0,44	1,75	0,54	0,80	0,67	0,32	0,47	0,16	0,57
FeO	1,46	2,62	2,48	1,90		1,65	1,77	0,86	0,91	1,10	1,82	1,32
TiO_2	0,45	0,90	0,57	0,02	0,20	0,32	0,47	0,19	0,47	0,18	0,36	0,32
P_2O_5	0,22		0,44	0,41				0,20	0,33			0,17
MgO	0,56	0,74	0,79	0,72	0,43	0,74	0,89	0,50	0,40	0,45	0,74	0,68
CaO	0,84	1,37	1,25	1,16	0,68	0,79	0,79	0,79	0,78	1,69	0,79	1,09
MnO	0,04	0,05	0,04	vest.	0,06	0,04	0,03	0,04	0,02	0,03	0,03	0,04
Na_2O	3,62	3,20	3,50	3,98	3,42	3,20	3,30	3,68	3,43	3,80	3,73	3,77
K_2O	5,30	5,80	5,90	4,46	4,75	5,28	5,39	5,08	7,12	5,27	4,81	4,70
P.F.	1,42	0,98	0,94	1,82	1,35	1,66	1,06	1,15	1,01	0,65	0,86	1,30
TOTAL	99,74	99,55	99,99	100,32	99,89	99,58	100,08	99,76	100,14	99,58	100,54	99,61
Ba	650	715				685	745	650	510	650	590	660
Sn	16	25				22	26	29	< 10	20	36	26
Nb	10	13				10	< 10	10	< 10	12	< 10	13
Zr	260	380				150	150	110	145	105	140	140
Y	12	18				< 10	12	< 10	< 10	10	< 10	< 10
Sr	110	120				155	160	150	110	170	150	190
Rb	390	425				345	375	405	360	350	450	360
Pb	29	48				32	25	29	23	35	29	32
Zn	106	140				70	300	70	65	70	92	74
Cu	20	< 20				< 20	130	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Cs	63					55	63	74	< 30	55	90	55
Th	55	100				30	25	30	< 10	30	35	25
Li		52				31						
W	10					13	10	23		< 10	< 10	< 10
Co						28	18			< 10	16	
Cr						10	< 10			< 10	< 10	
Ni						18	22			< 10	12	
V						30	35			< 10	20	
U												

* NEIVA & PUREZA (1958)

Quadro 7.2- Granitos sintectónicos com microclinização dominante.

	11	12	13	VP-1	16	17	18	20	19A	14	15	19
Minerais Normativos												
Q	26,94	20,40	19,32	25,62	31,26	26,64	26,64	27,84	22,50	22,38	27,24	28,14
Or	31,14	34,47	35,03	26,69	28,36	31,14	31,69	30,02	42,26	31,14	28,36	28,36
Ab	30,39	27,25	29,34	34,06	28,82	27,25	27,77	30,91	28,82	31,96	31,44	30,39
An	2,22	6,67	6,12	3,34	3,34	3,89	3,89	3,06	1,67	8,34	3,89	3,89
C	2,14	2,35	1,73	2,45	3,67	3,37	2,86	2,85		1,63	3,26	2,35
Ap	0,62		1,01	1,01				0,33	0,62			0,62
Ei	2,59	4,80	5,30	4,84	1,10	4,14	4,05	2,22	1,54	2,42	4,41	3,25
Di									0,24			
W												
Mt	1,39	0,93	0,70	0,70	1,86	0,70	1,16	0,93	0,46	0,70	0,23	0,93
Fr												
Il	0,91	1,67	1,06		0,46	0,61	0,91	0,30	0,91	0,30	0,76	0,61
Ru												
Parâmetros de CIPW Lacroix	I.4.1'.3'	I'.4.'2.3	I.4'.(1)2.3	I'.4.1(2).3'	I.'4.1(2).3'	I.4.1(2).3	I.4.1(2).3	I.4.1'.3'	I.4.1.'3	I.4.2.3'	I.4.1(2).3'	I.4.1(2).3'
Mesonorma de Barth												
Q	26,9	21,8	22,2		30,3	27,6	27,5	27,3	22,2	22,0	27,8	27,4
Or	22,6	21,1	21,2		14,0	18,0	18,7	19,8	39,5	24,7	13,8	18,8
Ab	33,0	29,5	31,5		31,0	30,0	30,0	34,0	31,0	34,5	33,5	34,5
An	1,5	4,0	1,5		2,5	3,0	2,5	2,0	0,8	8,0	2,5	3,5
Bi	4,1	7,9	7,6		5,6	6,0	6,1	3,1	3,2	3,3	6,3	4,7
M	9,5	13,3	13,3		16,1	14,4	13,3	12,3	1,4	6,7	15,5	9,5
Mt	1,1	0,8	0,5			0,5	0,9	0,8	0,3	0,5	0,2	0,8
E	0,9	1,8	1,2		0,6	0,6	0,9	0,6	0,9	0,3	0,9	0,6
Ap	0,3		0,8					0,3	0,5			0,3
C												
Parâmetros de H.de la Roche												
Q- Si/3-(K+Na+2Ca/3)	153	124	121		177	160	160	158	127	131	164	157
F- K-(Na + Ca)	-19	-4	-8		-20	-6	-6	-26	26	-40	-32	-42
B- Fe + Mg + Ti	52	74	67		39	51	63	36	33	34	49	47
A_1- Al-K-Fe+Mg-2Na	-78	-36	-54		-27	-23	-25	-53	-103	-30	-36	-59
A_2- Al-K+Fe-Mg-4Ca	138	128	122		175	155	137	149	75	104	168	123
Outros Parâmetros												
K/Rb	113	113				127	119	100	164	125	89	109
A/CNK	1,11	1,17	1,12		1,31	1,27	1,23	1,20	0,94	1,11	1,26	1,12

Quadro 7.2- (cont.)

	Granitos em filões					Granito do Barroso	Granito de Pisões	
	Intrusivos no granito da Borralha							
	33	34	38	39	66	28	26	Pisões-1*
SiO_2	73,20	71,15	75,40	74,38	74,52	70,80	70,90	72,93
Al_2O_3	13,70	15,60	14,21	13,66	12,66	15,12	15,68	15,32
Fe_2O_3 (ou ferro total)	0,76	0,12	0,70	0,38	0,51	0,43	0,27	0,15
FeO	0,31	1,15		0,76	0,84	1,13	1,72	0,98
TiO_2	0,12	0,20	0,04	0,14	0,24	0,20	0,30	vest.
P_2O_5	0,16			0,41	0,24	0,36		0,41
K2O	0,23	0,27	0,10	0,16	0,28	0,33	0,55	
CaO	0,48	0,91	0,20	0,61	0,67	0,63	0,60	0,64
MnO	0,02	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,02	vest.
Na_2O	4,14	4,20	4,07	4,38	3,99	4,19	2,98	3,80
K_2O	4,76	5,10	4,57	4,78	4,71	6,25	5,71	5,00
P.F.	1,70	1,30	0,66	0,68	0,82	0,71	0,77	0,95
TOTAL	99,58	100,04	99,99	100,37	99,52	100,18	99,50	100,18
Ba	135	115	170	60	< 50		490	
Sn	22	30	10	15	27		10	
Nb	13	19	16	12	< 10		< 10	
Zr	60	125	< 25	70	45		115	
Y	< 10	11	⩽ 10	17	< 10		14	
Sr	55	60	60	35	70		90	
Rb	475	510	425	440	370		370	
Pb	29	30	25	18	29		29	
Zn	84	115	66	108	80		76	
Cu	< 20	< 20	< 20	< 20			< 20	
Ce	67	53	67	75	< 30		67	
Th	18	25	22	< 10	< 10		25	
Li		42						
W	15		20		13		< 10	
Co			18				26	
Cr			< 10				< 10	
Ni			< 10				20	
Y							25	
U								

* NEIVA e col.(1965)

Quadro 7.3- Granitos filonianos e granitos de Barroso e Pisões.

	33	34	38	39	66	70	26
Minerais Normativos							
Q	29,64	24,12	33,36	29,70	32,20	21,36	28,44
Or	28,36	30,02	27,24	28,36	27,80	36,70	33,92
Ab	35,11	35,63	34,58	37,20	33,54	35,63	25,15
An	1,67	4,45	1,11	0,28	1,39	0,27	3,06
C	1,02	1,53	2,04	1,12	0,51	1,33	3,47
Ap	0,31			0,93	0,62	1,01	
Hi	0,60	1,12	0,30	1,32	1,62	2,12	3,76
Di							
W							
Mt	0,45	0,23	0,93	0,46	0,70	0,70	0,45
Hm							
Il	0,30	0,46	0,15	0,30	0,46	0,46	0,61
Ru							
Parâmetros de CIPW Lacroix	I.'4.1.3'	I.4.1(2).3'	I.'4.1.3'	I.4.1.3'	I.'4.1.3'	I.4'.1.3'	I.'4.1'.3
Mesonorma de Barth							
Q	29,1	24,0	31,5	28,0	31,3	20,1	29,1
Or	24,5	23,3	19,5	23,5	25,6	32,8	19,5
Ab	37,5	38,0	37,0	39,5	36,0	38,0	27,5
An	1,0	3,5			1,5	0,5	2,0
Bi	0,8	3,1	1,9	2,8	2,3	2,8	5,6
K	5,6	7,4	9,5	4,6	2,8	4,2	15,4
Mt	0,9	0,2		0,5	0,5	0,5	0,3
H	0,3	0,6	0,6	0,3	0,6	0,6	0,6
Ap	0,3			0,8	0,3	0,5	
C							
Parâmetros de H.de la Roche							
Q= Si/3-(K+Na+2Ca/3)	167	141	186	162	178	116	169
P= K-(Na + Ca)	-38	-44	-38	-51	-40	-13	15
B= Fe + Mg + Ti	22	27	16	29	22	32	46
A_1= Al-K-Fe+Mg-2Na	-105	-86	-92	-124	-116	-125	-18
A_2= Al-K+Fe-Mg-4Ca	137	146	172	128	112	131	150
Outros Parâmetros							
K/Rb	83	85	89	90	108		128
A/CNK	1,06	1,11	1,17	1,01	0,98	1,02	1,20

Quadro 7.3- (cont.).

	Granito de Ruivães		Granito da Cabreira				Granito do Alto de Murca			Granito de Lamas de Mire	
	25	26	21	23	31	36	29	30	35	22	32
SiO_2	69,24	70,90	71,20	72,50	73,00	73,12	74,09	73,65	73,88	73,20	73,80
Al_2O_3	15,71	15,68	15,75	15,00	14,00	13,82	14,89	15,48	14,27	15,23	15,15
Fe_2O_3 (ou ferro total)	0,58	0,27	1,50	1,45	0,65	0,51	0,40	0,29	0,88	1,00	0,47
FeO	1,01	1,72			0,62	0,75	0,93	0,80	1,08		0,39
TiO_2	0,37	0,30	0,10	0,10	0,22	0,12	0,11	0,16	0,28	0,10	0,07
P_2O_5					0,24	0,49					0,17
K_2O	0,50	0,55	0,27	0,11	0,29	0,20	0,17	0,25	0,40	0,08	0,18
CaO	0,70	0,60	0,40	0,36	0,37	0,62	0,30	0,39	0,55	0,28	0,22
MnO	0,03	0,02	0,04	0,05	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,06	0,02
Na_2O	3,60	2,98	3,35	4,00	3,62	3,71	3,36	3,17	3,25	3,95	3,92
K_2O	6,65	5,71	5,40	4,30	5,20	5,80	4,73	4,63	4,96	4,40	4,00
P.F.	1,17	0,77	1,59	1,68	1,78	0,91	1,37	1,41	0,90	1,35	1,76
TOTAL	99,56	99,50	99,60	99,55	100,01	100,16	100,37	100,25	100,37	99,67	100,15
Ba		450			285	180	100	115	195	< 50	< 50
Sn		10			10	15	29	32	39	58	36
Rb		< 10			15	12	20	20	19	15	19
Zr		115			100	82	70	70	75	40	45
Y		14			< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Sr		90			60	70	40	40	55	30	35
Nb		370			495	465	570	540	505	675	660
Pb		29			25	55	20	30	25	35	32
Zn		76			100		106	80	66	76	74
Cu		< 20			< 20		< 20	< 20	26	< 20	< 20
Ga		67			55	< 25	63	55	95	59	117
Th		25			18	< 10	14	30	10	< 10	< 10
Li											
W		< 10			< 10				< 10	12	12
Co		26					18	14			
Cr		< 10					< 10	< 10			
Ni		20					< 10	16			
V		25					20	20			
U											

Quadro 7.4- Granitos sintectónicos com albitização dominante.

	25	26	21	23	31	36	29	30	35	22	32
Minerais Normativos											
Q	20,04	28,44	29,76	31,14	31,80	28,38	35,28	36,06	33,84	32,34	35,16
Or	39,48	33,92	31,69	25,58	30,58	34,47	27,80	27,24	29,47	26,13	23,91
Ab	30,39	25,15	28,30	34,06	30,39	31,44	28,30	26,72	27,25	33,54	33,01
An	3,61	3,06	1,95	1,67		0,28	1,39	1,95	2,78	1,39	0,28
C	1,22	3,47	3,67	3,06	2,45	1,22	3,77	4,59	2,55	3,47	4,28
Ap					0,62	0,93					0,31
Hl	1,96	3,78	0,70	0,30	0,96	1,36	1,59	1,42	1,92	0,20	0,63
Di											
W											
Mt	0,93	0,46	1,74	1,74	0,93	0,70	0,70	0,46	1,39	1,16	0,70
Hm											
Il	0,76	0,61	0,15	0,15	0,46	0,30	0,15	0,30	0,30	0,15	0,15
Ru											
Parâmetros de CIPW Lacroix	I.4'.1'.3	I.'4.1'.3	I.'4.1.3	I'.4.1.3'	I.'4.1.3'	I.4.1.3	I.3(4).1.3'	I.3(4).1'.3'	I.3(4)1'3	I.3(4)1.3	I.3(4).1.3(4)
Mesonorma de Barth											
Q	20,6	29,1	28,8	30,1	30,4	26,4	34,1	34,8	32,4	31,2	33,6
Or	32,7	19,5	19,0	15,1	24,0	32,3	16,3	13,4	20,8	14,8	11,4
Ab	32,5	27,5	31,0	37,0	33,0	34,0	30,5	29,0	30,0	36,0	36,0
An	2,0	2,0	1,5	1,0	0,5	2,5	1,0	1,5	2,0	0,8	0,5
Di	3,3	5,6	4,0	3,5	1,6	2,3	2,0	2,1	2,8	2,5	1,0
M	7,4	15,4	15,4	13,0	9,1	1,8	15,4	18,6	10,5	14,0	16,8
Mt	0,8	0,3			0,8	0,5	0,5	0,3	1,1		0,5
H	0,9	0,6	0,3	0,3	0,6	0,3	0,3	0,3	0,6	0,3	0,3
Ap					0,3						
C											
Parâmetros de R.de la Roche											
Q= Si/3-(K+Na+2Ca/3)	119	169	193	174	176	175	200	205	193	183	195
F= K-(Na + Ca)	13	15	-1	-44	-12	-7	-13	-10	-10	-38	-46
B= Fe + Mg + Ti	39	46	28	24	26	25	24	23	40	17	17
A_1= Al-K-Fe+Mg-2Na	-75	-18	-35	-76	-77	-104	-39	-7	-55	-61	-46
A_2= Al-K+Fe-Mg-4Ca	129	150	183	196	149	112	187	187	151	197	206
Outros Parâmetros											
K/Rb		128			87	104	69	71	81	54	50
A/CNK	1,08	1,28	1,31	1,26	1,14	1,12	1,35	1,42	1,13	1,29	1,35

Quadro 7.4- (cont.).

	Granito dos Carris					Granito de Penedos	
	56 *	57 **	58 **	59	60 ***	45	46
SiO_2	69,15	72,42	70,92	73,23	73,30	75,34	75,46
Al_2O_3	16,00	13,60	14,05	13,82	14,31	13,28	13,08
Fe_2O_3 (ou ferro total)	2,60	1,76	2,06	0,60	0,60	0,37	0,42
FeO				0,99	1,90	0,41	0,42
TiO_2	0,30	0,19	0,22	0,17	0,24	0,17	0,15
P_2O_5				0,07	0,12	0,02	0,20
MgO	0,48	0,17	0,42	0,53	0,16	0,17	0,11
CaO	1,74	1,74	1,20	1,27	1,48	0,21	0,38
MnO	0,05	0,02	0,07	0,05	0,02	0,09	0,08
Na_2O	3,85	3,44	3,43	3,83	3,16	3,80	3,91
K_2O	5,50	4,89	4,67	4,78	4,64	4,68	5,35
P.F.	0,99	0,83	1,90	0,63	1,25	0,92	0,59
TOTAL	100,66	99,06	99,01	99,97	101,12	99,66	100,15
Ba	1025	560	592	800		63	<50
Sn	6			20		27	10
Nb	28			12		34	21
Cr	240			180		80	80
Y	38			47		47	52
Sr	133	87	105	128		20	25
Rb	310	299	296	345		540	460
Pb	26			29		30	18
Zn	62			57		31	57
Cu						43	140
Ga	30			<30		60	<25
Ta	47			28		35	<10
Li	50					20	
B							
Co		12	10				
Cr							
Ni							
V		10	10				
U							

* MARTINS & SAAVEDRA (1976) ** COTTARD (1979) *** RIBEIRO (1980)

Quadro 7.5- Granitos pós-tectónicos.

	56	57	58	59	60	45	46
Minerais Normativos							
Q	21,18	29,94	29,94	28,06	33,30	34,68	31,50
Or	32,80	28,91	27,80	28,36	27,24	27,80	31,69
Ab	32,49	28,62	28,82	32,49	26,72	31,96	33,01
An	8,62	7,23	5,84	5,56	6,12	1,11	1,11
C	0,51		1,22	0,20	1,84	1,53	0,41
Ap				0,31	0,31		0,31
Hi	1,20			2,49	2,91	0,80	0,56
Di		0,86	1,10				
W		0,12					
Mt				0,93	0,93	0,46	0,70
Hm	2,72	1,76	2,24				
Il				0,30	0,46	0,30	0,30
Ru	0,32	0,16	0,24				
Parâmetros de CIPW Lacroix	I.4.2.3	I.'4.2.3	I.'4.'2.3	I.4.(1)2.3	I.(3)4.'2.3	I.(3)4.1.3	I.'4.1.3
Mesonorma de Barth							
Q						33,3	29,6
Or						22,3	30,2
Ab						34,5	35,5
An							1,0
Bi						1,2	0,9
H						7,7	1,8
Mt						0,5	0,5
H						0,6	0,6
Ap							
C							
Parâmetros de H.de la Roche							
Q- Si/3-(K+Na+2Ca/3)	122	168	170	167	190	193	174
F- K-(Na + Ca)	-36	-36	-31	-43	-30	-26	-19
B- Fe + Mg + Ti	48	29	40	38	42	20	18
A_1- Al-K-Fe+Mg-2Na	-72	-76	-61	-67	-52	-92	-120
A_2- Al-K+Fe-Mg-4Ca	96	60	105	89	108	152	124
Outros Parâmetros							
K/Rb	147	136	131	115		72	96
A/CNK	1,03	0,96	1,10	0,99	1,12	1,13	1,01

Quadro 7.5- (cont.)

	Granito de Cabril (Gerês)											
	40	41	42	44	48 *	49 *	50 *	51 *	52 **	53 **	54 **	55 **
SiO_2	75,40	74,30	74,34	68,88	72,50	72,00	73,95	73,46	72,61	73,61	74,40	73,69
Al_2O_3	13,00	13,00	12,64	13,48	14,40	15,00	13,50	13,49	14,11	12,83	12,74	13,51
Fe_2O_3 (ou ferro total)	0,74	1,90	0,63	0,99	2,32	2,00	1,95	2,28	2,45	1,60	1,06	1,37
FeO	0,82		1,12	2,11								
TiO_2	0,17	0,30	0,27	0,67	0,10	0,30	0,20	0,22	0,32	0,15	0,09	0,13
P_2O_5	0,01		0,06	0,21								
MgO	0,29	0,29	0,28	0,70	1,15	0,27	0,23	0,14	0,32	0,56	0,24	0,18
CaO	0,78	0,95	1,01	1,64	1,15	0,71	0,41	1,06	0,95	0,65	0,64	0,64
MnO	0,04	0,04	0,05	0,07	0,06	0,09	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02
Na_2O	3,98	3,45	3,93	3,87	4,10	4,05	3,85	3,55	3,60	3,80	3,69	3,79
K_2O	4,60	4,67	5,15	5,85	4,70	5,34	4,95	4,86	4,66	4,26	4,54	4,81
P.F.	0,97	1,01	0,57	1,13	0,48	0,52	0,66	0,52	0,66	0,78	0,67	0,67
TOTAL	100,40	99,91	100,05	99,50	99,97	100,24	99,75	99,61	99,69	98,27	98,09	98,81
Ba	220	240	110		170	290	240	145	192			152
Sn	26	15	< 10		15	10	19					
Nb	15	15	⩽ 10		27	20	22					
Cr	150	150	190		142	240	155					
Y	38	36	35		52	72	78					
Sr	40	52	39		60	52	50	37	45			35
Rb	320	340	280		380	365	355	305	328			399
Pb	25	28	29		65	24	35					
Zn	56	57	57		61	80	76					
Cu	20		< 10									
Ga	40		< 25		42	30	30					
Ta	25	31	22		45	35	46					
Li		57			71		17					
W												
Co								10	11			10
Cr												
Ni												
V								10	13			10
U												

* MARTINS & SAAVEDRA (1976) ** COTTARD (1979)

Quadro 7.6- Granitos pós-tectónicos (cont.)

	40	41	42	44	48	49	50	51	52	53	54	55
Minerais Normativos												
Q	31,92	33,66	29,40	20,40	26,46	26,10	31,38	31,68	31,20	33,16	33,84	31,74
Or	27,24	27,80	30,58	34,47	27,80	31,69	29,47	28,91	27,80	25,02	26,69	28,36
Ab	33,54	29,34	33,01	32,49	34,58	34,06	32,49	29,07	30,39	31,96	31,44	31,56
An	3,89	4,73	1,67	2,22	5,84	3,61	1,95	5,28	4,73	3,34	3,06	3,06
C		0,41			0,41	1,22	1,02	0,41	1,33	0,02	0,61	0,71
Ap				0,62								
Hl	1,36	0.70	0,60	2,30	2,90	0,70.	0,60	0,40	0,80	1,40	0,60	0,50
Di			2,31	3,23								
W												
Mt	1,16		0,92	1,39								
Hm		1,86			2,40	2,03	1,92	2,24	2,40	1,60	1,12	1,44
Il	0,30	0,61	0,46	1,22	0,08	0,32	0,24	0,24	0,32	0,16	0,08	0,16
Ru												
Parâmetros de CIPW Lacroix	I.'4.X(2).3'	L(3)4.(1)2.3	I.4.1.3	I.4.1.3	I.4(1)2.3'	L4.X(2).3	I.'4.1.3	I.'4(1)2.3	I.'4.(1)2.3	I.(3)4.1(2).3'	I.(3)4.1'.3	I.'4.1'.3
Nesonorma de Barth												
Q	39,6	31,4	27,9	19,2								
Or	25,7	23,8	31,0	34,6								
Ab	36,5	33,0	35,5	35,0								
An	3,5	4,0	0,85									
Bi	2,1	5,1		2,0								
a	0,7	2,1	3,45*	6,0*								
Mt	0,6		0,35**	1,1								
H	0,3	0,6	0,6	1,8								
Ap				0,3								
C												
Parâmetros de H.de la Roche												
Q= Si/3-(K+Na+2Ca/3)	181	184	164	113	157	149	183	189	173	189	190	170
P= K-(Na + Ca)	-46	-34	-34	-27	-52	-31	-23	-32	-35	-44	-35	-31
B= Fe + Mg + Ti	28	37	35	68	57	37	35	35	42	35	19	24
A_1= Al-K-Fe+Mg-2Na	-114	-95	-130	-134	-82	-97	-108	-90	-76	-90	-92	-99
A_2= Al-K+Fe-Mg-4Na	114	103	82	46	102	149	152	106	132	118	116	127
Outros Parâmetros												
K/Na	119	114	116		103	121	115	132	118			100
A/CNK	1,00	1,03	0,01	0,06	1,11	1,09	1,08	1,03	1,10	1,07	1,05	1,03

* Hornoblenda; ** Diopsídio.

Quadro 7.6- (cont.)

Quadro 8

Composições médias em elementos maiores e menores das diferentes fácies graníticas

	Granodioritos biotíticos n = 4	Tonalitos n = 3	Encraves do granito da Borralha n = 2
SiO_2	63,04	59,91	68,91
Al_2O_3	16,22	17,40	15,45
Fe_2O_3(ou ferro total)	1,19	1,17	0,59
FeO	3,42	4,13	1,74
TiO_2	0,89	1,22	0,34
P_2O_5	0,44	0,62	0,25
MgO	2,03	2,79	0,85
CaO	2,63	3,59	1,52
MnO	0,07	0,10	0,05
Na_2O	3,38	3,03	4,23
K_2O	5,30	4,17	5,36
P.F.	1,28	1,94	0,66
TOTAL	99,89	100,07	99,97
Ba	1780	1530	965
Sn	15	12	10
Nb	13	12	12
Zr	280	230	200
Y	15	15	15
Sr	400	600	260
Rb	260	260	305
Pb	30	35	60
Zn	90	80	75
Cu	40	30	20
Co	30	30	30
Ni	40	30	40

Quadro 8.1- Granitoides biotíticos.

	Granito de Vila da Ponte n = 3	Granito da Borralha n = 5	Granito de Cambedo n = 3	Granitos Filonianos n = 5
SiO_2	68,19	70,70	70,41	73,73
Al_2O_3	15,69	15,33	15,86	13,97
Fe_2O_3(ou ferro total)	0,75	1,97	0,40	0,49
FeO	2,19	-	1,41	0,77
TiO_2	0,64	0,33	0,29	0,15
P_2O_5	0,33	-	-	-
MgO	0,70	0,59	0,62	0,21
CaO	1,15	0,77	1,19	0,57
MnO	0,04	0,04	0,03	0,03
Na_2O	3,44	3,41	3,77	4,16
K_2O	5,67	5,52	4,93	4,78
P.F.	1,11	1,25	0,94	1,03
TOTAL	99,90	99,91	99,85	99,89
Ba	683	648	633	100
Sn	21	21	27	21
Nb	12	10	10	12
Zr	320	139	128	60
Y	15	10	10	10
Sr	115	144	170	56
Rb	408	371	386	444
Pb	39	27	32	26
Zn	123	68	79	91
Cu	20	20	20	20
Ce	63	46	67	52
Th	77	21	30	13

Quadro 8.2- Granitos sintectónicos com microclinização dominante.

	Granito de Roivães n = 2	Granito da Cabreira n = 4	Granito do Alto de Murça n = 3	Granito de Lamas de Miro n = 2
SiO_2	70,97	72,45	73,87	73,50
Al_2O_3	15,70	14,64	14,88	15,20
Fe_2O_3(ou ferro total)	0,43	1,41	0,52	0,95
FeO	1,37	-	0,94	-
TiO_2	0,34	0,14	0,15	0,09
P_2O_5	-	-	-	-
MgO	0,55	0,24	0,27	0,13
CaO	0,65	0,44	0,41	0,25
MnO	0,03	0,04	0,02	0,04
Na_2O	3,29	3,57	3,26	3,94
K_2O	6,18	5,28	4,77	4,20
P.F.	0,97	1,49	1,23	1,56
TOTAL	99,56	99,71	100,32	99,86
Ba	490	233	137	50
Sn	10	13	33	47
Nb	10	14	20	17
Zr	115	91	72	43
Y	14	10	10	10
Sr	90	65	45	23
Rb	370	480	538	668
Pb	29	40	25	34
Zn	76	-	84	75
Cu	20	-	20	20
Co	67	35	71	88
Th	25	10	18	10

Quadro 8.3- Granitos sintectónicos com albitização dominante.

	Granito dos Carris n = 5	Granito de Cabril (Gerês) n = 12	Granito de Penedos n = 2
SiO_2	71,80	73,26	75,40
Al_2O_3	14,36	13,46	13,18
Fe_2O_3(ou ferro total)	2,17	1,98	0,40
FeO	-	-	0,42
TiO_2	0,22	0,24	0,16
P_2O_5	-	-	0,11
MgO	0,35	0,39	0,14
CaO	1,49	0,88	0,29
MnO	0,04	0,04	0,09
Na_2O	3,54	3,81	3,86
K_2O	4,90	4,87	5,02
P.F.	1,12	0,74	0,76
TOTAL	99,99	99,67	99,83
Ba	744	195	50
Sn	13	15	19
Nb	20	19	28
Zr	210	171	80
Y	43	49	50
Sr	113	45	23
Rb	312	341	500
Pb	28	34	24
Zn	60	64	44
Cu	-	20	92
Ce	30	33	43
Th	39	34	23

Quadro 8.4- Granitos pós-tectónicos.

	1	2	3	4	5	6	7	8
	Granitos Alcalinos	Granitos	Granodiorito	Quartzo Monzonito	Granito 104-RL 29	Granodiorito JSP6-2	Tonalito 101	Granodiorito 678
SiO_2	73,86	72,08	66,08	69,15	75,40	71,74	59,14	70,40
Al_2O_3	13,75	13,06	15,66	14,63	13,50	13,46	18,23	15,22
Fe_2O_3(ou ferro total)	0,78	0,36	1,33	1,22	0,71	3,55	2,32	1,09
FeO	1,13	1,67	2,59	2,27	-	-	3,62	1,26
TiO_2	0,20	0,37	0,57	0,56	0,15	0,42	0,79	0,26
P_2O_5	0,14	0,18	0,21	0,20	0,07	-	0,30	-
MgO	0,26	0,52	1,57	0,99	0,10	0,94	2,50	1,31
CaO	0,72	1,33	3,56	2,45	1,00	2,22	5,92	3,03
MnO	0,05	0,06	0,07	0,06	0,04	-	0,11	0,06
Na_2O	3,51	3,08	3,84	3,35	4,00	3,35	3,81	3,62
K_2O	5,13	5,46	3,07	4,58	4,60	3,30	2,19	3,18
P.F.	0,47	0,53	0,63	0,54	0,39	1,02	0,86	0,36
TOTAL	100,00	100,00	99,98	100,00	99,96	100,00	99,79	99,79

1, 2, 3, 4 - NOCKOLDS (1954)
5 - PIWINSKII (1968) e WYLLIE (1977)
6 - PIWINSKII (1973)
7 - WYLLIE (1977)
8 - PIWINSKII e WYLLIE (1970)

Quadro 9- Composições químicas utilizadas como referência.

Região	Tipo litológico	K_2O	Rb	Ba	Sr	K/Rb	Observações	Autores
Arribes del Duero(Salamanca)	Quartzodioritos e Tonalitos	4,42	181	1228	471	206	Série calcoalcalina precoce	BEA (1976)
	Granodioritos	5,30	295	395	190	148		
	Granitos Monzoníticos	6,22	327	540	201	167		
Oliveira de Azeméis	Quartzodiorito	3,40	185	610	140	157	Precoce e/ou ante-hercínica	OLIVEIRA e PEREIRA(1980)
Arribes del Duero(Salamanca)	Tonalitos biotíticos	2,81	185	391	196	132	Série calcoalcalina tardia	BEA (1976)
	Granodioritos biotíticos	4,34	216	511	146	171		
Oliveira de Azeméis(Penafiel)	Granodiorito e quartzodiorito	4,91	345	1071	345	119	Tardi a pós-tectónicos	OLIVEIRA e PEREIRA(1980)
	Granito monzonítico de grão médio	4,66	450	586	137	93		
	Granito porfiróide de grão médio(γ_2)	5,31	405	774	198	109		
	Granito porfiróide de grão grosseiro(γ_1)	5,65	421	658	130	113		
Aregos-Lamego	Granodioritos biotíticos		220	1300	590	150	Pós-tectónicos	ALBUQUERQUE(1971) e (1978)
	Granodioritos de duas micas		315	1150	600	120		
	Granito porfiroide de grão grosseiro(γ_1)			800	270			
Viseu	(I)Granodioritos biotíticos	4,21	215	877	296	162	Série precoce	ROGER e col. (1980)
	(II)Granodioritos de duas micas	5,12	327	339	122	130		
Viseu	(VI)Granodiorito de grão fino	4,31	223	532	137	160	Série tardia	ROGER e col. (1980)
	(IX)Granito porfiróide de grão grosseiro(γ_1)	4,98	331	536	175	125		
Viana do Castelo	Granito porfiróide de grão médio a fino	4,40	288	610	142	127	Sintectónicos	BARR e AREIAS (1980)
	Granodiorito de duas micas	4,90	243	776	200	167		
	Granito porfiróide de grão grosseiro(γ_1)	4,60	229	801	252	166		

Quadro II.1- Alguns dados geoquímicos relativos a gra tos da zona Centro-Ibérica (granitos calcoalcalinos).

Região	Tipo litológico	K_2O	Rb	Ba	Sr	K/Rb	Observações	Autores
Arribes del Duero(Salamanca)	Diatexitas		298	478	109	175	Granitos de tendência alcalina "OLDER"	BEA e UGIDOS (1976)
	Granito sub-autoctone		338	343	78	143		
	Leucogranitos (Aloctones)		343	218	56	128		
Penafiel--Oliveira de Azeméis	Granito de grão grosseiro	5,54	317	470	56	147	Sintectónicos (Alcalinos)	OLIVEIRA e PEREIRA(1980)
	Granito de grão médio	5,53	322	474	57	144		
	Granito porfiróide	5,95	441	441	76	112		
	Granito de grão fino	5,75	403	364	48	120		
Alijó	G III		447	306	66		Sintectónicos	NEIVA (1973)
	G IV		563	153	48			
	G VII		753	35	10			
Vila-Real	Granito de grão grosseiro de tendência porfiróide ou G II			291	42		Sintectónico	OLIVEIRA(1970) NEIVA (1973)
Oliveira de Azeméis Alijó	Granitos gnaissicos ou G I	4,63	375	448	69	124	Precoces e/ou ante-hercínicos	OLIVEIRA e PEREIRA(1980) NEIVA (1973)
Regoufe	Granito leucocrata	4,60	1096	168	49	36	Tardi a pós-tectónicos	OLIVEIRA e PEREIRA(1980) ROGER e col.(1980)
		4,24	437	50	11	81		
Viana do Castelo	Granito de grão grosseiro	5,70	302	373	82	157	Sintectónicos	BARR e AREIAS (1980)
	Granitos de grão médio(foliados)	5,13	279	320	125	153		

Quadro 11.2- Alguns dados geoquímicos relativos a granitos da zona Centro-Ibérica (granitos alcalinos)

Tipo litológico	Algumas características geoquímicas			Observações	Autores
	Rb	Ba	Sr		
Diorito	70			Batólitos abissais bem diferenciados	TAUSON(1967)
Granodioritos	170				
Granitos leucocráticos	250				
Quartzodioritos	140	1170	810		BOUSEILY e col. (1975)
Granitos normais	190	550	70		
Granitos muito diferenciados	260	140	20		
Granitos anómalos	210	1030	280		
Granitos com baixo teor em Ca	110	840	100		TUREKIAN e WEDEPOHL(1961)
Granitos com alto teor em Ca	170	420	440		

Quadro 13- Alguns dados geoquímicos de referência.

LISTA DAS FIGURAS E DOS QUADROS

Figura 1 - As unidades geológicas e geotectónicas do território português 2

2 - Mapa geológico, simplificado, do Norte de Portugal, com a localização dos principais jazigos filonianos de estanho e/ou volfrâmio 9

3 - Zonas geológicas do Noroeste Peninsular 10

4 - Esquema comparativo da cronologia das diferentes fases de deformação hercínicas com os valores das idades absolutas dos granitos hercínicos do Noroeste Peninsular 12

5 - Logs litoestratigráficos 30

6 - Diagrama ilustrativo dos campos de estabilidade de minerais e de associações minerais resultantes do metamorfismo de rochas pelíticas 47

7 - idem 48

8 - Diagrama ilustrativo dos campos de estabilidade de minerais e de associações minerais resultantes do metamorfismo de margas (rochas calcossilicatadas) 52

9 - Cronologia relativa dos principais minerais presentes nas rochas graníticas 81

10 - Esquema representativo da mineralogia das diferentes fácies dos granitos sintectónicos 84

11 - Esquema exemplificativo da orientação do granito porfiroide (granito da Borralha)..... 87

12 - Diagramas de variação dos teores em oxidus versus SiO_2 94

13 - Triângulos A - F - M 97

14 - Triângulos K - Na - Ca 98

Figura 15 - Diagramas de variação dos teores em elementos menores e de alguns óxidos (explicação no texto).....100

16 - Diagrama de WRIGHT relativo ao quimismo das rochas graníticas 104

17 - Diagrama de KORZHINSKIY relativo ao quimismo das rochas graníticas 105

18 - Diagrama K_2O - Na_2O 106

19 - Tetraedros de LA ROCHE 109

20 - Diagramas Q — K-(Na+Ca) e K-(Na+Ca) — B 111

21 - Triângulo Q-B-F relativo a rochas hercínicas francesas(STUSSI,1978).....113

22 - Triângulos Q-B-F 114

23 - Diagramas A_1-A_2 116

24 - Triângulos Q-Ab-Or 121

25 - Triângulos Q-Ab-Or dos granitos estudados 122

26 - Curvas de fusão relativas aos minerais do granito 104 (PIWINSKII 1968; WYLLIE,1977).....128

27 - Curvas de fusão relativas aos minerais do granodiorito JSP 6-2 (PIWINSKII, 1973) 131

28 - Curvas de fusão relativas aos minerais de um tonalito (PIWINSKII e WYLLIE, 1968) 131

29 - Roseta de frequências relativas aos alinhamentos de fracturas da área estudada 138

Figura 30 - Rosetas de frequência relativas aos alinhamentos de fracturas distribuídas por sectores com igual área, globalmente representadas na roseta da figura anterior 138

31 - Mapa simplificado da fracturação do NW português 141

32 - Bloco diagrama da área mineira da Borralha 150

33 - Bloco diagrama da área mineira onde pode observar-se a relação espacial entre as diferentes zonas litológicas 151

34 - Representação estatística dos polos dos planos de falha medidos na mina(independentemente do nível) 154

35 - Representação estatística dos polos dos planos de falha medidos no nível -110 158

36 - Roseta de frequências relativas às falhas do nível -110 159

37 - Representação estatística dos polos dos filões de quartzo mineralizados 165

38 - Geometria do filão S.António.Desenvolvimento lenticular quer em direcção, quer em inclinação 171

39 - Geometria dos filões deitados 179

40 - Brecha Sta.Helena(bloco diagrama) 184

41 - Representação estatística dos polos dos filões aplitopegmatíticos,medidos na mina (independentemente do nível) 194

Figura 42 - Composição das volframites deduzida através do valor Δ = = (d011 - d110) 204

43 - Caracterização esquemática dos diferentes tipos de associação de volframites e seu posicionamento na sequência mineral 211

44 - Curvas de reflectância máxima e mínima dos diferentes tipos de volframite 213

45 - Perfil efectuado à microssonda sobre um cristal de volframite..... 215

46 - Relacionamento das inclusões de blenda com a maclagem da calcopirite hospedeira 220

47 - Sequência da deposição mineral 239

48 - Sistema H_2O-NaCl(ROEDDER,1962).....244

49 - Sistema H_2O-CO_2-NaCl (COLLINS, 1979) 244

50 - (a) e (b) Histogramas das temperaturas de fusão do gelo(T_F) das inclusões fluidas das amostras Bo22A, Bo22B e Bo22C; (c) Histogramas das temperaturas de homogeneização (T_H).....252

51 - Relação entre as temperaturas de fusão(T_F)e as temperaturas de homogeneização(T_H)das inclusões fluidas das amostras Bo22A, Bo22B e Bo22C.....254

52 - Diagrama de distribuição, por classes, dos resultados dos ensaios microtermométricos efectuados nas inclusões das amostras Bo22A (A), Bo22B (B) e Bo22C (C) 255

Figura 53 - Relação entre as temperaturas de fusão (T_F) e as temperaturas de homogeneização (T_H) das inclusões fluidas dos quartzos de um mesmo filão(S.António) mas provenientes de diferentes níveis 257

54 - Relação entre as temperaturas de fusão (T_F) e as temperaturas de homogeneização (T_H), das inclusões fluidas de quartzos filonianos, segundo os diferentes níveis 258

55 - Diagrama global onde se representam os pontos médios (relação T_F - T_H) de cada um dos conjuntos definidos no decorrer deste estudo. Os algarismos representam o número de ordem de cada conjunto no quadro 31; os números em romano indicam as sucessivas fases de deposição 260

56 - Isocoras dos fluidos contemporâneos do primeiro episódio de mineralização(fluidos mais ricos em CO_2).....275

57 - Isocoras dos fluidos pobres em CO_2presentes nos quartzos associados à volframite 277

58 - Histogramas relativos aos valores da razão H/F das volframites 292

59 - Localização das amostras de volframites com indicação dos valores de H/F 294

60 - Composição das volframites expressas em termos de percentagens de FeO e MnO (diagrama de VOYEVODIN, 1981) 296

Figura 61 - Diagrama actividade de S_2-temperatura (BARTON e SKINNER,1979)..... 299

62 - Diagrama $logf_{O_2}$ - $logf_{S_2}$..... 303

63 - Diagrama K/Rb - Rb 325

64 - Diagrama de SHAW 326

65 - Esquema de relacionamento espacial das diferentes fácies graníticas componentes do maciço granítico de Lovios-Gerês 338

66 - Esquema de relacionamento espacial dos diferentes jazigos geneticamente associados com os granitos pós-tectónicos da Serra do Gerês 343

67 - Esquema de relacionamento espacial dos granitos sintectónicos de duas micas, com albitização dominante 345

68 - Cronologia relativa dos diferentes tipos de granitos bem como das mineralizações com eles relacionados 347

Quadro 1 - Classificações das rochas graníticas e granitoides do Noroeste Peninsular 17

2 - Idades de granitos hercínicos do norte de Portugal e Galiza 22

3 - Análises químicas semi-quantitativas de rochas calcossilicatadas 42

4 - Análises químicas de rochas calcossilicatadas e de um micaxisto quartzo-feldspático 42

5 - Algumas características microscópicas relativas à deformação dos granitos sintectónicos 90

6 - Legenda dos símbolos utilizados nos diagramas relativos ao estudo das rochas graníticas e granitoides 93

7(em anexo) - Análises químicas, composições normativas mesonormas de Barth, parâmetros de Lacroix e de H.de la Roche, razões K/Rb e A/CNK das rochas graníticas e granitoides 382

8(em anexo) - Composições médias em elementos maiores e menores das diferentes fácies graníticas 395

9(em anexo) - Composições químicas utilizadas como referência 400

10 - Quimismo das rochas graníticas face aos valores dos parâmetros de CIPW-Lacroix 103

11(em anexo) - Alguns dados geoquímicos relativos a granitos da zona Centro-Ibérica 401

Quadro 12 - Síntese dos dados geoquímicos do quadro 11 e dos relativos aos granitos do sector estudado 118

13(em anexo) - Alguns dados geoquímicos de referência 403

14 - Parâmetros definidores dos granitos tipo I e tipo S 124

15 - Parâmetros relativos aos granitos estudados e utilizados na sua classificação em tipo I ou S 126

16 - Produção das minas da Borralha em minérios de tungsténio (relativa ao período de 1975-1980) 146

17 - Sistemas de falhas e suas componentes rejeicionais mais frequentes 155

18 - Principais filões das Minas da Borralha 166

19 - Classificação das brechas 189

20 - Correlação dos diferentes tipos de estruturas planares 195

21 - Percentagens relativas dos principais minerais dos filões 199

22 - Valores paramétricos e composição das volframites da Borralha deduzidos a partir do estudo ao raio X 205

23 - Composição de volframites da Borralha 207

24 - Algumas propriedades físicas do grupo da volframite 208

25 - Algumas propriedades ópticas das volframites da Borralha 212

Quadro 26 - Sulfossais de bismuto e prata(análise semi-qualitativa à microssonda) 226

27 - Análises espectrofotométricas de calcopirites 228

28 - Algumas características cristalográficas de clorites da Borralha (estudo aos raios X) 234

29 - Algumas características cristalográficas das clorites da Borralha..... 235

30 - Resultados dos ensaios microtermométricos efectuados sobre as inclusões fluidas das amostras Bo22A, Bo22B e Bo22C 250

31 - Resultados gerais dos ensaios microtermométricos 259

32 - Algumas características físico-químicas dos fluidos associados às diferentes gerações de quartzo 261

33 - Classificação das inclusões em função do seu teor em dióxido de carbono 265

34 - Resultados dos ensaios de esmagamento de volframites 265

35 - Resultados dos ensaios microtermométricos efectuados sobre inclusões fluidas contidas na scheelite 267

36 - Análises químicas dos fluidos das inclusões dos quartzos 270

37 - Algumas características químicas dos fluidos associados às diferentes gerações de quartzo 271

Quadro 38 - Características microtermométricas das inclusões fluidas dos quartzos associados à volframite 278

39 - Dados termobarométricos relativos a jazigos de tungsténio de tipo paragenético semelhante ao da Borralha (jazigos estrangeiros) 281

40 - Dados termobarométricos relativos a jazigos portugueses, de tungsténio 289

41 - Composição da blenda (análises semi-quantitativas efectuadas à microssonda) 297

42 - Análises químicas do granito são e do granito alterado em contacto com um filão 309

43 - Brecha S.Helena. Alguns dados referentes a teores em WO_3 317

44 - Algumas características geoquímicas de granitos de áreas metalogénicas hercínicas 328

45 - Análises químicas das rochas graníticas do Maciço de Lovios-Gerês 336

46 - Mineralogia dos principais jazigos geneticamente associados com os granitos pós-tectónicos da Serra do Gerês 342

ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO 1
1.1. Objectivos do trabalho 6
1.2. Trabalhos anteriores 7

GEOLOGIA

2. GENERALIDADES 8
2.1. Localização da área estudada no quadro das grandes zonas geológicas 8
2.2. Fases de dobramento hercínicas 11
2.3. Granitos hercínicos do Noroeste Peninsular 14
2.3.1. Classificação 14
2.3.2. Modelos petrogenéticos 15
2.3.3. Idade 20

3. GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA 24
3.1. Formações metassedimentares 25
3.1.1. Generalidades 25
3.1.2. Litologia 26
3.1.3. Estratigrafia 28
3.1.4. Tectónica de dobramento 32
3.1.5. Petrografia 34
3.1.5.1. Rochas pelíticas 34
3.1.5.2. Rochas calcossilicatadas(níveis calcossilicatados) 40
3.1.6. Metamorfismo 45
3.1.6.1. Metamorfismo regional 45
3.1.6.2. Metamorfismo de contacto 53
3.1.7. Scheelite das rochas calcossilicatadas 56
3.2. Formações graníticas e granitoides 58
3.2.1. Descrição e estudo petrográfico 58
3.2.1.1. Granitos e granitoides sin-tectónicos 58
3.2.1.2. Granitos pós-tectónicos 75
3.2.2. Conclusões do estudo petrográfico 80
3.2.3. Relação granitos-deformação 86

3.2.4. Geoquímica 92
3.2.4.1. Elementos maiores 92
3.2.4.2. Elementos menores 99
3.2.4.3. Quimismo 102
3.2.5. Diagramas químico-mineralógicos 107
3.2.5.1. Introdução 107
3.2.5.2. Diagramas Q-K-(Na+Ca); B-K-(Na+Ca) 110
3.2.5.3. Triângulo Q-B-F 112
3.2.5.4. Diagrama A_2A_1 115
3.2.5.5. Conclusões 117
3.2.6. Estudo comparativo com granitos da zona Centro-Ibérica 118
3.2.7. Classificações genéticas dos granitos 120
3.3. Relações entre o plutonismo e metamorfismo 128
3.3.1. Granitos sintectónicos com albitização dominante 128
3.3.2. Granitos sintectónicos com microclinização dominante 130
3.3.3. Granitoides biotíticos 132
3.3.4. Granitos pós-tectónicos 133
3.3.5. Conclusões 135
3.4. Fracturação 137

JAZIGO DE TUNGSTÉNIO DA BORRALHA

4. COUTO MINEIRO DA BORRALHA 143
5. MINAS DE TUNGSTÉNIO DA BORRALHA 145
5.1. Generalidades 145
5.2. Geologia 148
5.2.1. As rochas encaixantes 148
5.2.2. Fracturação 152
5.2.2.1. Análise global 153
5.2.2.2. Análise parcelar 157
5.3. Estruturas mineralizadas 162
5.3.1. Introdução 162
5.3.2. Filões 164

5.3.2.1. Generalidades 164
5.3.2.2. Filões verticais 167
5.3.2.3. Filões deitados 175
5.3.3. As brechas 182
5.3.3.1. Descrição 183
5.3.3.2. Classificação 185
5.3.4. Geometria dos filões 191
5.3.5. Sequência de fracturação 196
5.4. Mineralogia 199
5.4.1. Introdução 199
5.4.2. Volframite 200
5.4.2.1. Generalidades 200
5.4.2.2. Métodos de estudo 201
5.4.3. Scheelite 214
5.4.4. Molibdenite 216
5.4.5. Calcopirite-blenda 217
5.4.5.1. Inclusões de blenda na calcopirite 218
5.4.5.2. Inclusões de calcopirite na blenda 219
5.4.6. Pirite 222
5.4.7. Pirrotite 223
5.4.8. Minerais de bismuto e prata 224
5.4.8.1. Bismutinite 224
5.4.8.2. Bismuto nativo 225
5.4.8.3. Sulfossais 225
5.4.9. Marcassite 228
5.4.10. Arsenopirite 228
5.4.11. Galena 229
5.4.12. Estanite 229
5.4.13. Óxidos de ferro 229
5.4.13.1. Hematite 229
5.4.13.2. Magnetite 230
5.4.13.3. Goethite 230
5.4.14. Quartzo 230
5.4.15. Moscovite 231
5.4.16. Clorites 231

5.4.16.1. Clorites lamelares 232
5.4.16.2. Clorites vermiculares 232
5.4.17.Siderite 235
5.4.18.Feldspato 236
5.4.19.Apatite 237
5.4.20.Fluorite 237
5.4.21.Minerais supergénicos 237
5.5. Sequência da deposição mineral 238

Condições de deposição

5.6. Estudo da composição dos fluidos mineralizantes (inclusões fluidas) 242
5.6.1. Introdução 242
5.6.1.1. Métodos de estudo 242
5.6.2. Estudos microtermométricos 246
5.6.2.1. Tipos de inclusões fluidas..... 247
I-Quartzo filoniano 248
5.6.2.2. Inclusões bifásicas 248
5.6.2.3. Inclusões com dióxido de carbono 262
II-Quartzo do cimento das brechas 266
III-Scheelite 267
5.6.3. Composição química das fases fluidas 268
5.7. Condições termobarométricas de deposição 273
5.7.1. Isocoras dos fluidos contemporâneos do primeiro episódio de mineralização.... 274
5.7.2. Correcção de pressão, Δt 279
5.7.3. Outras determinações de pressão 282
5.8. Conclusões gerais do estudo das inclusões fluidas 283
5.9. Transporte do tungsténio nas soluções hidrotermais 284
5.10. Comparação com outros jazigos portugueses de tungsténio 288
5.11. Outros elementos sobre as condições físico-químicas de deposição 290

5.11.1. A composição das volframites e as suas condições de formação 290
5.11.1.1. Generalidades 290
5.11.1.2. Composição das volframites da Borralha 293
5.11.2. Estudo da blenda 295
5.11.2.1. O problema das exsoluções 297
5.11.3. Associação da bismutinite com a calcopirite e pirrotite e da pirite com o bismuto nativo 298
5.11.4. Alteração da pirrotite 300
5.11.5. Fugacidades de oxigénio e enxofre 302
5.12. Alteração hidrotermal das rochas encaixantes 305
5.13. Controlos de mineralização 311
5.13.1. Mineralização nos filões 311
5.13.2. Mineralização nas brechas 316
5.14. Relações brechas-filões 318
6. MINERALIZAÇÃO ESTANÍFERA 320
7. RELAÇÃO DAS ALTERAÇÕES DEUTÉRICAS COM AS CONCENTRAÇÕES METÁLICAS 323
8. O MACIÇO GRANÍTICO PÓS-TECTÓNICO DE LOVIOS-GERÊS 333
8.1. Geologia 334
8.2. Metalogenia 340
9. IDADE DAS MINERALIZAÇÕES 344
10. CONCLUSÕES 349
BIBLIOGRAFIA 358
QUADROS EM ANEXO 381
ÍNDICE
FOTOGRAFIAS

FOTOGRAFIAS

Fotos 1 e 2 - Xistosidade S_1, evidenciada pelo alinhamento de pequenos cristais de micas e opacos, que faz um ângulo de cerca de 30^{o} com S_2. nic// 84x.


S_2
S_1
1

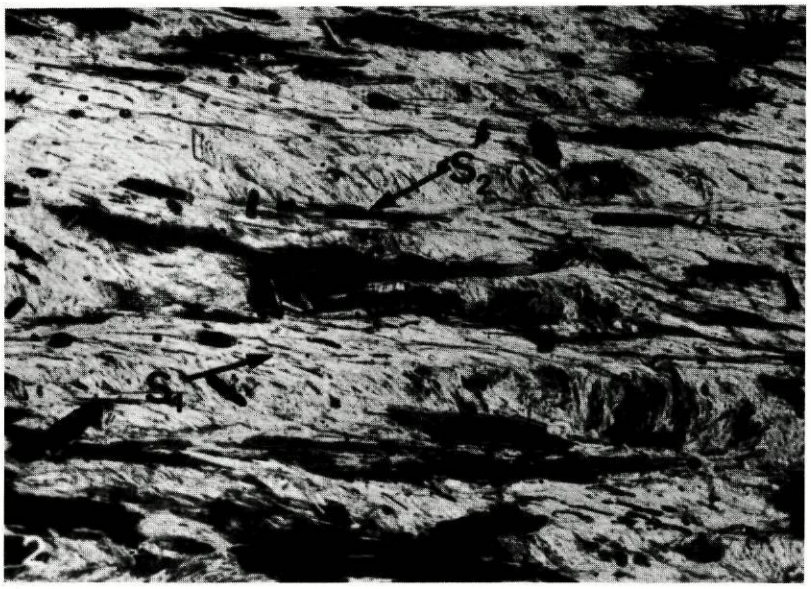

S_2
S_1
2

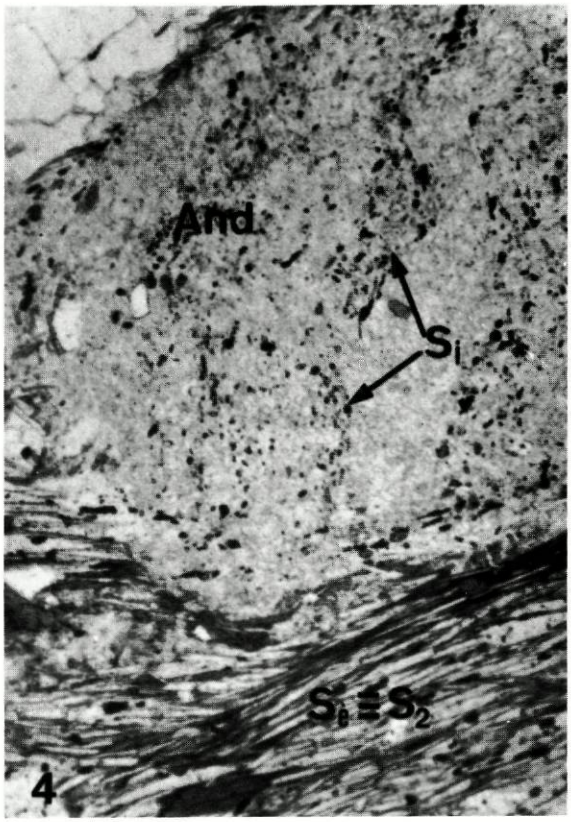
Foto 3 - Porfiroblasto de andaluzite (And) deformado pela terceira fase . nic// 40x.

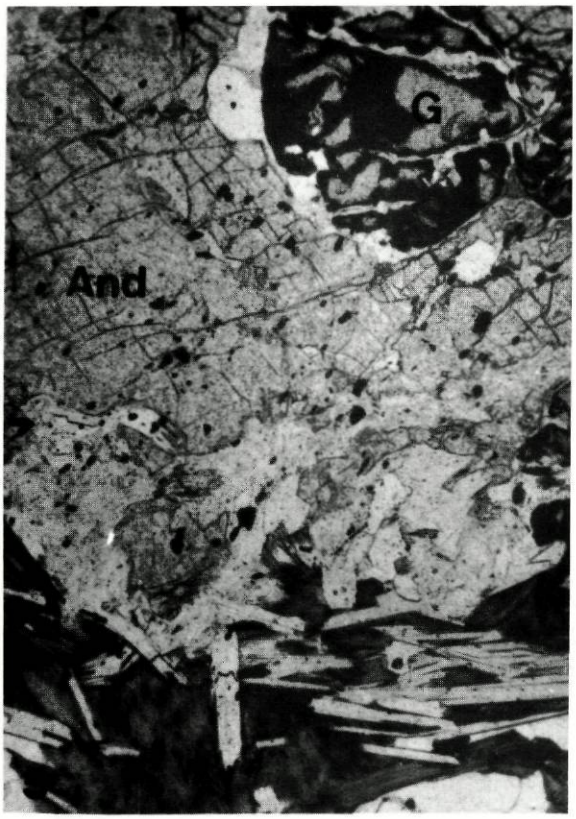
Foto 4 - Porfiroblasto de andaluzite (And) com inclusões de opacos a definirem duas xistosidades internas (Si), sendo uma discordante e outra concordante com a xistosidade externa ($Se \equiv S_2$). nic// 40x.

Foto 5 - Porfiroblasto de andaluzite (And) associado a granada (G). nic// 84x.

Foto 6 - Porfiroblasto de andaluzite (And) sinfase 2.
A xistosidade (S_2) adapta-se ao contorno do porfiroblasto. nic// 40x.


And
3


And
Si
Se = S2
4


G
And


And
S2
6

Foto 7 - Dobras de terceira fase em xistos quartzíticos listrados (Minas da Borralha, grupo A).

Foto 8 - Dobras de terceira fase em micaxistos quartzosos. Pode observar-se uma xistosidade de crenulação (S_3) mergulhando cerca de 70° para sul (Alto do Rosário).





Foto 9 - Afloramento de um nível de rocha calcossilicatada mineralizada (CS). (Venda Nova).

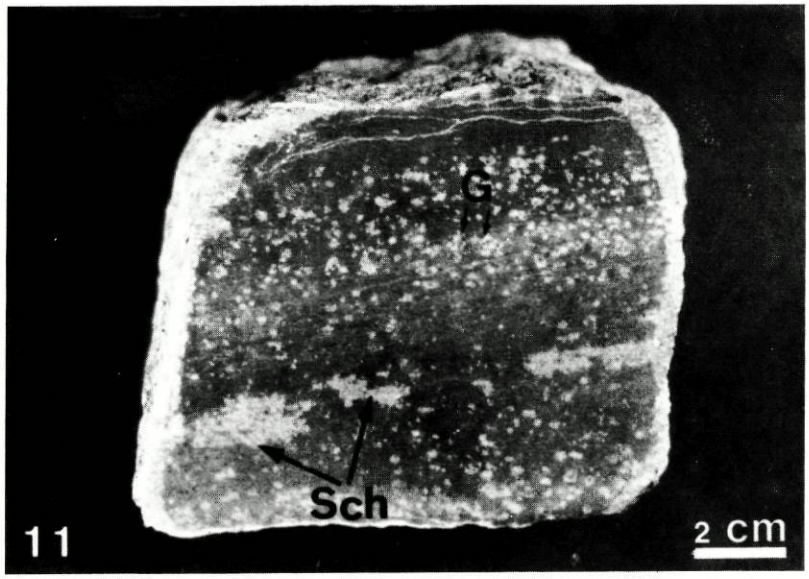
Foto 10 - Afloramento de um nível de rocha calcossilicatada estéril. (Ferral).




C5

Foto 11 - Amostra de rocha calcossilicatada mineralizada com scheelite (Sch).Pode ver-se o aspecto mosqueado devido à presença de granadas (G) e a existência de bandas de composição mineralógica diferentes.

Foto 12 - Mesma amostra que a da foto anterior mas iluminada com luz ultra-violeta. Distingue-se um leito de scheelite (Sch) paralelo a S_2.


G
Sch
11
2 cm

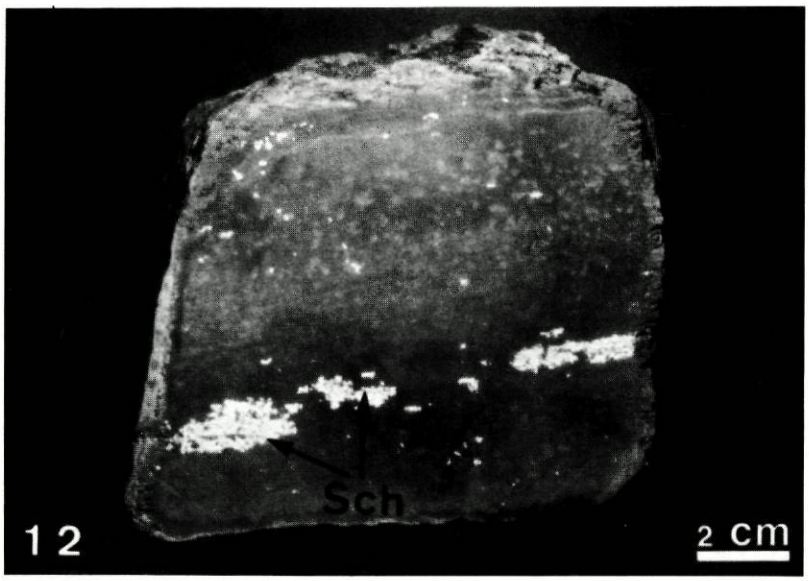
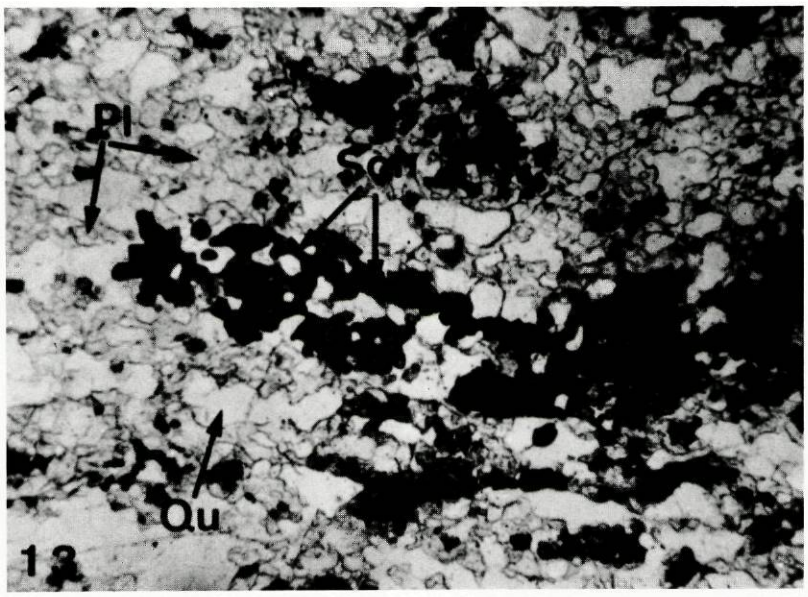
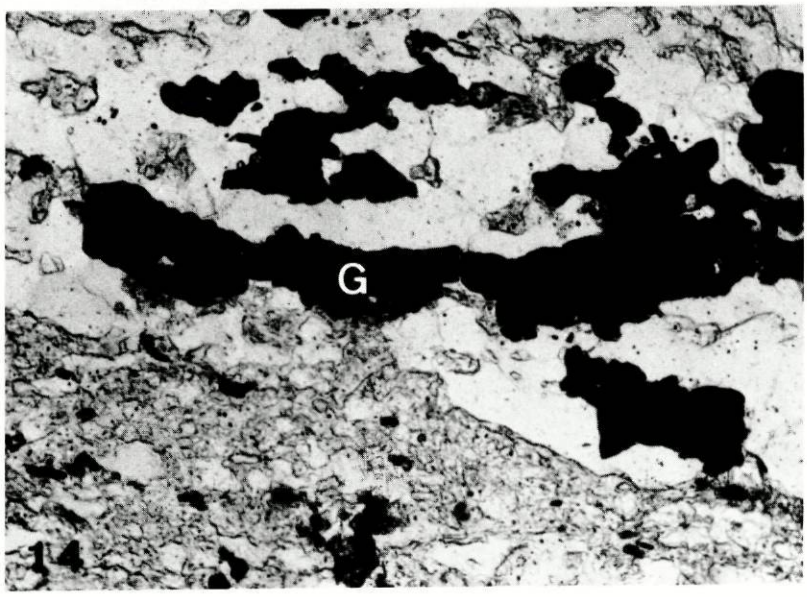

Sch
12
2 cm

Foto 13 - Cristal de scheelite (Sch) alongado segundo S_2 e corroído por quartzo (Qu). Pode ver-se que a plagioclase (Pl) não se encontra alterada. nic//40x.

Foto 14 - Cristal de granada (G) alongado segundo S_2.nic//40x.



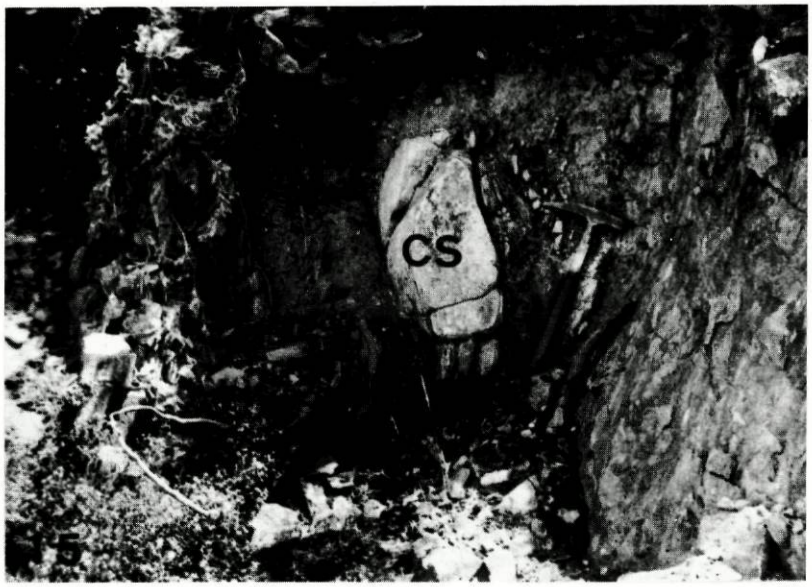
13



14

Foto 15 - Aspecto de um nível calcossilicatado (CS), "boudinado" e dobrado.(Sesta Freita).

Foto 16 - Aspecto de um nível calcossilicatado redobrado. A dobra maior é de terceira fase. (Amear).

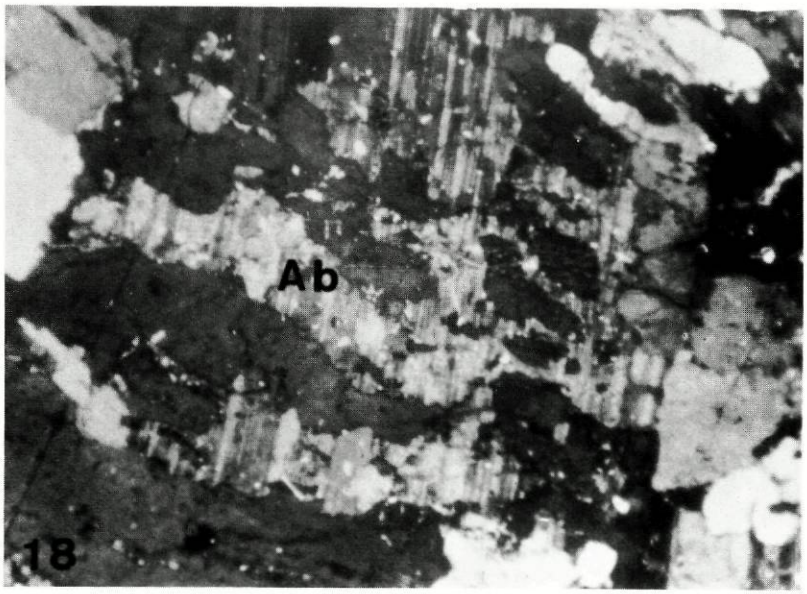

CS


16

Foto 17 - Mirmequites num granodiorito biotítico. nic + 40×.

Foto 18 e 19 - Aspectos de albitização do feldspato potássico em granitos sintectónicos com albitização dominante.
Ab-albite. nic + 40×.


17


Ab
18

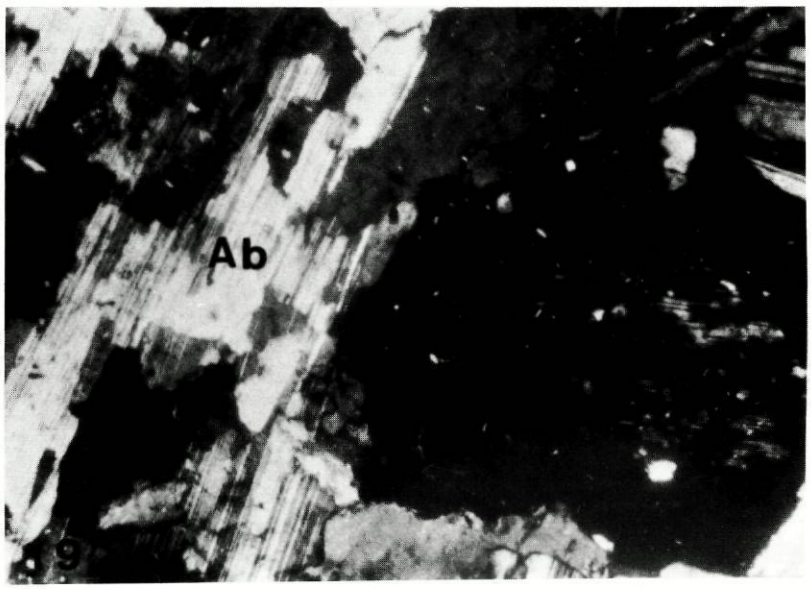
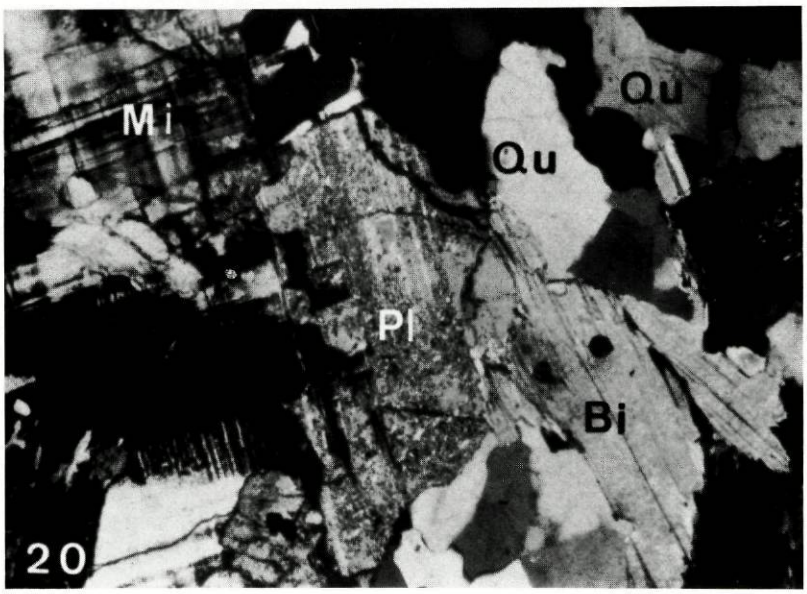
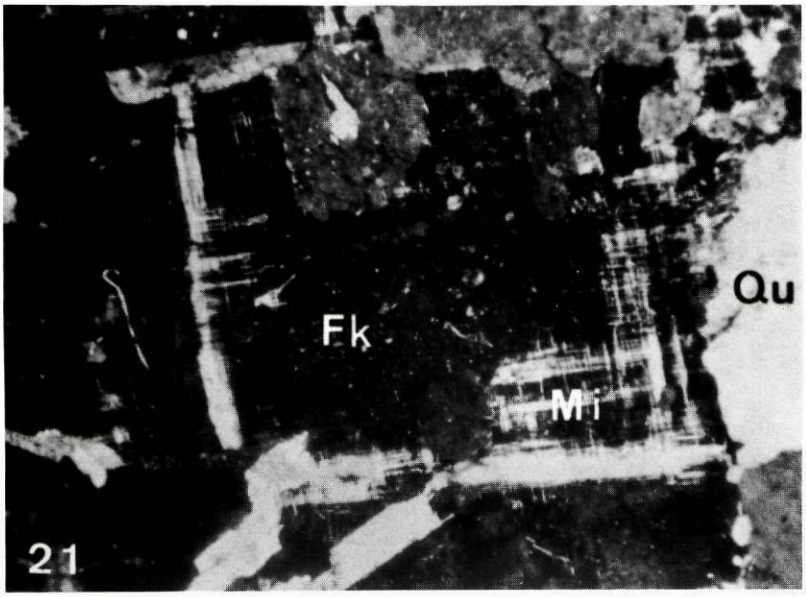

Ab
19

Foto 20 - Microclinização da plagioclase I (Pl) num granito sintectónico com microclinização dominante.
Mi-microclina; Bi-biotite; Qu-quartzo. nic + 40x.

Foto 21 - Microclinização de um feldspato potássico primitivo (Fk) num granito sintectónico com microclinização dominante.
Mi-microclina; Qu-quartzo. nic + 40x.

Foto 22 - Cristal zonado de alanite (Al) num granodiorito biotítico.
Ap-apatite; Bi-biotite. nic//84x.


Mi
Qu
Qu
Pl
Bi
20


Fk
Qu
Mi
21

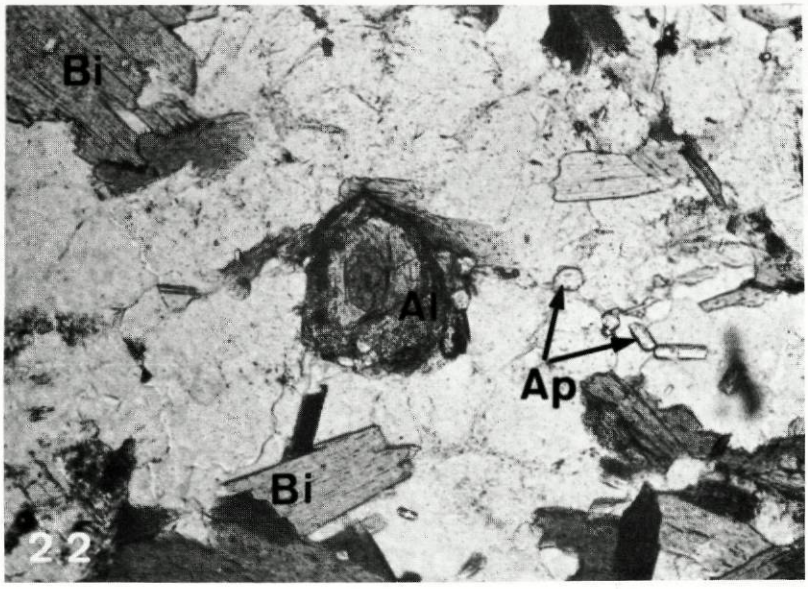

Bi
Al
Ap
Bi
22

Foto 23 - Ramificação de um filão vertical. (S.António, grupo D, nível +7).

Foto 24 - Filão vertical onde é evidente que o quartzo cresceu perpendicularmente aos encostos (estrutura em pente - p). O filão está encaixado no granito porfiróide da Borralha (Y_2) e tem uma falha (f) a tecto. (S. Elisabeth, grupo E, nível -28).


23

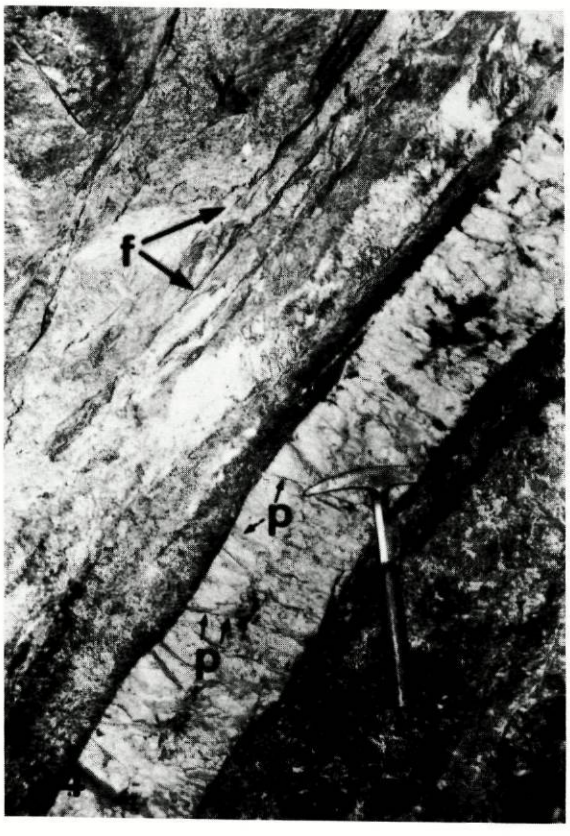
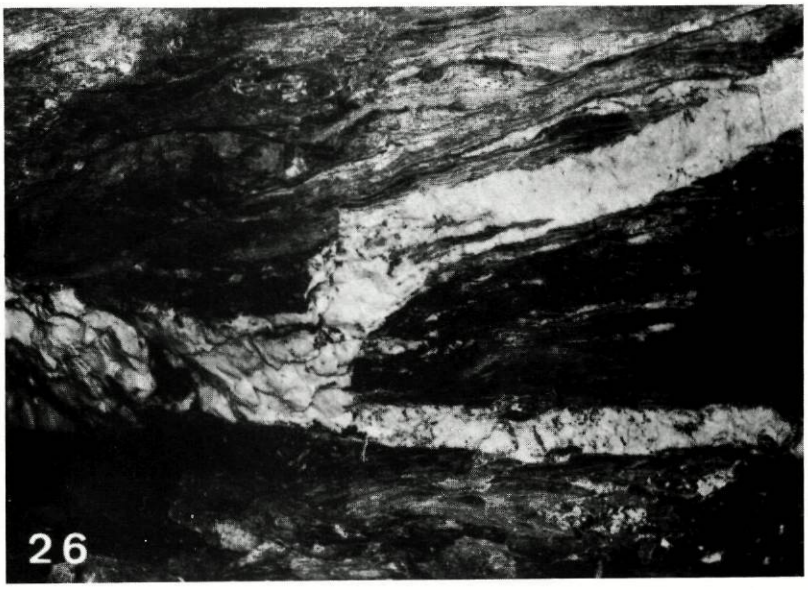

f
p
p

Foto 25 - Filão deitado encaixado em xistos quartzíticos listrados com dobras de terceira fase. Pode observar-se que não existiu movimento ao longo da fractura onde se instalou o filão. (Filão G, grupo A, nível -110).

Foto 26 - Ramificação de um filão deitado.(Filão G, grupo A, nível -85).

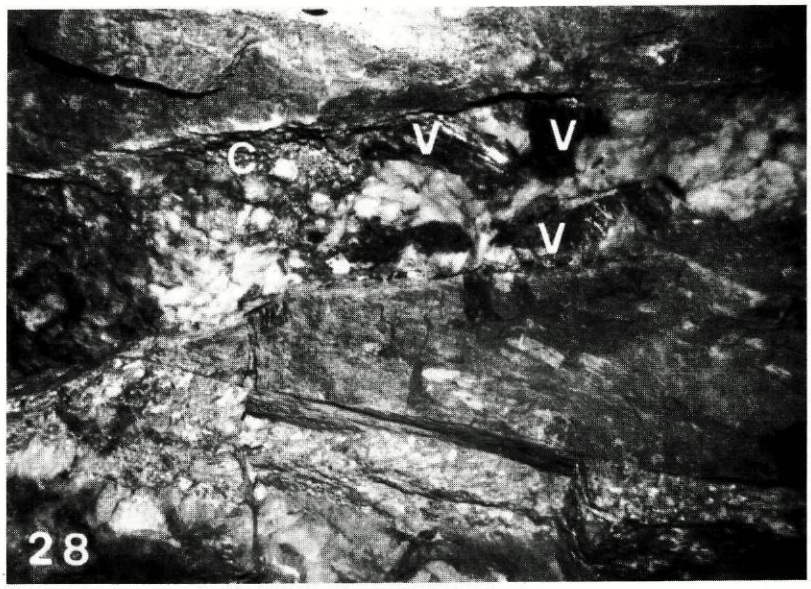
Foto 27 - Falha gravítica afectando filão deitado. (Filão E, grupo A, nível -60).


25


26


27

Foto 28 e 29 - Aspectos da distribuição da mineralização nos filões. Observa-se, neste caso, uma localização preferencial da volframite (V) e da calcopirite (C) junto aos encostos, com escassa salbanda micácea (m).


C
V
V
V
28


29

Foto 30 - Brecha S.Helena (nível -60). Pode ver-se que os elementos são angulosos, de vários tamanhos, de natureza diferente e desordenados. Y-granito x-xisto.

Foto 31 - Brecha Venise (nível -110).


Y
Y
X
X
30

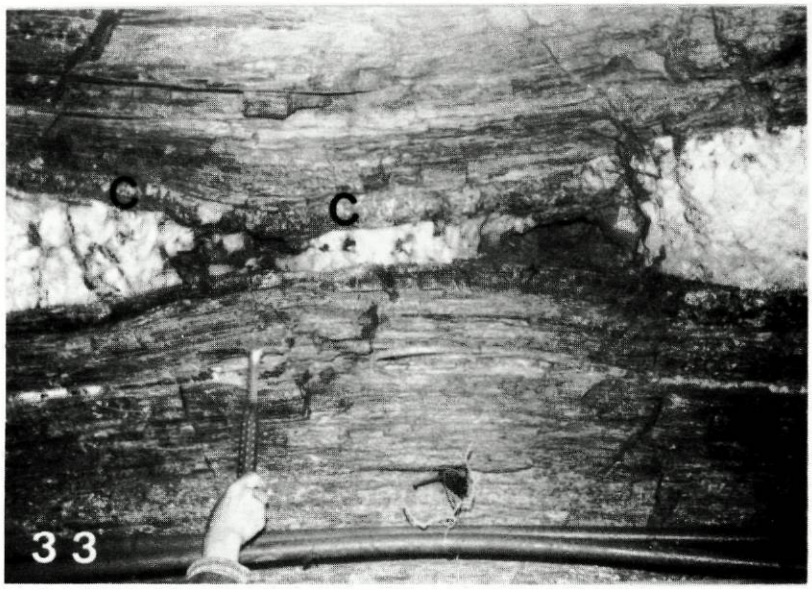

31

Foto 32 - Filão vertical a cortar filão pegmatítico (pg), sem que se observe qualquer deslocamento na intersecção. Os filões estão encaixados no granito porfiróide da Borralha (orientação dominante dos megacristais é paralela à da seta). (S.António norte, grupo E, nível -110).

Foto 33 - Adelgaçamento num filão vertical sub-concordante com a xistosidade. Na zona de menor possança deu-se maior deposição de calcopirite (C). (Filão 3 norte, grupo A, nível -85).

Foto 34 - Divisão de um filão vertical em três ramos.(Filão 3 norte, grupo A, nível -85).


Y
pg
3 2

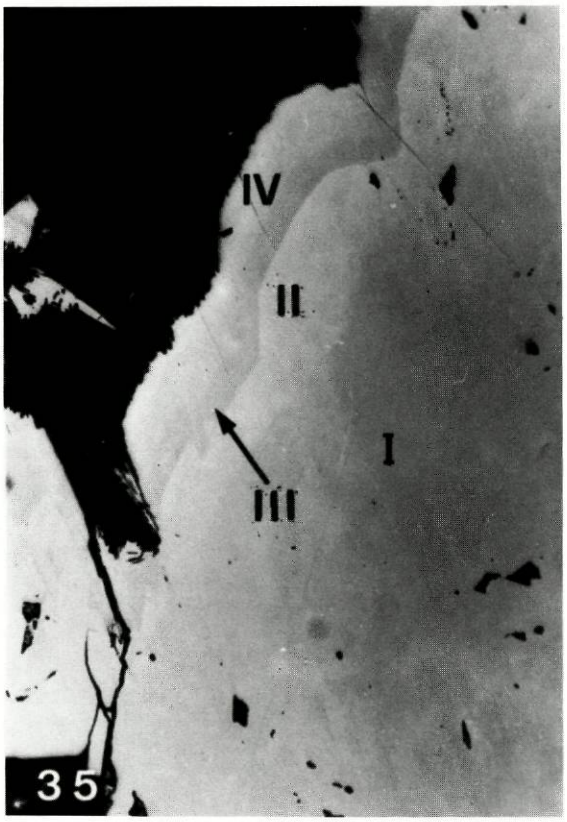

C
C
3 3

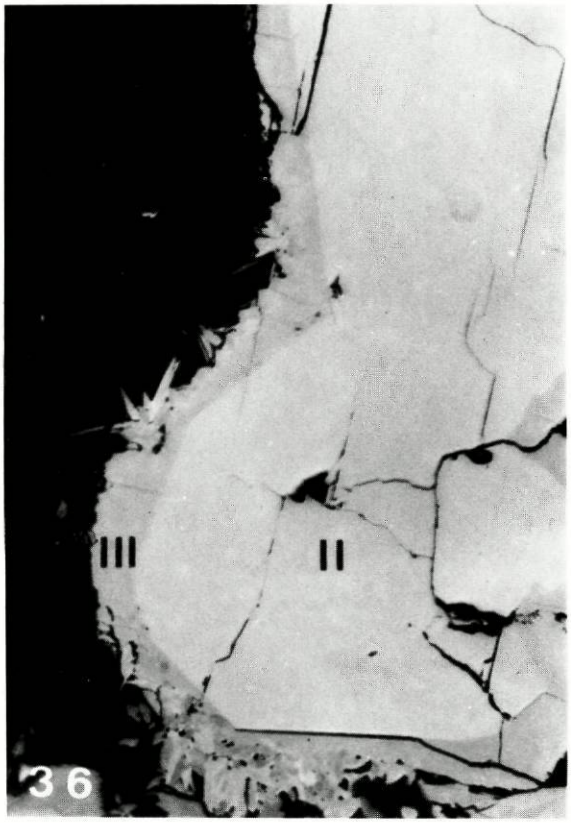

3 4

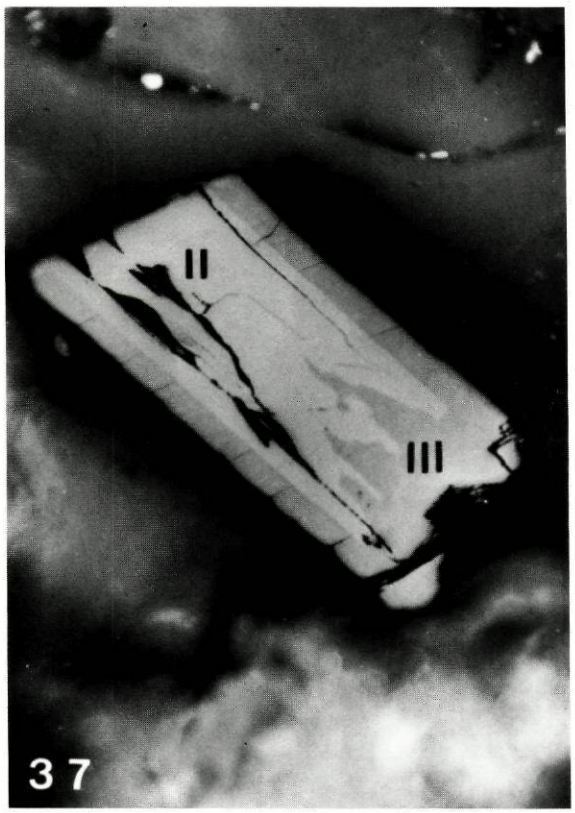
Volframites

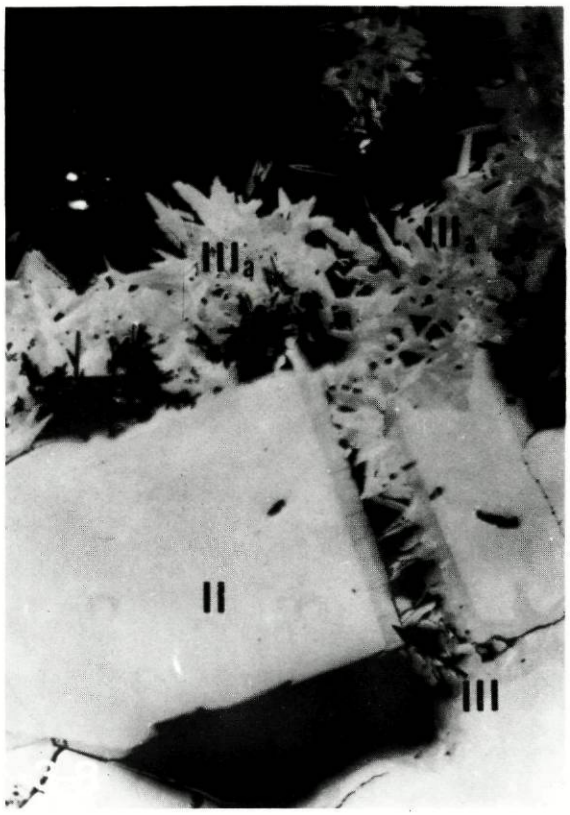
Foto 35 - Cristal zonado de volframite em que se observam, pelo menos, quatro fases de diferente poder reflector (I, II, III e IV). nic//320x imersão.

Fotos 36, 37 e 38 - Cristais zonados de volframite caracterizados pela existência de um núcleo de PR mais elevado (II) e uma bordadura de PR mais baixo (III). Esporadicamente aparece uma outra geração de pequenos cristais de volframite (III a). Esta geração que é a mais tardia, é mais rica em $MnWO_4$. nic//320x imersão.


IV
II
I
III
35


III
II
36


II
III
37


IIIa
II
II
III

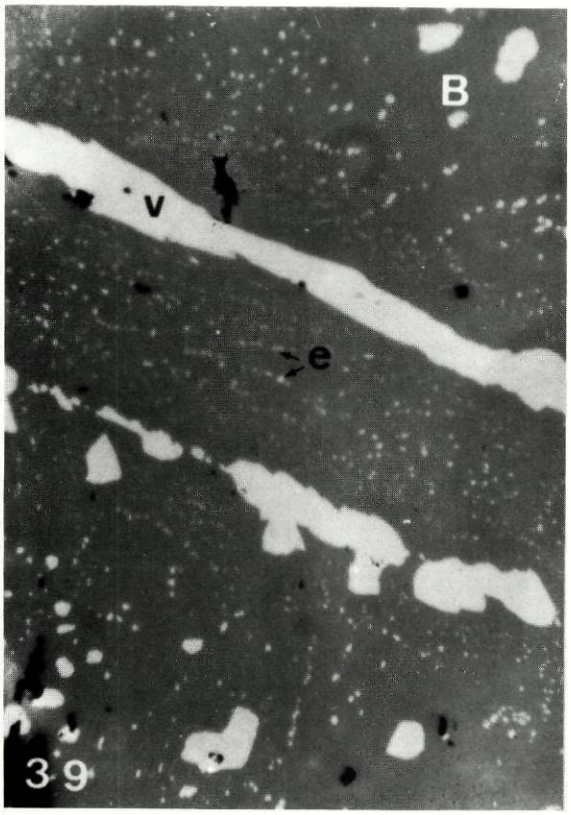
Inclusões de calcopirite na blenda (B).

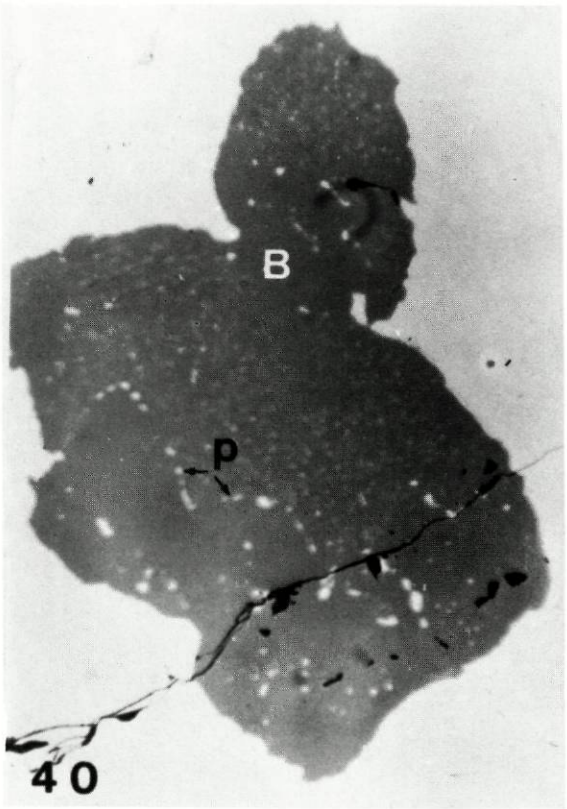
Foto 39 - Inclusões do tipo emulsão (e) e do tipo venular (v). De realçar a ausência de inclusões do primeiro tipo na vizinhança imediata das vénulas. nic//170x.

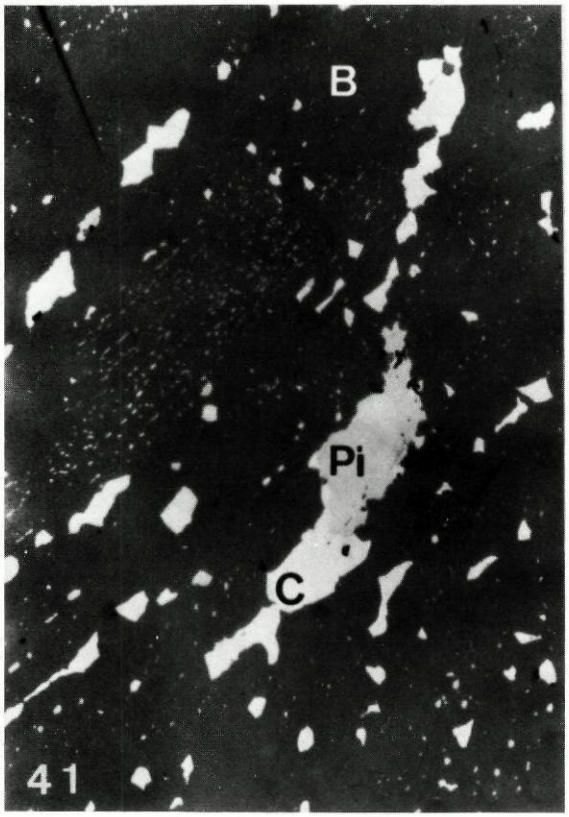
Foto 40 - Inclusões ponticulares (p) que parecem resultar da concentração de emulsões nos limites intergranulares da blenda. nic//170x.

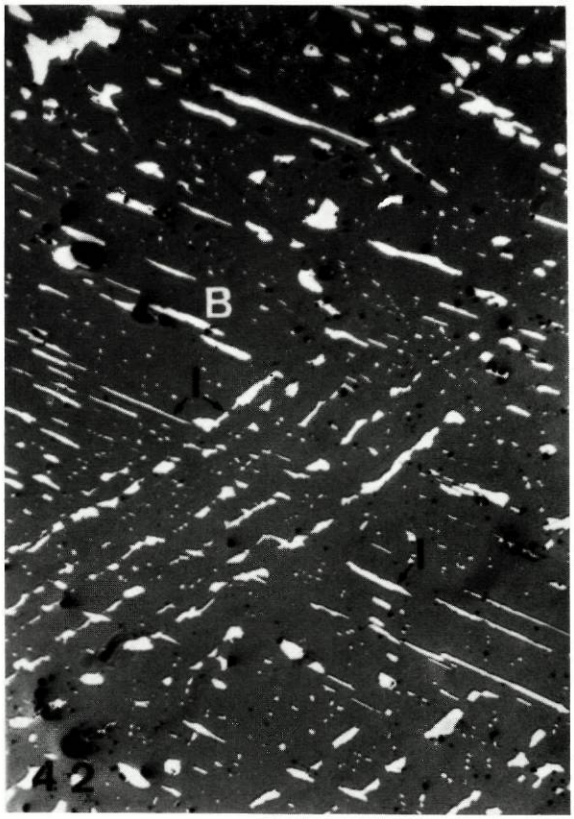
Foto 41 - Inclusão mista de calcopirite (C) mais pirrotite (Pi). nic//170x.

Foto 42 - Inclusões lineares alinhadas segundo direcções preferenciais. nic//170x.


B
v
e
39


B
p
40

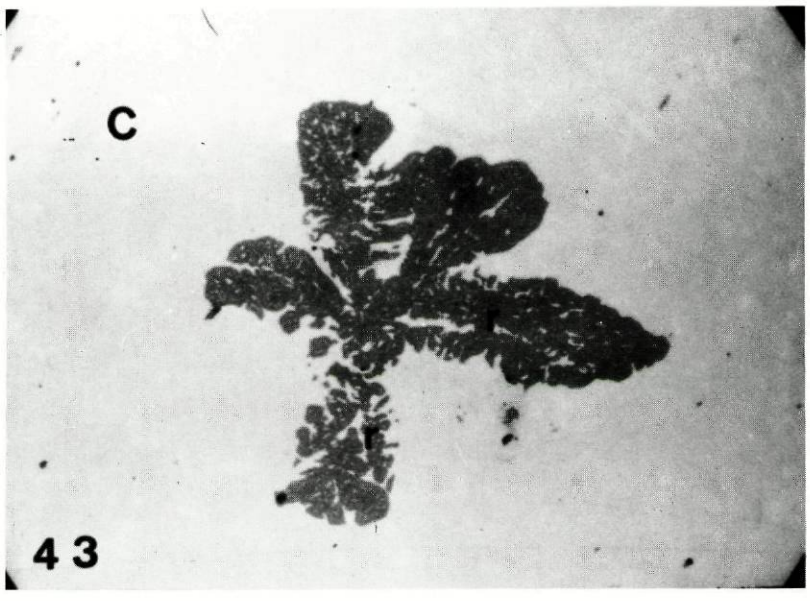

B
Pi
C
41


B
42

Inclusões de blenda na calcopirite (C).

Foto 43 - Inclusão "rendilhada" (r). nic//400x.

Foto 44 - Inclusões cruciformes (c) e "rendilhadas" (r). nic//320x imersão.


C
43

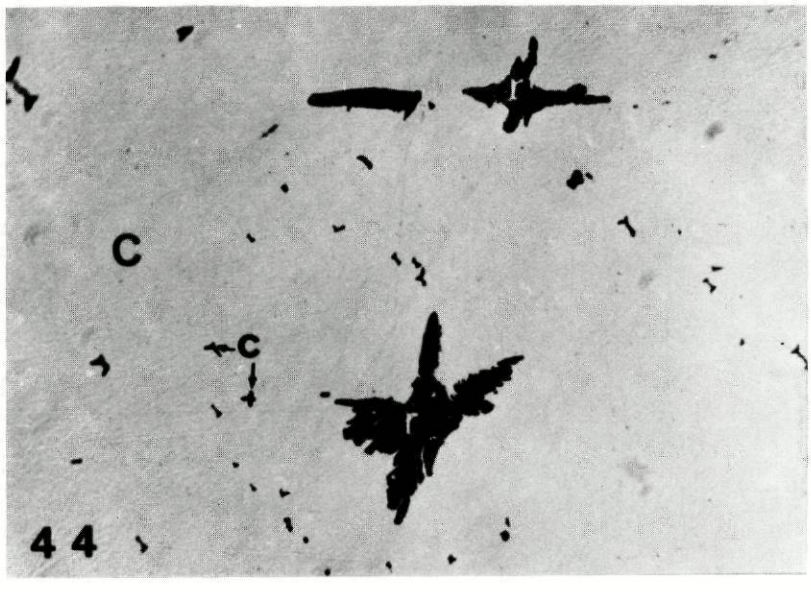

C
C
44

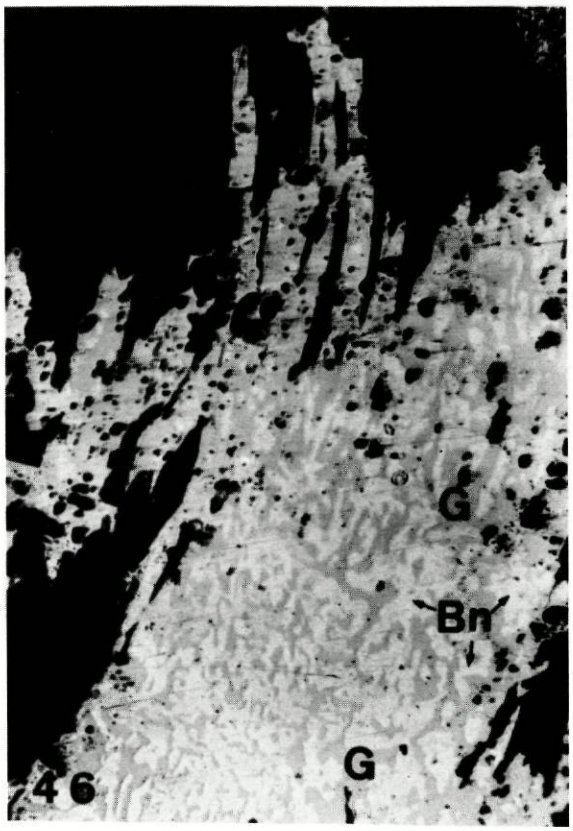
Foto 45 - Contacto de blenda (B) com calcopirite (C) onde pode observar-se que a calcopirite é posterior à blenda. nic//84x.

Foto 46 - Associação mirmequítica de galena (G) com bismuto nativo (Bn). nic//170x.

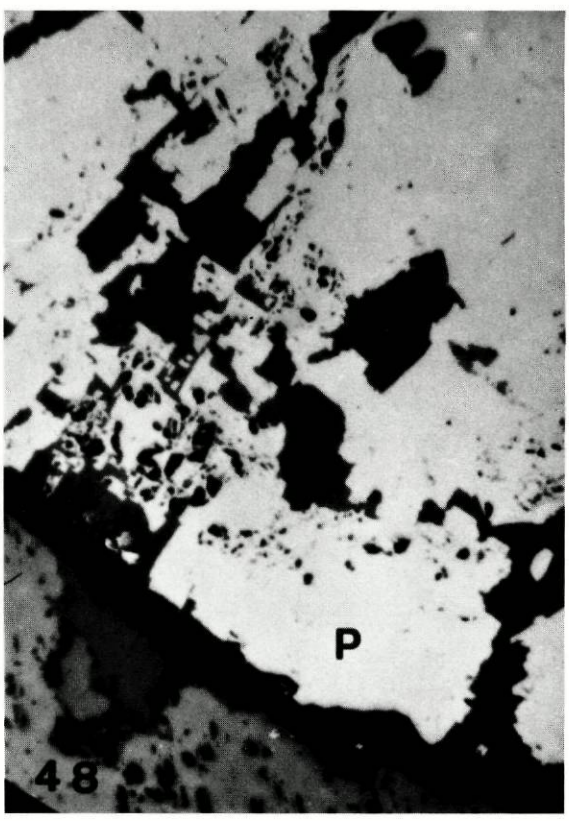
Foto 47 - Associação da pirite II (P) com a pirrotite (Pi) e a marcassite (M). nic//84x.

Foto 48 - Pirite tardia (pirite III - P) associada a quartzo (Qu). nic//84x.


C
B
B
45


G
Bn
G
46


M
M
Pi
P
47


P
48

Fotografias obtidas à microssonda mostrando associação de blenda (B), sulfossal de bismuto e cobre (W) e sulfoasal de cobre, bismuto e chumbo (Z) inclusos na calcopirite(C) que contacta com quartzo (Qu).

Foto 49 - Imagem electrónica da associação mineral.

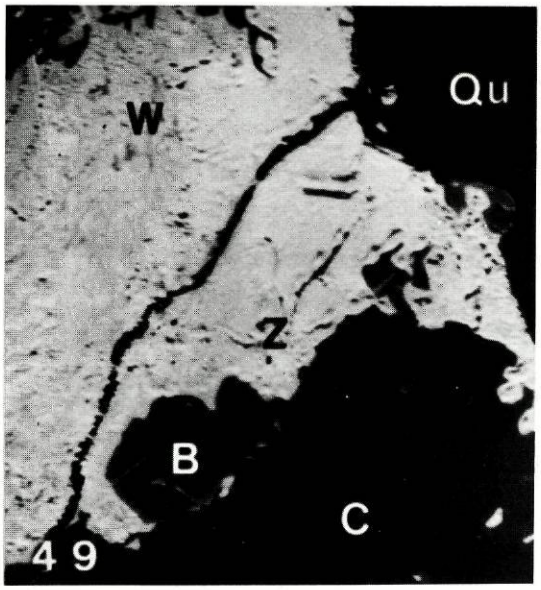
Foto 50 - Distribuição do bismuto (Bi).

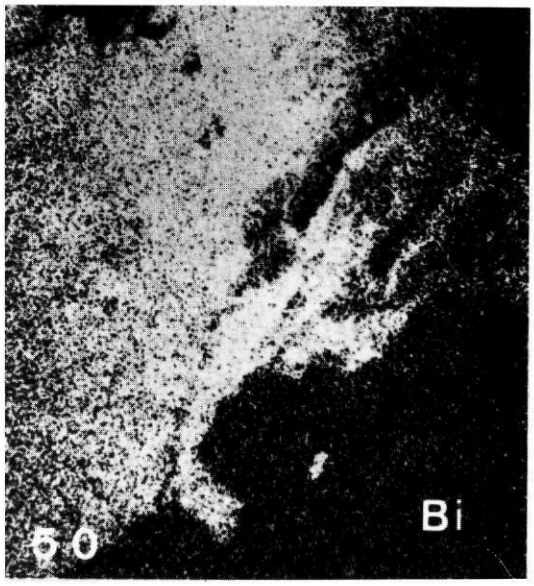
Foto 51 - Distribuição do cobre (Cu).

Foto 52 - Distribuição do chumbo (Pb).

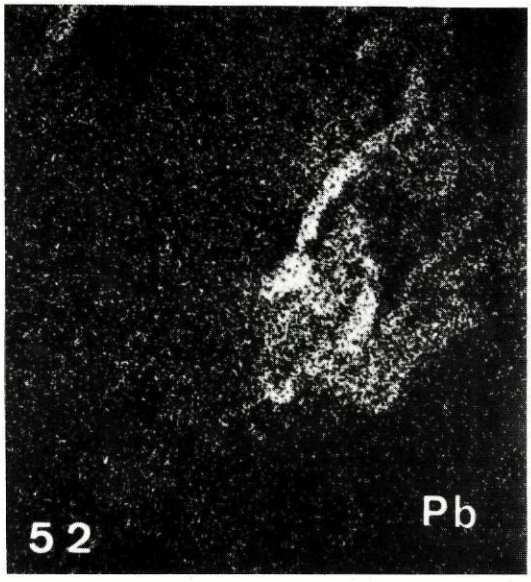
Foto 53 - Distribuição do zinco (Zn).

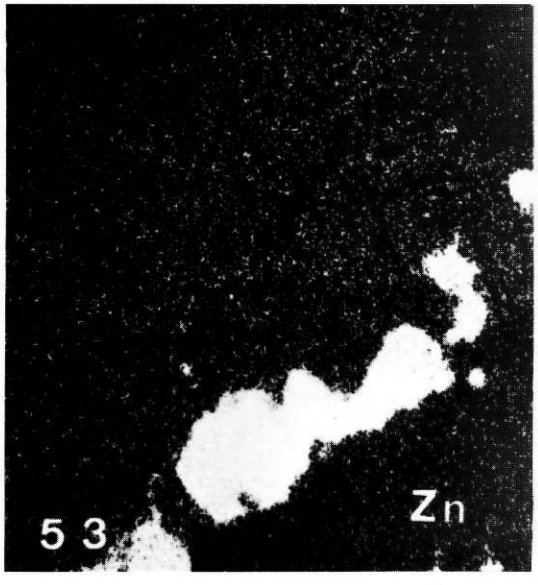
Foto 54 - Distribuição do arsénio (As).

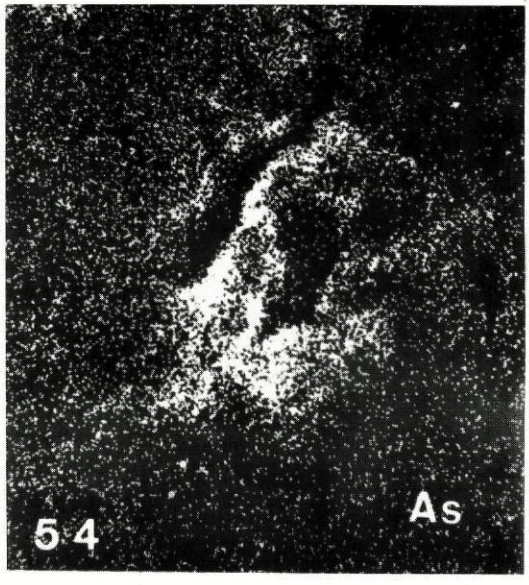

Qu
W
Z
B
C
49


Bi
50


51


Pb
52


Zn
53


As
54

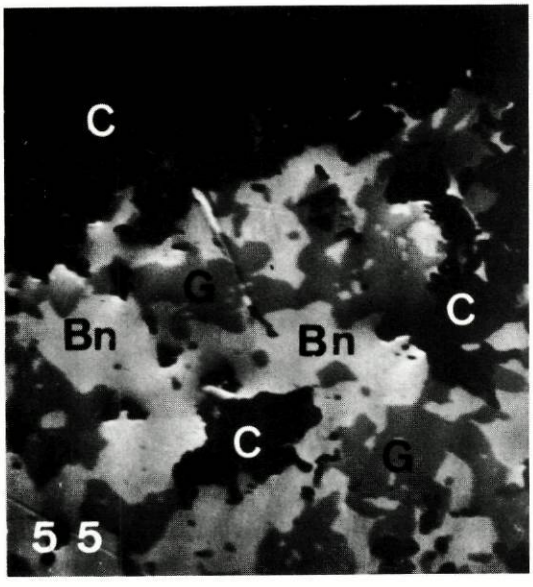
Fotografias obtidas à microssonda mostrando associação de bismuto nativo (Bn) com galena (G) inclusa na calcopirite (C).

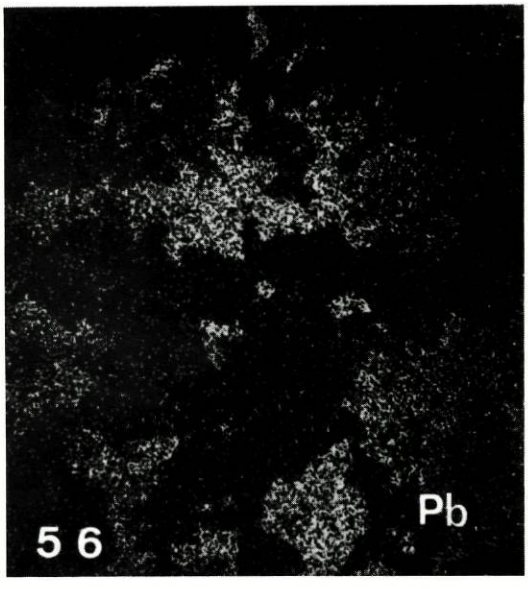
Foto 55 - Imagem electrónica da associação mineral.

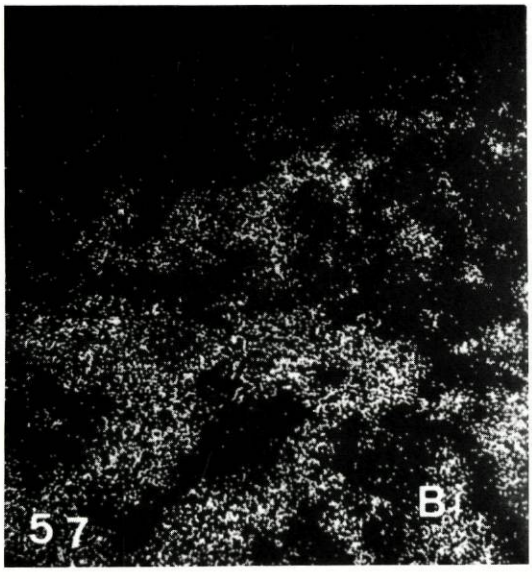
Foto 56 - Distribuição do chumbo (Pb).

Foto 57 - Distribuição do bismuto (Bi).

Foto 58 - Distribuição do enxofre (S).


C
G
Bn
Bn
C
C
G
55


Pb
56


Bi
57

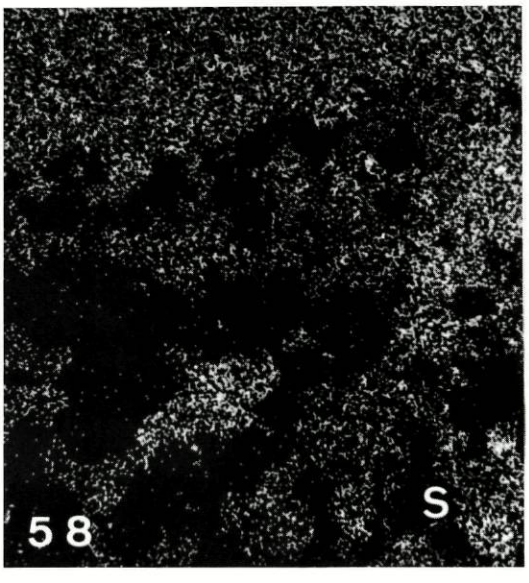
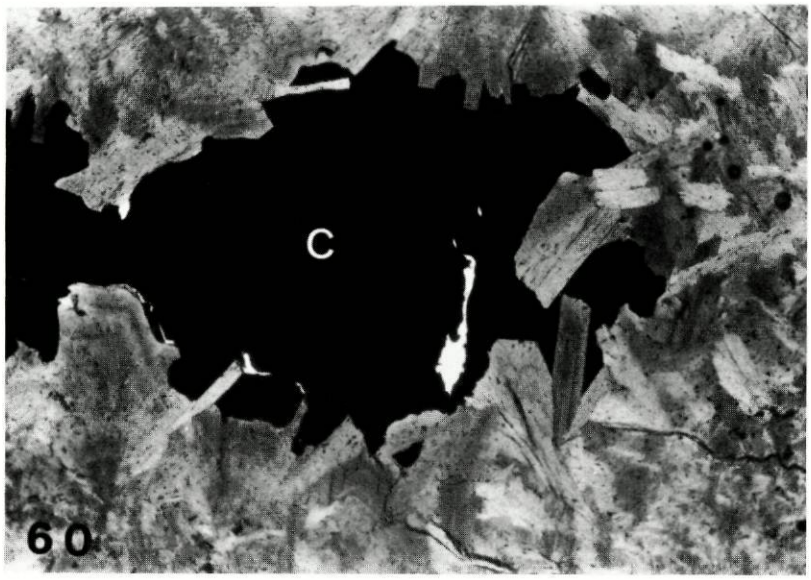

S
58

Foto 59 - Clorite lamelar verde-branca com clivagens encurvadas. nic + 84x.

Foto 60 - Clorite lamelar verde associada à calcopirite (C). nic//40x.

Foto 61 - Clorite lamelar verde a envolver cristais de moscovite (Mo). nic//40x.


59


C
60

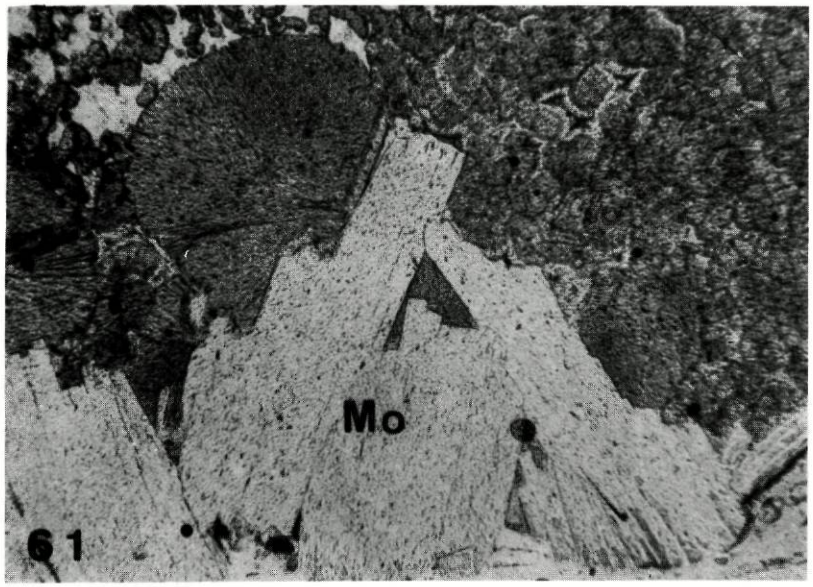
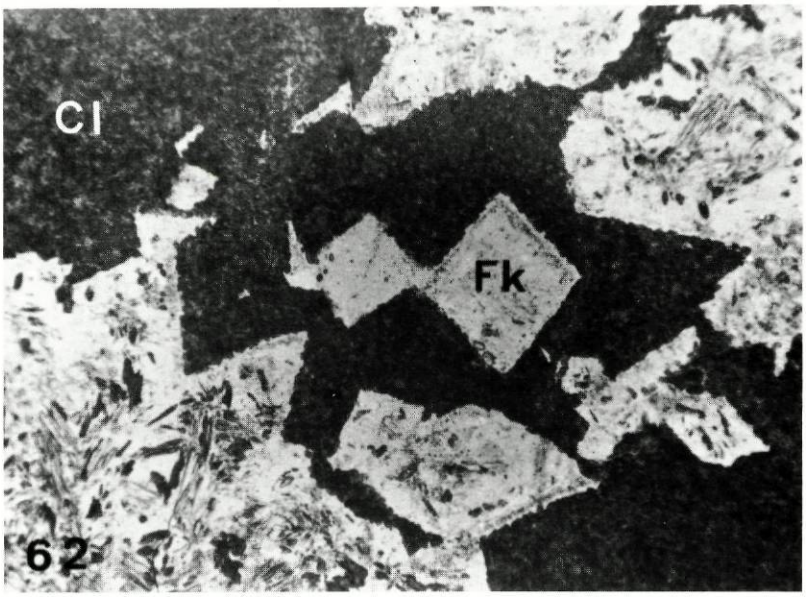
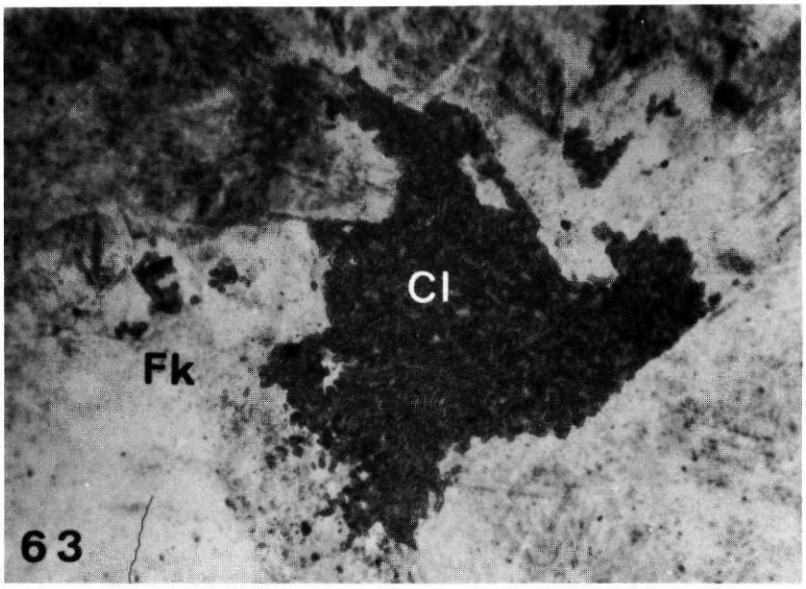

Mo
61

Foto 62 e 63 - Associação da clorite vermicular (Cl) com feldspato potássico (Fk). nic//40x.

Foto 64 - Clorite vermicular. nic//170x.


Cl
Fk
62


Cl
Fk
63

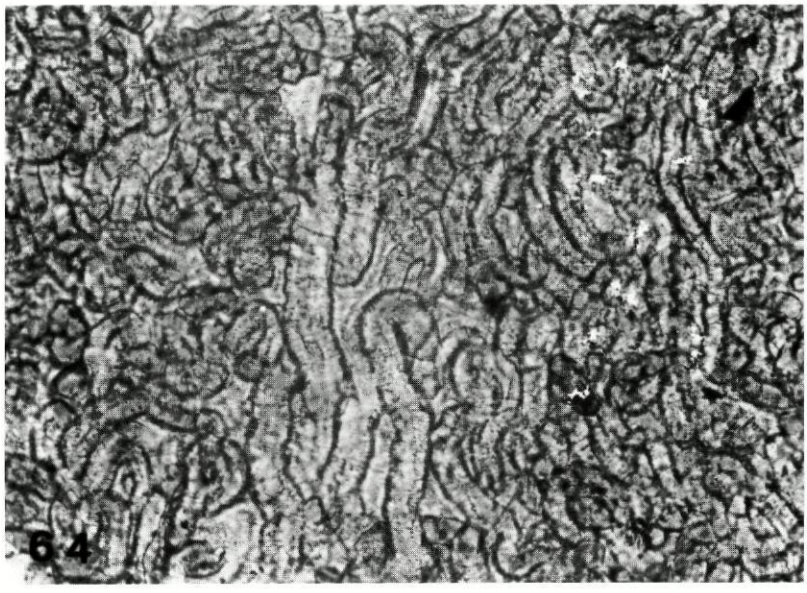
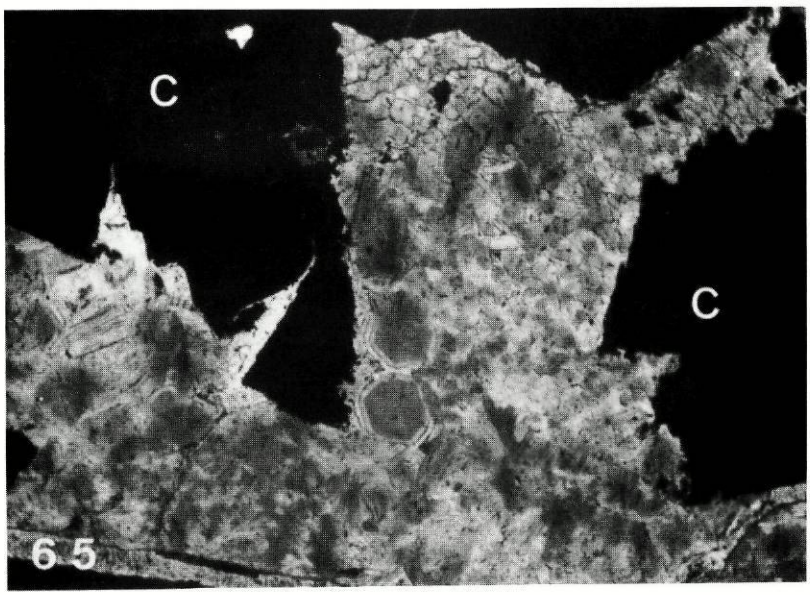

64

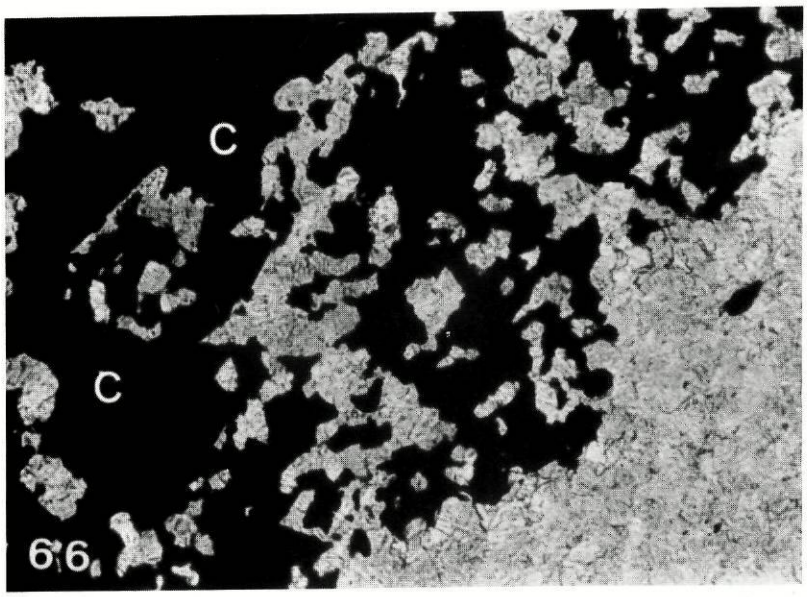
Foto 65 - Clorite lamelar verde (secções basais) associada à calcopirite (C). nic//40x.

Foto 66 - Clorite vermicular a corroer a calcopirite (C). nic//84x.

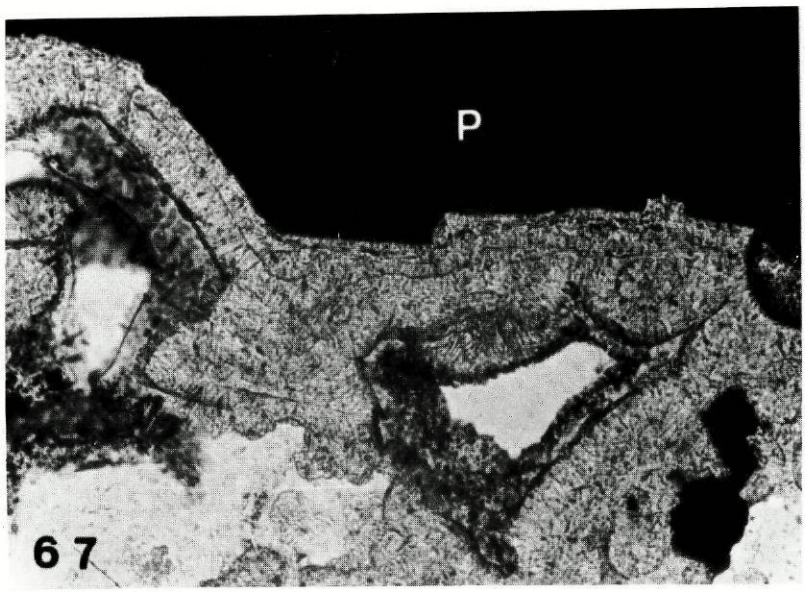
Foto 67 - Clorite vermicular associada à pirite recristalizada (P). nic//170x.



6 5



6 6

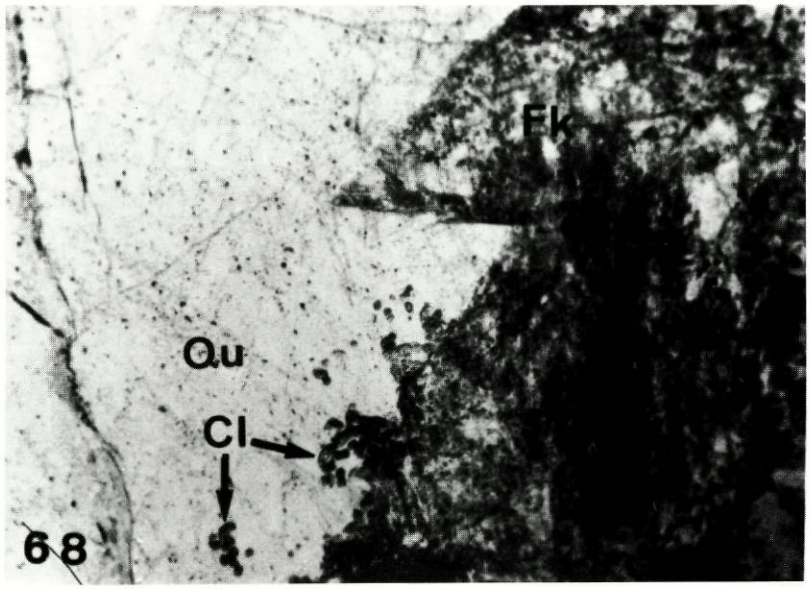


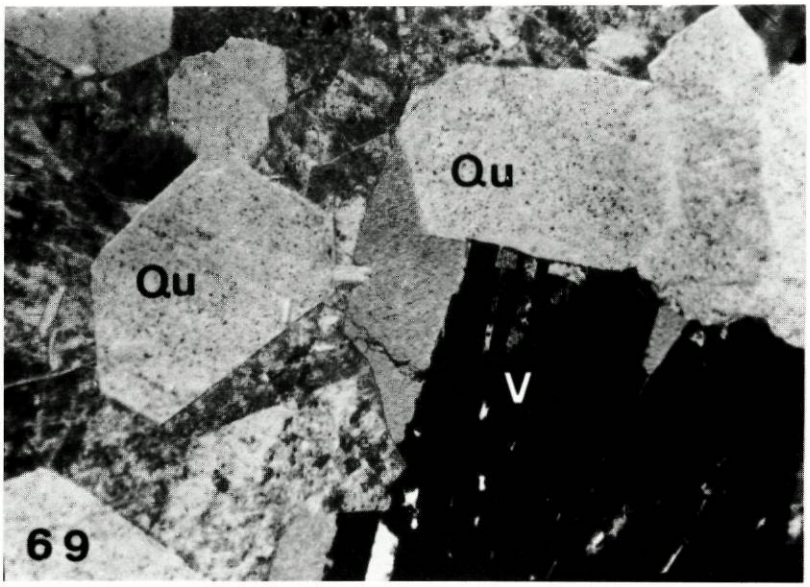
6 7

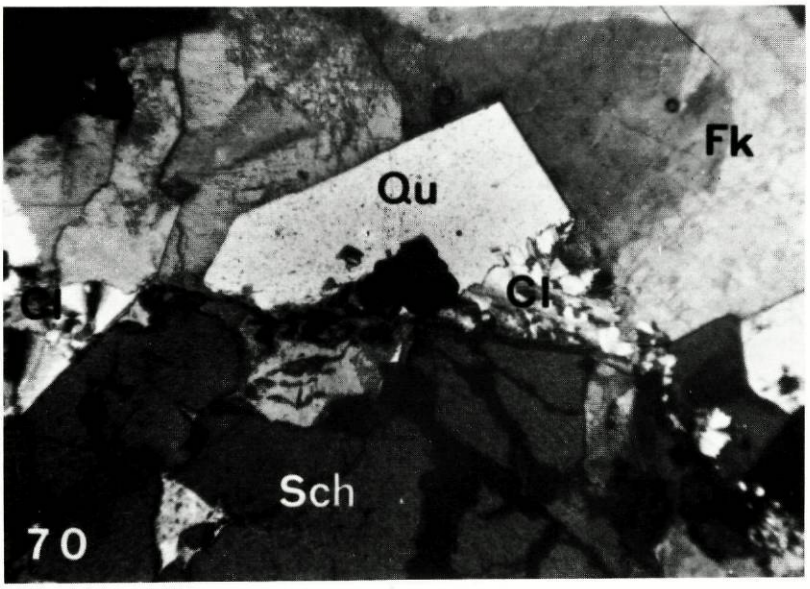
Foto 68 - Associação de feldspato potássico (Fk) com quartzo (Qu) e clorite vermicular (Cl). nic//40x.

Foto 69 - Quartzo em cristais euédricos (Qu) envolvido por feldspato potássico (Fk). O mineral opaco é a volframite III(V). nic// 40x.

Foto 70 - Cristal de scheelite (Sch) anterior ao quartzo em cristal euédrico (Qu), à clorite lamelar verde (Cl) e ao feldspato potássico (Fk). nic + 40x.


Fk
Qu
Cl
68


Qu
Qu
V
69

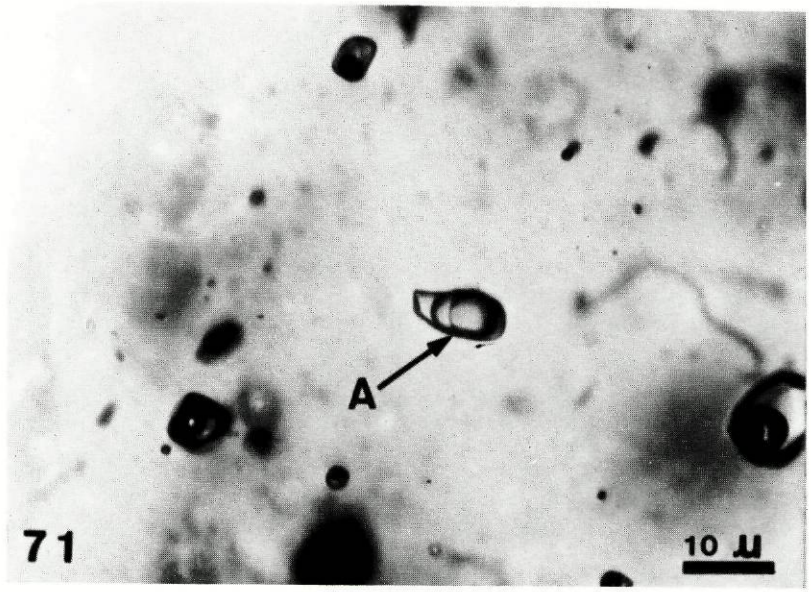

Fk
Qu
Cl
Sch
70

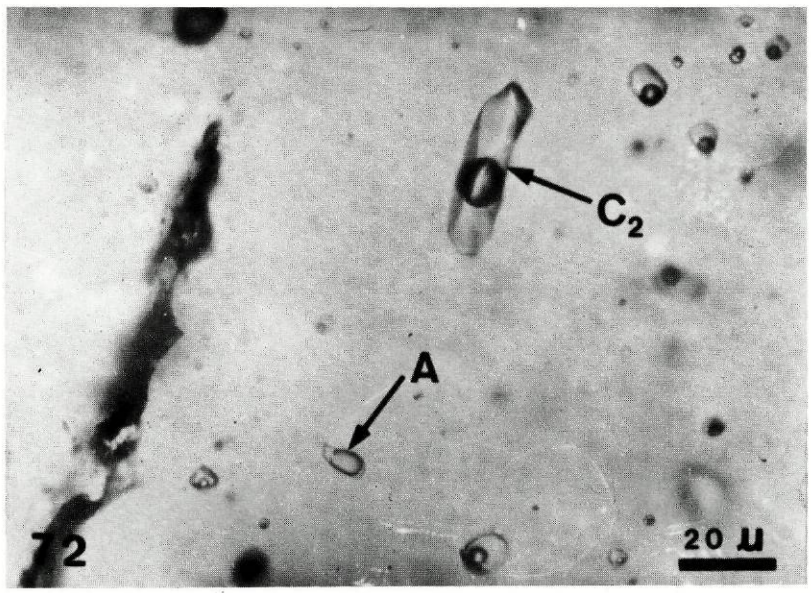
Inclusões fluidas em quartzos.

Foto 71 - Inclusão fluida, tipo A (A), com três fases (H_2O_L, CO_{2L} e CO_{2G}) T=10°C.

Foto 72 - Inclusão fluida, tipo A (A), de duas fases (CO_{2G} e H_2O_L) e inclusões bifásicas, tipo C_2- - "vazio de retracção" (C_2).

Foto 73 - Inclusões fluidas, tipo B (B) de três fases (só lida, H_2O_L e H_2O_G).


A
71
10 μ


C_2
A
72
20 μ

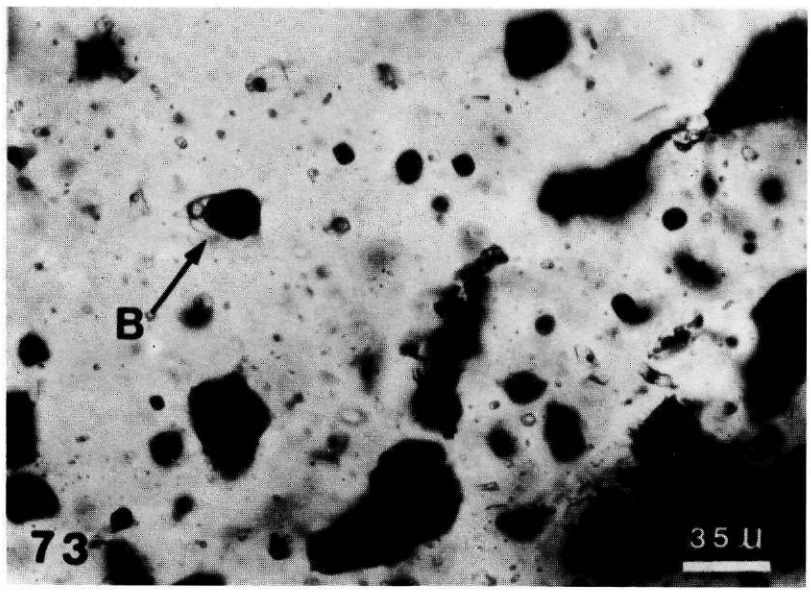
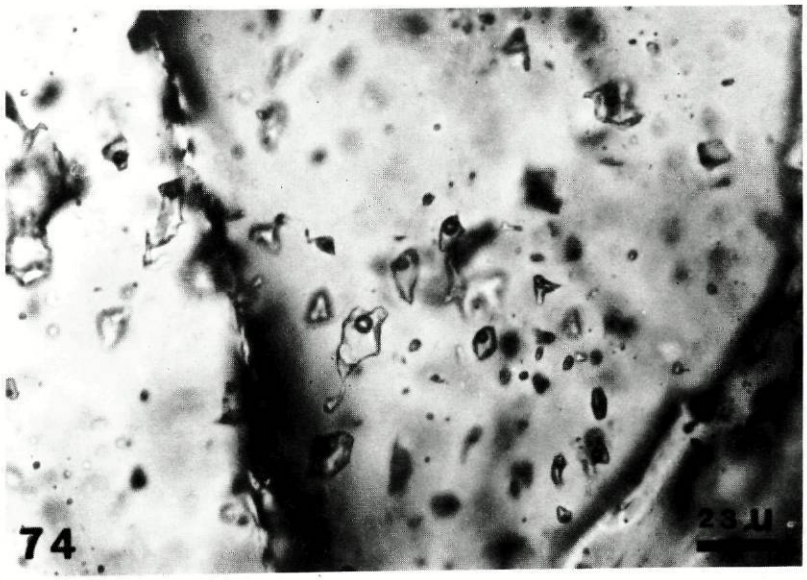

B
73
35 μ

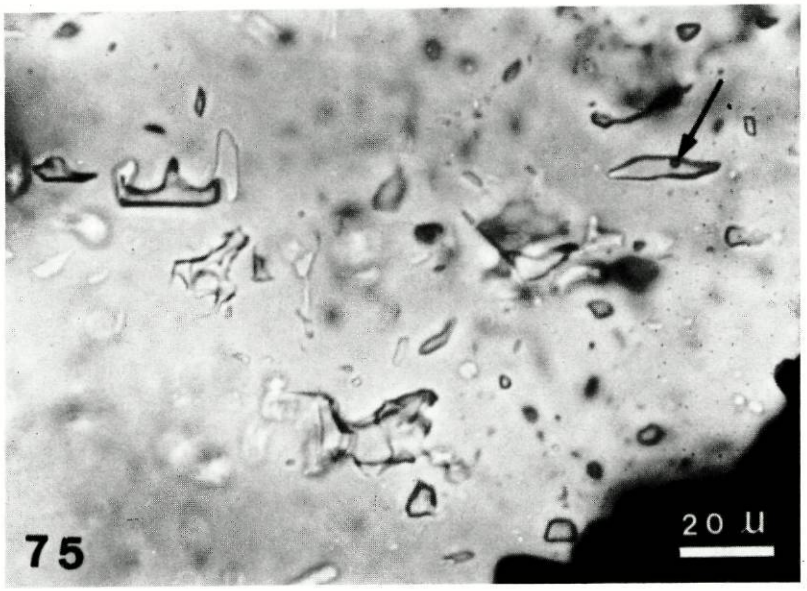
Foto 74 - Inclusões fluidas bifásicas, tipo C_2 - "corpo esférico".

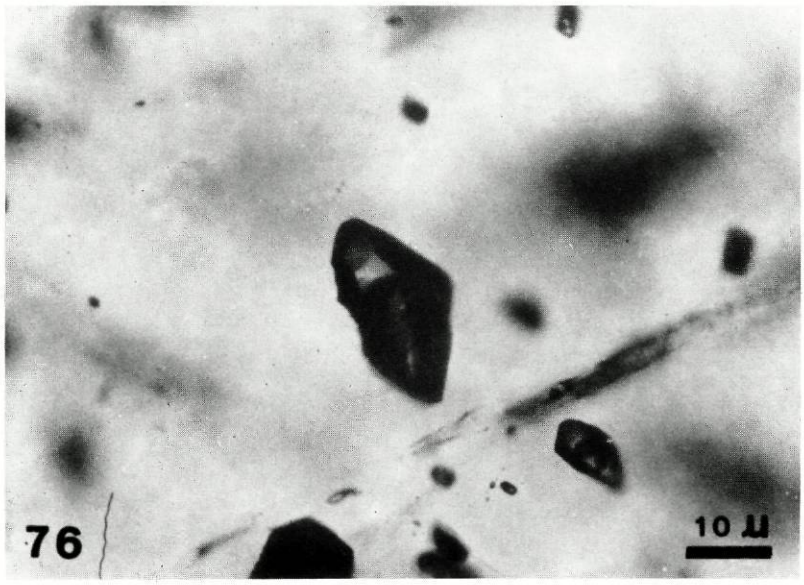
Foto 75 - Inclusões fluidas metaestáveis tipo C_1. Como pode observar-se só numa das inclusões é visível uma fase gasosa mas de muito pequeno volume (seta).

Inclusões fluidas na scheelite

Foto 76 - Inclusão bifásica em forma de cristal negativo.


74
23 μ


75
20 μ


76
10 μ

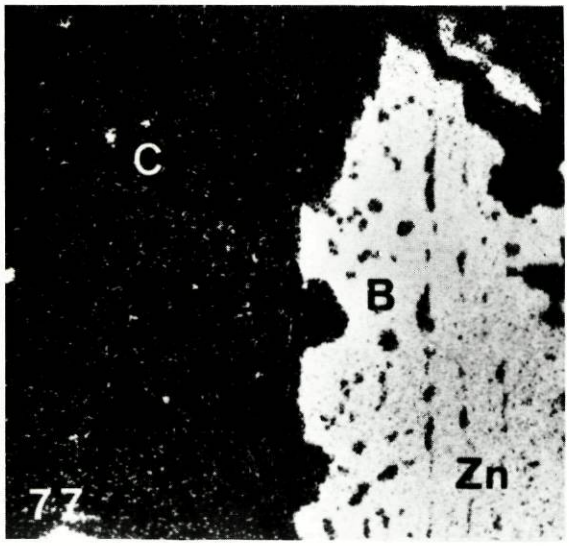
Fotografias obtidas à microssonda, mostrando associação de blenda (B) com calcopirite (C). A calcopirite inclui além da blenda, um sulfossal de bismuto e cobre (W).

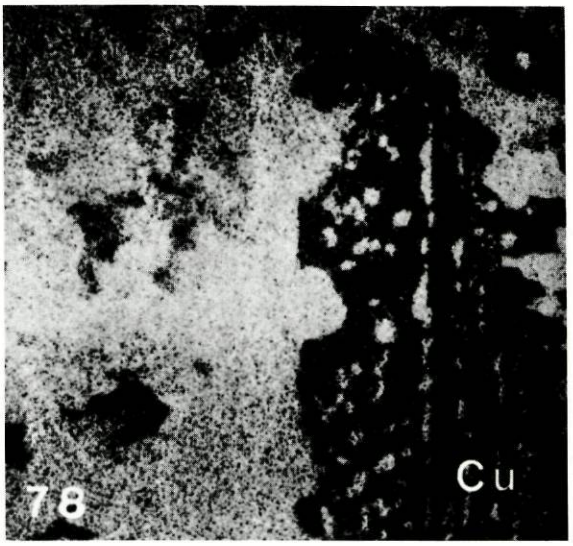
Foto 77 - Distribuição do zinco (Zn).

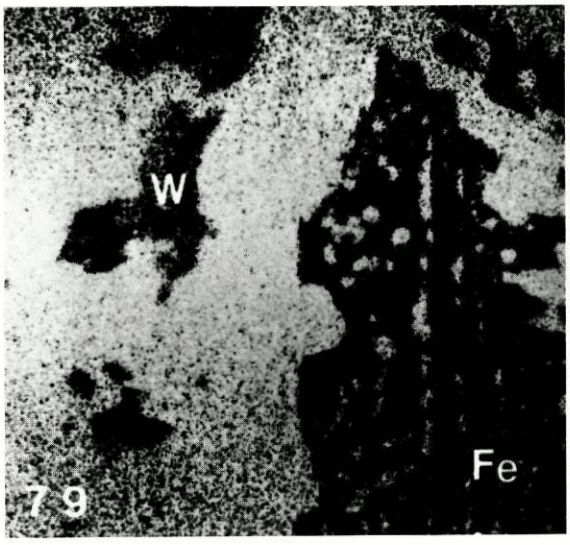
Foto 78 - Distribuição do cobre (Cu).

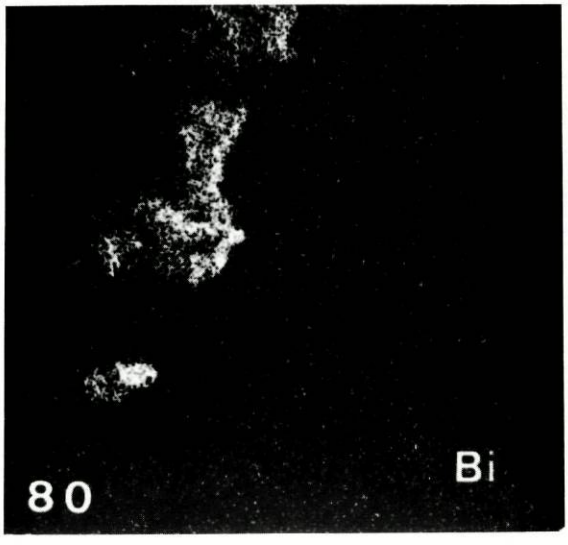
Foto 79 - Distribuição do ferro (Fe).

Foto 80 - Distribuição do bismuto (Bi).


C
B
Zn
77


Cu
78


W
Fe
79


Bi
80