

Controles paleogeográficos, petrológicos e estruturais na génese dos jazigos portugueses de estanho e volfrâmio

Por António Ribeiro * e Eurico Pereira **

RESUMO

Expõe-se uma tentativa de reconstituição paleogeográfica da Península Ibérica desde os tempos precâmbrios aos paleozoicos com referência aos episódios sedimentares e vulcânicos que, eventualmente, possam ter condicionado a paleogénese de Sn e W.

Dão-se exemplos de jazidas portuguesas onde há evidências de preconcentrações daqueles metais em sedimentos e/ou vulcanitos.

Analisam-se os granitos hercínicos segundo conceitos genéticos de vários autores e nas relações metalogénicas estano-volframíticas.

No aspecto de controle estrutural referem-se as relações entre geometria dos jazigos espacialmente associados aos granitóides hercínicos e a cinemática dos processos de intrusão e de deformação à escala regional e local.

Conclui-se que a origem dos jazigos portugueses de Sn e W. é um complexo processo poligenético e multifásico.

ABSTRACT

The authors present an essay of paleogeographic reconstruction of the Iberian Peninsula during precambrian and paleozoic times with emphasis on sedimentary and volcanic episodes that could have been relevant to the genesis of Sn and W mineralizations. Evidence of preconcentration of those metals in sediments and/or volcanics are referred from different deposits.

The hercynian granites are analysed following different conceptual models with especial emphasis on the Metallogenesis of Sn and W.

The hercynian granites are analysed following different conceptual models with especial emphasis in the Metallogenesis of Sn and W.

The relationships between geometry of ore bodies spatially related to hercynian granitoids and cinematics of intrusion processes, local and regional deformation are referred.

It is concluded that the genesis of Sn and W ore bodies from Portugal is a polygenetic and multiphase complex process.

1 — INTRODUÇÃO

A província metalífera estano-volframítica (Neiva, 1944 e Thadeu, 1977) estende-se a leste do cisalhamento Porto-Coimbra-Tomar e a nordeste do carreamento da Juromenha (Fig. 1). Com excepção dos jazigos ligados ao granito de St.^a Eulália (Zona de Ossa Morena), os restantes situam-se na Zona Centro-Ibérica, Sub-Zona Galiza Média — Trás-os-Montes e Zona Oeste Asturiana — Leonesa.

Verifica-se, pois, que a divisão em zonas do orógeno hercínico Ibérico tem também significado na metalogenia do estanho e volfrâmio, nos múltiplos aspectos paleogeográfico, petrológico e estrutural que vamos analisar no presente trabalho.

2 — CONTROLE PALEOGEOGRÁFICO

A evolução paleográfica do segmento hercínico Ibérico mostra-nos que as sequências das zonas mais internas do orógeno, foram provavelmente alimentadas a partir de plataformas estabelecidas no fim do Precâmbrio sobre a Zona de Ossa Morena e Zona Cantábrica.

Estas plataformas traduziriam a existência de crosta continental, em avançado estado de cratoniza-

ção, Cadomiana ou mesmo mais antiga. Nestas circunstâncias, os sedimentos do Paleozoico podem conter minerais detríticos ou concentrações químicas provenientes da erosão de uma província metalogénica estano-volframítica anterior. Esta hipótese parece confirmada pela datação dos zircões detríticos com idades até 2 700 m.a., contidos nos sedimentos do Paleozóico da cadeia hercínica da Europa média, (Jager, 1979).

A possibilidade de ocorrência de "paleo-placers" de cassiterite seria, pois, admissível neste contexto, dadas as características físicas deste minério; do mesmo modo, o comportamento do estanho em ambiente supergénico não exclui a possibilidade da sua mobilização por via química e reprecipitação em ambiente favorável, (Horsnail, 1979).

Por outro lado, a actividade magmática, sobretudo no Paleozoico inferior, é intensa e variada nas zonas internas do orógeno. No Câmbrio Superior, o magmatismo ácido originou a formação "Olho de Sapo" que delimita a este a Zona Centro-Ibérica — vulcanis-

* Serviços Geológicos de Portugal e Faculdade de Ciências de Lisboa

** Serviços Geológicos de Portugal

mo ignimbrítico? — e possivelmente, também, alguns maciços de granitóides "anorogénicos" que representariam o seu equivalente plutónico, segundo o modelo de tipo Andino que parece estender-se, pelo menos, até ao Proterozoico Inferior, vd Eburneano de Angola.

Também o vulcanismo bimodal do Câmbrio Superior da Zona de Ossa Morena e, sobretudo, do Silúrico da Sub-Zona de Galiza Média — Trás-os-Montes inclui importante componente de vulcanitos ácidos. Ora, sabe-se que o vulcanismo silúrico do orógeno hercínico da Europa média é produtivo, constituindo a província de W — Sb — Hg de Maucher, cuja extensão à Península Ibérica fora já admitida (Conde Andrade, 1971).

É, pois, de aceitar a possibilidade do magnetismo pre-orogénico ter sido acompanhado de pré-concentração de estanho e volfrâmio, quer por contri-

buição directa do manto superior, quer por remobilização de eventuais jazigos pre-existent no soco Precâmbrico que, por contaminação, contribuiu para aquele vulcanismo.

A evidência directa de pré-concentração em estanho e volfrâmio nas sequências sedimentares e vulcânicas que constituem o Paleozoico português é muito fragmentária, o que pode traduzir mais a ausência de estudos nesta perspectiva, do que a inexistência efectiva deste processo metalogenético.

Para o caso da cassiterite, citem-se as observações de Inverno e Ribeiro (1980) que apontam para a existência de agregados muito finos de cassiterite, disseminada nos xistos e moldada pela clivagem xistenta da F1 hercínica. Outra evidência indirecta provém do jazigo de Montesinho (Pereira, 1981). Com efeito, verifica-se neste jazigo um controle litológico muito

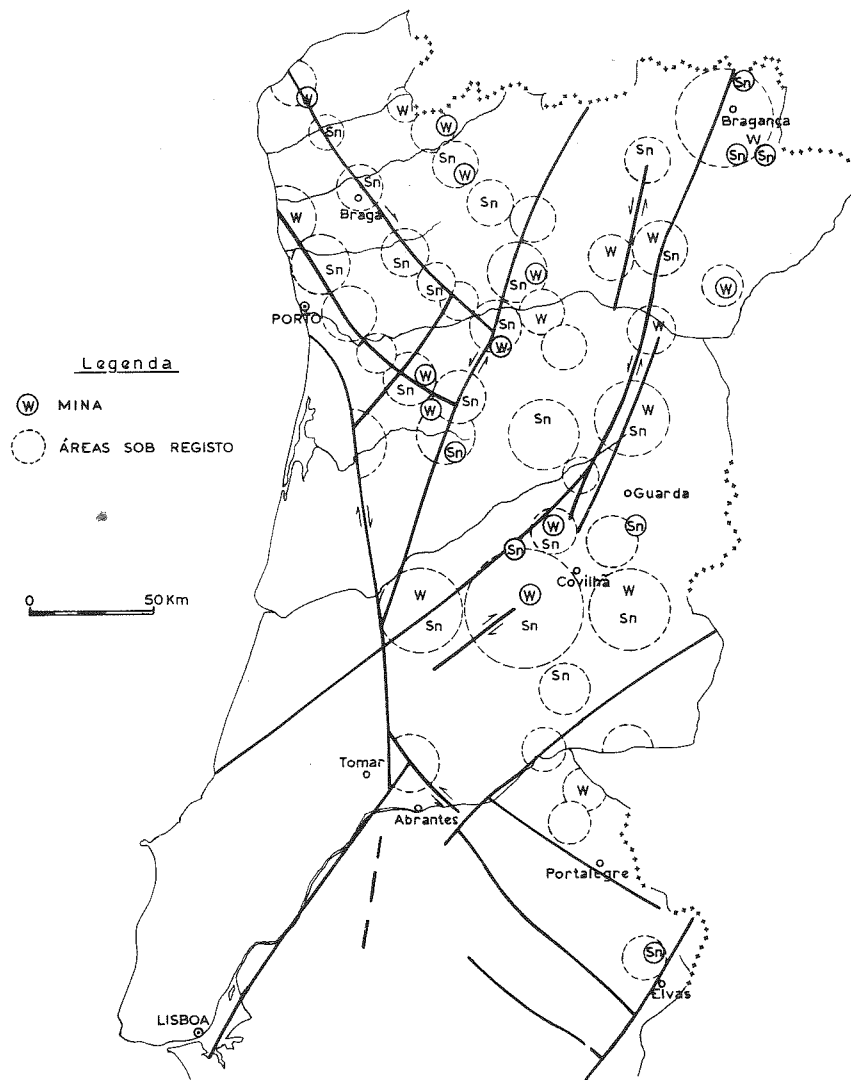


Fig.1 - DISTRIBUIÇÃO DAS MINERALIZAÇÕES ESTANO-WOLFRAMÍTIAS

acentuado da mineralização de cassiterite, que tende a concentrar-se nos xistos pelíticos carbonosos do Lanvirniano — Landeiliano. Veremos em seguida, que o controle estrutural do jazigo — zona de cisalhamento à escala regional, atravessando um sinclinal destas formações e transitando para um anticlinal nos quartzitos arenigianos — não pode explicar o enriquecimento nos xistos pelíticos, uma vez que os quartzitos menos dúcteis propiciariam uma melhor abertura das fendas de tracção em "echelon", ao contrário do observado. Isto conduz-nos a admitir uma pre-concentração da cassiterite nas formações pelíticas, o que parece ser confirmado pela possível ocorrência de cassiterite fina, detritica, em algumas amostras desta formação.

No referente ao volfrâmio, dadas as características físicas dos minérios deste elemento, a ocorrência de "paleo-placers", para além de eluviões muito próximos de jazigos primários é altamente improvável. A pre-concentração a existir seria de origem química ou exalativa-sedimentar. Assim, na área do jazigo da Borralha, Noronha (1976) assinala a presença de scheelite deformada pelas fases precoces da orogenia hercínica, em rochas calco-silicatadas de idade silúrica. Os granitóides vizinhos instalaram-se posteriormente a estas fases, pelo que não podem ser responsáveis pela génese do referido minério.

Em contexto geológico semelhante, podem citar-se: — as ocorrências de Telões — Amarante com scheelite disseminada em níveis de rochas calco-silicatadas que passam a vulcanitos ácidos e básicos do Silúrico (Pereira, cartografia em curso da folha de Celorico de Basto); o jazigo de Cravezes (Viegas et al. 1976) onde ocorre scheelite em níveis calcosilicatados associados a fácies tele-vulcânicas, sem a ligação espacial habitual aos granitóides hercínicos; a ocorrência do skarn com scheelite de Cedães (Ribeiro, 1971); e do skarn do jazigo de Valdarças com scheelite, ferberite pseudomórfica segundo scheelite e volframite, acompanhadas por pirrite e pirite abundantes, sugerindo origem vulcânica (Bayer, 1968).

No Complexo Xisto Grauváquico são frequentes as ocorrências de scheelite estratóides em níveis de rochas calco-silicatadas, dentro e fora das auréolas termometamórficas dos granitóides hercínicos. Estas ocorrências têm sido interpretadas classicamente como controlo topomineral em rochas carbonatadas de fluidos mineralizantes, ricos em volfrâmio, geneticamente ligados a granitóides hercínicos.

No entanto, a existência de uma pré-concentração em volfrâmio não é de excluir, sobretudo depois da descoberta de ocorrências estratóides de scheelite em níveis calco-silicatados dentro da formação "Olho de Sapo" (Iglésias e Arribas, 1981). As ocorrências e jazigos de scheelite dentro do Complexo Xisto Grauváquico corresponderiam, então, a fácies distais do processo sedimentar e/ou vulcânico responsável pela génese das ocorrências de scheelite na zona de "Olho de Sapo", o que explicaria a tendência para a concentração das referidas ocorrências à medida que se caminha para nordeste dentro da Zona Centro-Ibérica. Na explicação clássica, esta zonalidade resultaria de um gradiente de metamorfismo regional e de contacto

ligado à maior densidade de granitóides hercínicos e das auréolas de plutonometamorfismo, à medida que se caminha para nordeste. Para discriminar entre as duas hipóteses metalogenéticas, impunha-se um estudo geoquímico detalhado que confirmasse ou infirmasse a presença de scheelite fora das auréolas de contacto dos granitóides hercínicos. De facto, não são conhecidos jazigos de scheelite acima da zona da biotite de metamorfismo regional hercínico, o que prova a influência deste na distribuição daquele minério, mas, obriga, em contrapartida, a admitir a mobilização a partir de pre-concentração sedimentar ou vulcânica.

Veremos adiante que a consideração de controlos petrológicos de jazigos espacialmente ligados a granitóides hercínicos constituem também argumentos, ainda que indirectos, a favor de pre-concentrações de volfrâmio por via sedimentar e/ou vulcânica.

3 — CONTROLE PETROLÓGICO

Dentro da zona paleogeográfico-estrutural que se vem considerando, ou seja Zona Centro-Ibérica, sub-Zona Galiza Média Trás-os-Montes, as rochas graníticas hercínicas subordinam-se a dois grandes grupos, Capdevila et al. (1973):

— Granitos palingenéticos (autóctones, para-autóctones e alóctones) gerados por anatexia húmida da parte média da crosta. Implantam-se em níveis estruturais baixos sob condicionamento orogénico e do metamorfismo regional.

— Granitos híbridos, gerados por fusão seca basical e contaminação infracrustal. Trazem frequentemente associadas rochas gabro-dioríticas e quartzo-dioríticas e instalam-se em níveis estruturais altos, após o máximo desenvolvimento do metamorfismo regional. Os termos precoces desta série são, porém, sincinemáticos.

Dos trabalhos de geoquímica sobre granitos portugueses, Oliveira (1970), Albuquerque (1971), Macedo (1974), Martins e Savedra (1976), L. Ribeiro (1980), Oliveira e Pereira (1980), etc. sobressai, através dos valores de Na e Ca e das relações Na/K e $Al/[Na + K + (Ca/2)]$, que os granitos do primeiro grupo são equiparáveis ao tipo S e os granitóides do segundo grupo se aproximam mais do tipo S que do tipo I, segundo os conceitos de Chapell e White (1974) e White et al. (1977).

Na falta de dados químicos, as características mineralógicas e petrográficas referentes a uns e outros daqueles garnitos portugueses expressam a mesma tendência. Apenas, no concernente aos batólitos discordantes, atribuídos ao granito do Gerez e conotados também com a série híbrida de Capdevilla et al (op. cit.), os poucos dados químico-mineralógicos disponíveis aproximam-nos mais do tipo I que do tipo S.

Sumariza-se a mineralogia divisiva de White et al. (op. cit.) para cada um dos grupos de granitos portugueses ao mesmo tempo que se referencia a situação no orógeno hercínico. Assim:

Os granitos palingenéticos, "alcalinos", sincinemáticos, são caracterizados pela presença de mosco-

vite primária, alumino-silicatos, cordierite e granada. Dos minerais económicos ligados a estes granitos ocorre com frequência estanho e mais raramente tungsténio.

Granitos e granodioritos da série híbrida, "calco-alcalinos", tardi a pos-tectónicos, podem conter mineralogia semelhante à do grupo anterior. À medida, porém, que vão surgindo termos mais básicos ocorrem esfena, plagioclases zonadas e hornblenda pseudomorfa de piroxenas, denotando a fusão incompleta de materiais mantélicos. As mineralizações tungstíferas são mais abundantes que as estaníferas.

Os granitos do Gerež, provavelmente pos-tectónicos, exibem plagioclases zonadas e incluem como minerais subordinados apatite, esfena, clinocianita, alanite e magnetite (Palácios, 1974). Geneticamente relacionadas com este granito, encontram-se mineralizações de tungsténio e molibdénio.

Ora, sendo um jazigo mineral, não a resultante de um processo monogenético, mas, de uma série de processos conjugando factores geológicos favoráveis, não parecerá estranho que as duas granitizações hercínicas mais importantes em Portugal sejam portadoras de mineralizações de Sn e W. Aceite a génese de Capdevilla et. al. (op. cit.) para os granitos, as diferentes idades e o ambiente paleogeográfico, antes aduzido, aquela paragénesis é compatível.

Este controle petrológico de que se gisaram os traços mais gerais parece, às vezes, interferir em maior grau de especialização. Com efeito, alguns dados empíricos relativos a jazidas portuguesas permitem-nos erigir as questões seguintes:

— Em sistema fechado, sem aparente influência de outros maciços, os granitos mais diferenciados da série sincinemática, "alcalina", denotam excesso de Na no meio. Traduz-se por albitizações tardias quer da plagioclase quer dos feldspatos potássicos, se presentes. Põe-se pois a questão de saber em que medida o sódio remanescente interfere na especialização estanífera destes granitos?

Entre os casos mais sugestivos de granitos sincinemáticos, nestas circunstâncias, apontam-se Montesinho, Tarouca, Vila Real, Boticas, Barroso, etc.. Situação idêntica, mas, com diferenciados de granitos "calco-alcalinos" tardi a poscinemáticos, observa-se com os aplitos estaníferos da região de Amarante. Fariña Ramos (1981) deparou condição análoga, no plutónio de Fráguas — Guarda.

— Por outra via e por processos igualmente endógenos, o excedente de potássio poderá condicionar a especialização tungstífera de um granito? É bem patente a feldspatização potássica tardia nos granitos tardi a postectónicos dispersos pelo país, portadores daquela mineralização.

Exemplo curioso é o da mina de Vale das Gatas — Sabrosa. A rocha que suporta o filão essencialmente mineralizado em volframite e, acessoriamente, em cassiterite e scheelite, é um granito sincinemático foliado, idêntico ao de Vila Real. Difere deste por exibir, localmente, feldspatização microclínica tardia expressa em megacristais.

A contrapor a estes controles petrológicos

observa-se no Complexo Xisto Grauváquico da região do Douro (Ramos e Viegas, 1980) que são abundantes as ocorrências e jazigos de scheelite em níveis por vezes muito espessos de rochas calco-silicatadas (Armamar, Tabuaço, Almendra, Tarouca, etc.) em zonas afectadas por metamorfismo termal induzido por granitoides sincinemáticos. Estes apresentam especialização estanífera tendo dado lugar a explorações de cassiterite em diferenciados aplopegmatíticos. Os granitoides pos-tectónicos aos quais estão associados espacialmente filões de quartzo com volframite (Schermerhorn, 1956) encontram-se, por vezes, muito afastados destes jazigos o que levanta a suspeição de se tratar de pre-concentrações em scheelite de origem vulcânica e/ou sedimentar, tendo os granitoides sincinemáticos um papel unicamente remobilizador das concentrações pre-existentes, devido à elevação da temperatura e pressão dos fluidos que acompanhou a sua instalação.

4 — CONTROLE ESTRUTURAL

Para os jazigos espacialmente ligados aos granitoides orogénicos o controle estrutural impõe-se através de várias vias.

Uma via directa consiste no condicionamento tectónico, à escala regional e local, que vai comandar o mecanismo de intrusão dos granitoides. Este condicionamento refere-se quer à posição dos jazigos, uma vez que os fluidos mineralizantes tendem a concentrar-se nas zonas apicais dos batólitos e bossas (Wisser, 1960) e a circular preferencialmente ao longo de fracturas e zonas de cisalhamento, quer à orientação do campo filoniano satélite dos granitoides, controlada por campos de tensões regionais e locais.

Mas a tectónica intervém também por vias mais indirectas; assim, o tipo de magmatismo é controlado pela distância à zona de subducção que vai desencadear o processo orogénico, e a posição dos granitoides depende muitas vezes da presença de cisalhamentos intracontinentais que vão comandar a geração e ascensão dos magmas que lhes dão origem.

Nesta perspectiva vamos considerar por ordem cronológica o controle estrutural dos diferentes jazigos de Sn e W tendo em atenção as diferentes fases de deformação à escala regional (Noronha et al., 1974) e a sua relação com a instalação dos vários tipos de granitoides atrás definidos.

Aplicando esta tipologia o jazigo de cassiterite de Montesinho surge-nos como o mais antigo dos espacialmente ligados a granitoides sinorogénicos (Pereira, 1981). Trata-se de filões de quartzo com encosto de greisen encaixados em xistos do Lanviriano-Landelliano com minerais de metamorfismo de contacto deformados pela 2.^a fase hercínica, o que denuncia a proximidade de uma cúpula granítica, evidenciada pela presença, nos níveis mais profundos, de aplopegmatitos e maior densidade de minerais termometamórficos.

O sistema filoniano principal mostra uma disposição de fendas de tracção "en échelon" que indicam um cisalhamento dúctil-frágil esquerdo com orientação

N 80 E, subvertical. Os filões mostram uma deformação com fracturação do seu enchimento (quartzo, moscovite, cassiterite e berilo) coplanar com S_2 do encaixante, em algumas amostras pode observar-se a cassiterite, boudinada e moldada pela xistosidade S_2 .

A mineralização é anterior à 2.^a fase de deformação; e, por outro lado, verifica-se a compatibilidade entre a direcção de compressão máxima, (σ_3) deduzida a partir do cisalhamento principal e a inferida a partir das dobras da primeira fase hercínica nesta região, com eixos levemente mergulhantes para SE e planos axiais levemente inclinados para SW. Dado o carácter dúctil-frágil do cisalhamento, é provável que a instalação do campo filoniano e da cúpula granítica associada se tenha dado no fim da primeira fase hercínica.

Durante a 3.^a fase de deformação regional, no Westefaliano, ultima-se a instalação de granitóides pertencentes a dois grupos: granodioritos precoces e granitos de duas micas, (Capdevila et al., 1973) com idades isotópicas entre 300 e 320 MA.

Esta 3.^a fase de deformação é caracterizada por -horizontais de direcção NW-SE; o achatamento (XY) é paralelo ao plano axial das obras e o estiramento (X) é coincidente com o eixo das dobras (estiramento em b). Obedecendo ao mesmo sistema de tensões geram-se cisalhamentos dúcteis conjugados do tipo desligamento fazendo ângulos obtusos com a direcção de compressão máxima, Z (Iglesias e Ribeiro, 1981 b).

O controle que estes acidentes exercem sobre a mineralização de Sn, W e U é evidenciado pela simples leitura da Carta Mineira, sendo claro o alinhamento dos jazigos sobre os antifomas (por ex.: Chaves — Miranda do Douro, Brandão et al., 1981) e sobre os desligamentos (por ex.: Penalva do Castelo — Juzbado, Iglésias e Ribeiro, 1981 a), desta fase de deformação. Alguns destes alinhamentos tinham sido já figurados por Neiva (1944).

O único jazigo de Sn-W especialmente relacionado com granodioritos precoces é o de Murçós (Noronha, 1980). Trata-se de filões de quartzo com scheelite encaixados no granodiórto de Murçós e no seu exocontacto. O conjunto é fortemente deformado pela fase intrawestefaliana, apresentando a scheelite sintomas de deformação postcristalina.

Como factores que controlam estruturalmente o jazigo assinala-se que ele se situa numa depressão axial do antifoma de Chaves — Miranda do Douro e na terminação da zona de cisalhamento direita de Laza — Rebordelo, subvertical e com direcção NNW-SSE, do tipo II (Iglesias e Ribeiro, 1981 b). Isto sugere que possa haver relação causal entre os dois factores: a heterogeneidade que controla a deformação é o bordo NE do batólito compósito que intruiu na zona de charneira do antifoma Chaves — Miranda do Douro, cuja obliquidade em relação ao plano de tensão de cisalhamento máximo da 3.^a fase de deformação, induziu a presença da zona de cisalhamento do tipo II com planos C subverticais de direcção N 20°W e planos S subverticais de direcção N 60° W, (fig. 2). Na terminação SE deste batólito dá-se forte achatamento paralelo ao plano axial do antifoma, o que, por o estiramento se

fazer segundo b, induz uma depressão axial do mesmo antifoma. O cortejo filoniano e a mineralização que acompanham uma pequena bossa secundária no bordo SE do batólito sofreram intensa deformação essencialmente pós-cristalina (Fig. 2).

Especialmente ligados aos leuco-granitos de duas micas são conhecidos muitos jazigos de Sn e W. Dado que estes granitos formam uma sequência com termos precoces a tardios em relação à terceira fase de deformação regional, encontram-se vários tipos de situações se atendermos à relação entre mineralização e deformação, com todas as transições entre os tipos principais.

No primeiro tipo, os filões mineralizados sofrem a mesma deformação total que o granito de que constituem cortejo e o seu encaixante. Como exemplo citem-se os filões aplíticos com cassiterite de Gontães no bordo SW do granito de duas micas de Vila Real. (Borges et. al., 1979).

No segundo tipo os filões mineralizados, formando sistemas de cisalhamento conjugados "en échelon", sofrem apenas os últimos incrementos da deformação produzida durante a 3.^a fase. Cortam pois o S_3 do encaixante mas os seus bordos são ainda afectados por flexão devido ao contraste de ductilidade com o mesmo encaixante. Como exemplo citem-se os aplitos mineralizados com cassiterite da região do Salto, Montalegre (Borges, et. al., 1979).

No terceiro tipo, a mineralização ocorre ao longo de zonas de cisalhamento pelas quais se traduz a deformação da terceira fase sobretudo nos membros mais recentes da sequência dos granitos de duas micas, por vezes com megacristais. Pode citar-se como exemplo o Couto Mineiro de Vale das Gatas, com o cisalhamento de Vinheiros — Vale das Gatas — Saudel — Vale Escuro, correspondente a um cavalgamento com orientação WNW-ESE e componente de desligamento esquerdo e o cisalhamento de Prainelas — Delegada — Coelheira, de direcção NNW-SSE e movimento do tipo desligamento direito. Trata-se fundamentalmente de filões de quartzo com volframite e cassiterite subordinada e de filões aplo-pegmatíticos com cassiterite (Ribeiro e Ramos, 1979; Pereira e Cruz, 1980; Merino, 1981).

Um outro exemplo é constituído pela geração mais antiga de filões de quartzo com scheelite da Mina de Fonte Santa, localizado junto à pequena cúpula de granito deformado de Fonte Santa e que se situa sobre a zona de cisalhamento de Bemposta — Moncorvo, de direcção ENE-WSW e movimentação do tipo desligamento esquerdo. (Rebello, in Iglesias e Ribeiro, 1981 a).

O último tipo corresponde a filões instalados em fracturas correspondentes aos últimos estádios de deformação frágil da 3.^a fase. Pode exemplificar-se com os filões de quartzo com cassiterite e volframite ao longo do antifoma de Chaves — Miranda do Douro, (Brandão et. al., 1978). A mineralização aloja-se preferencialmente em fendas de tracção, normais ao eixo do antifoma, dado que o estiramento é segundo b. A razão para este facto reside no aumento de densidade da rede de fendas com a profundidade, e a sua diver-



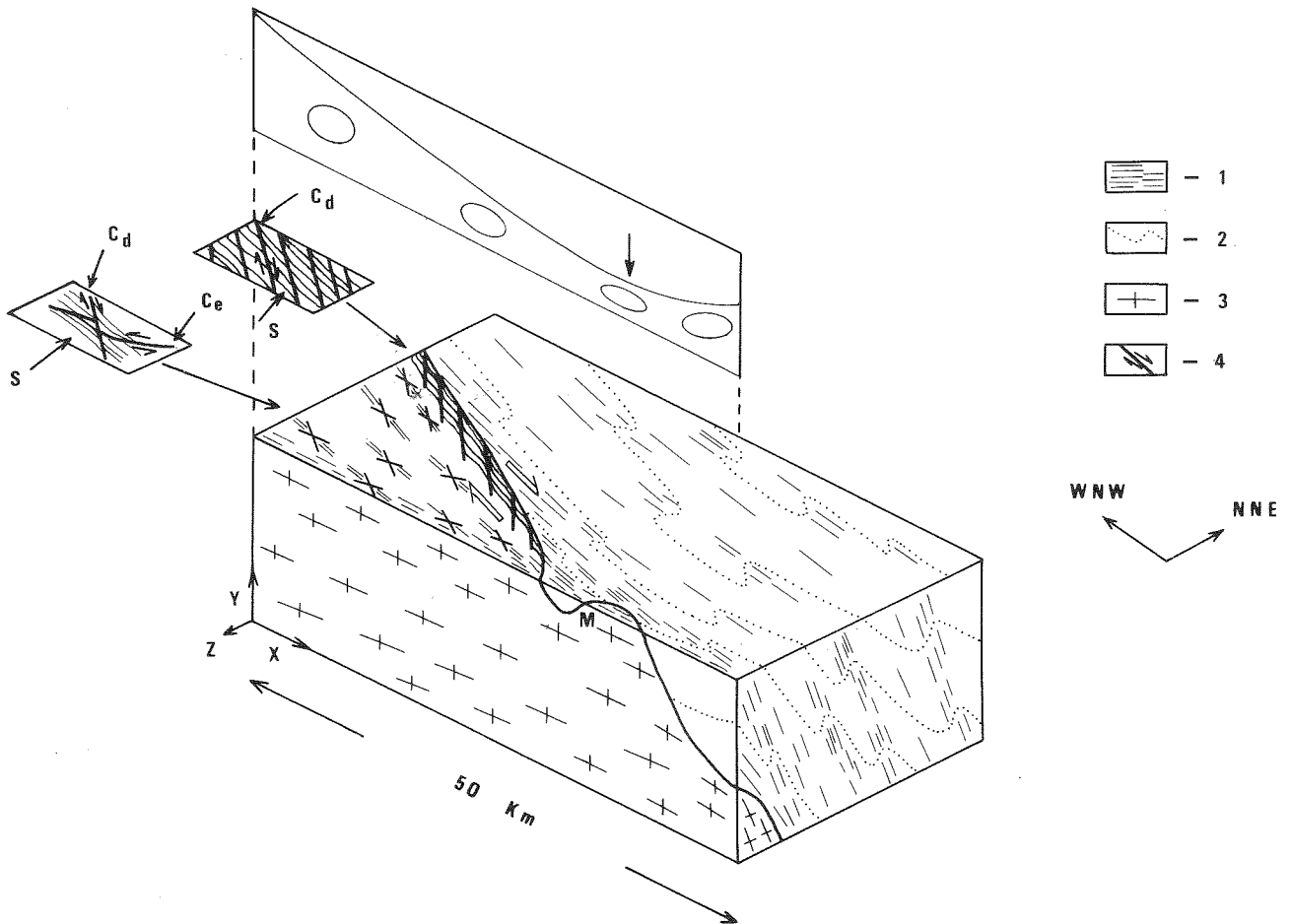


Fig. 2 — Posição estrutural do jazigo de Murçós (Trás-os-Montes Oriental).

- 1 — Clivagem de crenulação passando a xistosidade da F₃ hercínica.
 - 2 — Estratificação coincidente com clivagem xistenta de F₁ hercínica nos metassedimentos.
 - 3 — Granitóides deformados pela F₃ hercínica do antiforma Chaves-Miranda do Douro.
 - 4 — Superfícies C, de cisalhamentos esquerdos (Ce), direitos (Cd) e de achatamento (s) nos granitóides deformados pela F₃ hercínica.
- M — Murçós; X Y Z, — eixos do elipsóide de deformação da F₃ hercínica. A seta indica a depressão axial no antiforma Chaves-Miranda do Douro.

gência, devido a um maior estiramento em *b* nas depressões axiais.

Os últimos granitóides a instalar-se na cadeia hercínica da Península são os granodioritos tardios com idade isotópica em torno dos 280 MA (Pérmico inferior), unicamente afectados pelas fases de desligamento frágeis, tardi-hercínicas. Trata-se de granitóides em maciços circunscritos instalados por processos variados (digestão em grande escala do encaixante, subsidência em caldeira, injeção forçada). O facto de se tratar de intrusões posttectónicas confere-lhe uma característica comum: o cortejo filoniano que os acompanha é controlado, em primeiro lugar, pelo campo de tensões local ligado ao mecanismo de intrusão: em segundo lugar, pela fracturação

pre-existente, intervindo o campo de tensões regional apenas para modificar no detalhe a geometria do campo filoniano.

Propomos para o campo de tensões ligado à instalação de uma cúpula pos-tectónica a seguinte evolução no tempo, (fig. 3).

— Durante a fase de ascensão do maciço intrusivo obtém-se σ_3 vertical, devido à pressão do magma ascendente σ_2 radial e σ tangencial porque tal o permite a dilatação induzida pela intrusão (Odé, 1957). A pressão dos fluidos é suficientemente elevada para se dar fracturação hidráulica (Jager e Cook, 1976) e abertura de uma rede filoniana radial em torno do centro eruptivo.

— Quando se atinge o equilíbrio entre a pressão

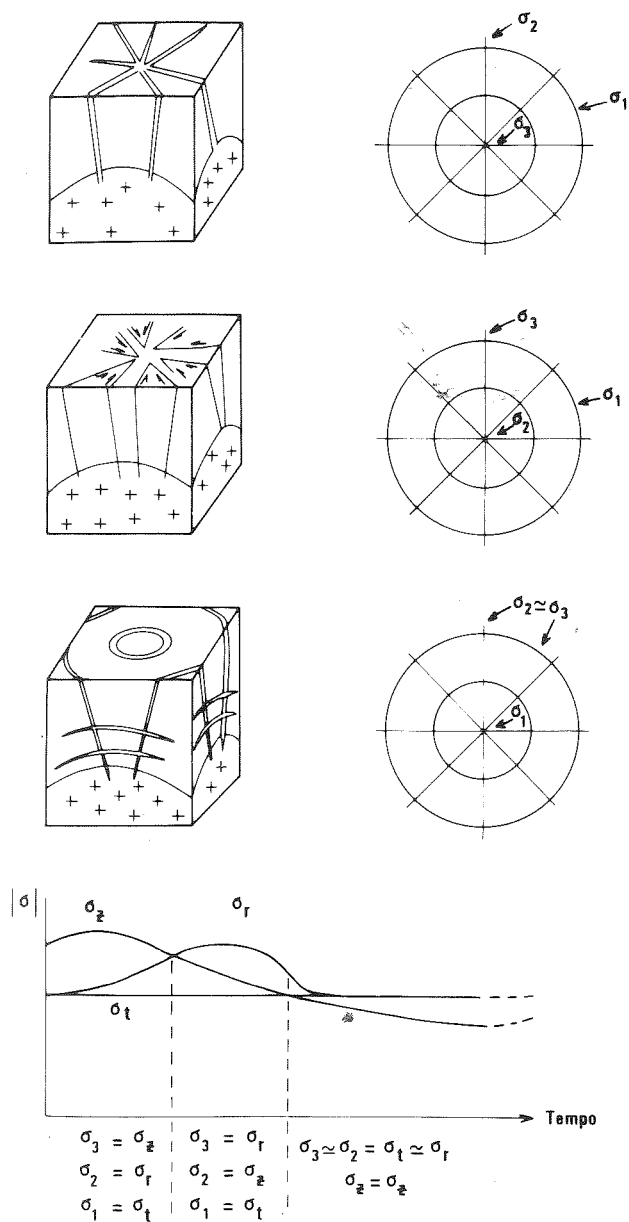


Fig. 3 — Evolução do campo de tensões ligado à instalação de uma cúpula de granitóide pós-tectónico. σ_3 — tensão compressiva máxima (negativa); σ_2 — tensão compressiva intermédia; σ_1 — tensão mínima (positiva); σ_z — tensão actuando segundo a vertical; σ_r — tensão radial; $-\sigma_t$ — tensão tangencial.

do magna ascendente e a resistência oferecida à intrusão pelas paredes da rocha encaixante σ_3 torna-se radial, σ_2 vertical e σ_1 tangencial. A baixa de pressão dos fluidos obriga agora a que a cedência não seja por tracção mas por cisalhamento e geram-se cisalhamentos conjugados, bissectados em cada ponto pela direcção radial.

— Quando o maciço entra em fase de solidificação por arrefecimento dá-se a contracção da zona apical. A tensão radial e tangencial tendem a equilibrar-se ($\sigma_2 \approx \sigma_3$) e σ_1 torna-se vertical. Se a pressão dos fluidos for ainda superior à soma da tensão vertical e da resistência à tracção (Jaeger e Cook, 1976) geram-se pelo mecanismo de fracturação hidráulica, fendas de tracção subhorizontais e, simultaneamente, filões concêntricos em cisalhamentos abertos.

As considerações anteriores aplicam-se sobretudo a uma cúpula com secção circular; para outros tipos de secções o campo de tensões pode variar a sua configuração (Khoide e Bhattacharji, 1975).

Como exemplo do cortejo filoniano instalado durante os estádios precoces, cite-se o caso das Minas de Argemela, Fundão (Inverno e Ribeiro, 1980). Os filões de quartzo com cassiterite dispõem-se segundo fendas de tracção radiais, e fendas de cisalhamento conjugadas, também radiais, em relação a uma cúpula de granitóides cuja proximidade é denunciada por metamorfismo de contacto e pela ocorrência de microgranitos cortados por sondagens profundas.

Como exemplo do cortejo filoniano instalado durante o último estágio citamos o caso da Panasqueira (Thadeu, 1951; 1979). Os filões de quartzo com volframite e, subordinadamente, cassiterite dispõem-se horizontalmente no exocontacto de uma cúpula de granito gneisenizada que foi encontrado nos níveis mais profundos da mina. Trata-se de granito post-tectónico com idade isotópica de 280 ± 11 A (Clark, 1977). A disposição subhorizontal do campo filoniano é explicável pelo modelo que referimos atrás, (fig. 4). O exame das terminações de filões do tipo "rabc de

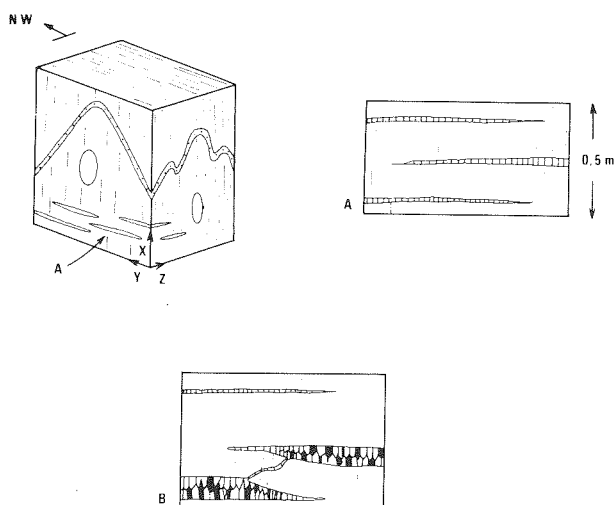


Fig. 4 — Controle estrutural do campo filoniano do Jazigo da Panasqueira (Beira Baixa). A — Situação no fim da primeira fase hercínica. B — Situação após a instalação da mineralização. X Y Z — Eixos de elipsóide de deformação de F1 hercínica.

enguia" e a estrutura do tipo "comb" dos filões mineralizados mostra que estes resultam de reabertura de fendas de tracção normais ao estiramento da primeira fase de deformação (X_1) subvertical na clivagem xistenta ($X_1 Y_1$) também subvertical e direcção NW-SE; este estiramento é realçado pela recristalização mimética pos-tectónica resultante do termometamorfismo de contacto provocado pela instalação da cúpula granítica. Verifica-se pois que a posição do estiramento, que nesta região se faz segundo o eixo cinemático a , vai controlar a orientação das fendas de tracção geradas no fim da deformação que produziu a clivagem xistenta regional, da primeira fase de deformação.

A lineação de intersecção da clivagem S_1 com a estratificação é dispersa devido à existência de dobras sardas, no Complexo xisto-grauváquico; estas são anteriores à clivagem e a sua amplitude é exagerada pela deformação da primeira fase hercínica, justamente porque o estiramento se faz em a ; a observação da orientação subhorizontal dos eixos das dobras acima da discordância de base do Ordovício confirma a nossa análise e invalida a interpretação de Marignac (1973); esta fora já criticada por Clark (1977) por não ter em conta as correctas relações entre metamorfismo, instalação do granito e deposição da mineralização já estabelecidas por Thadeu (1959; 1979).

No fim da orogenia hercínica dá-se a intrusão da cúpula da Panasqueira e as fendas de tracção são reabertas porque se encontram favoravelmente orientadas quando σ_1 se torna vertical. A ascensão dos fluidos mineralizantes deu-se favoravelmente através dos filões inclinados designados por "galos" conforme proposto por Thadeu (1951), e estes funcionariam como sistema concêntrico em relação à cúpula. Dado que durante a primeira fase hercínica as condições seriam as de metamorfismo regional na zona de clorite (P elevada, T baixa) e durante a intrusão da cúpula se estaria em condições de zona de cordierite, uma auréola termometamórfica (P baixa, T elevada) este esquema poderia ser corroborado por via independente através do estudo paleotermométrico e paleobarométrico das inclusões fluidas nos filões mineralizados e nas fendas de tracção que prolongam os "rabos de enguia".

O mesmo esquema de controlo estrutural ocorre para outros jazigos (Gois e Segura) situados também na faixa xistenta das Beiras com estiramento em a , e no Couto Mineiro de Rio de Frades. Aqui os filões de quartzo com volframite, satélites do granito de Regoufe, resultam também de reabertura de fendas de tracção subhorizontais, normais ao estiramento X_3 subvertical no plano de xistosidade da terceira fase de deformação. Esta situação anómala do estiramento é provavelmente devida ao facto de se estar na terminação da zona de cisalhamento esquerda do sulco carbonífero dúrico-beirão. (Baptista, 1981).

O campo de tensões regional durante a instalação dos granitóides postectónicos é denunciado pela tendência para o alongamento na direcção E-W dos maciços, pelo seu alinhamento também nesta direcção e pelo alinhamento dos jazigos de Sn e W que a eles estão ligados, de que o exemplo mais flagrante é o

caso da faixa Gois — Panasqueira — Argemela, (Carvalho, 1974). Deduz-se que este campo de tensões corresponde a σ_3 N-S, σ_2 vertical e σ_1 E-W, compatível com a fase mais antiga de desligamentos frágeis tardi-hercínicos.

5 — CONCLUSÕES

Procurando sintetizar os factores que comandaram a génese da mineralização da província estano-volframítica portuguesa, salientamos que todos os factos e inferências recentemente acumulados apontam para um processo complexo e multifásico que se contrapõe à hipótese classicamente admitida de ligação genética com os granitóides postectónicos. De facto, considerações sobretudo estruturais levaram-nos a admitir que existem jazigos de estanho e volfrâmio ligados a granitóides mais antigos; considerações petrográficas corroboram este ponto de vista e obrigam a considerar a ligação granitóide-mineralização como de carácter espacial e não genético.

Finalmente, indícios convergentes de várias origens levam-nos a admitir uma possível pre-concentração por processos sedimentares, no caso da cassiterite, e/ou vulcânicos, no caso da scheelite, que terão sido fundamentais na génese dos jazigos em estudo.

Dentro desta óptica, os processos metalogenéticos integram-se harmoniosamente na evolução geológica do orógeno hercínico Ibérico intervindo em cada fase do ciclo geológico que foi responsável pelo reprocessamento, provavelmente com acreção, da crusta Precâmbrica (Proterozóica Inferior?) até à formação de nova crusta Hercínica. Assim deu-se, provavelmente, erosão de antigos jazigos de estanho e volfrâmio, sua pre-concentração em "paleo-placers" e em armadilhas condicionadas por via química, remobilização ligada ao plutonismo pre-orogénico e aos processos de metamorfismo regional e plutonismo sinorogénicos, com fixação final da mineralização em domínios favoráveis do ponto de vista estrutural.

A metalogenia do estanho e volfrâmio é, pois, um processo complexo e poligenético que constitui, para as substâncias úteis, a versão de processos geodinâmicos mais gerais para os constituintes normais da crusta.

BIBLIOGRAFIA

- ALBUQUERQUE, C.A.R., (1971) — Petrochemistry of a series of granitic rocks from Northern Portugal. Bull. Geol. Soc. Am., V. 82 pp. 2783-2798.
- BAPTISTA, R., (1981) — Couto Mineiro de Rio de Frades. Reconhecimento Geológico. Relatório interno, Soc. Port. Empreendimentos. Lisboa.
- BORGES, F.; NORONHA, F.; PEREIRA, E.; e RIBEIRO, A., (1979) — Ocorrência de filões aplíticos deformados, com mineralização estanífera (nota prévia). Museu e Lab. Mineral. Geol. Fac. Ciências Porto, V. CXI, p. 223-229.
- BRANDÃO, J. M.; SILVA, A. R. da, e RIBEIRO, A., (1978) — "Controle" estrutural da mineralização do estanho e volfrâmio no antiforma de Chaves-Miranda do Douro (Trás-os-Montes Oriental). Com. Serv. Geol. Port., (Lisboa), 63; p. 171-178.

- BAYER, H. (1968) — Lagerstätten Kundlich — Petrographische Untersuchungen der Wolframvorkommen von Valdearcas bei Covas, District Viana do Castelo, Nordwest Portugal, und ihrer Nebengesteine. Diss. Rhein-Westf. Techn. Norhsch. 229 p. Aachen.
- BARD, J.P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, Ph.; e RIBEIRO, A., (1972) — Le Precambrien de la Méséta Ibérique. Notes e Mem. Serv. geol. Maroc., n. 236 pp. 315-335.
- CAPDEVILA, R.; CORRETGÉ, G.; e FLOOR, P., (1973) — Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique. Bull. Soc. Geol. Fr. (7), XV, (3-4), p. 209-228.
- CARVALHO, D., (1974) — Lineament patterns and hypogene mineralization in Portugal. Problems of ore deposition, IV. IAGOD Symposium, Varna, V. 2 p. 444-453. Est. Not. Trab. do S.F.M., V. XXIII fasc. 3-4 pp. 91-106.
- CERVEIRA, A. (1952) — Relações entre os jazigos hipogénicos portugueses de ouro e tungstênio. Bol. Soc. Geol. Port., Porto, V. 10 pp. 134-144.
- CHAPEL, B. W.; e WHITE, A. J. R., (1974) — Two contrasting granite types. Pacific Geology Tokyo 8, pp. 173-174.
- CONDE, L.; e ANDRADE, A. Soares, (1971) — Relato da subsecção d) f). sínteses geológicas regionais de secção 1, geologia. I CHILAGE, comunicações (Relatos), P. 61-69, Madrid e Lisboa.
- HORSNAIL, R. F., (1979) — The geology of tungsten. Proceedings of the First International Tungsten Symposium, p. 18-31.
- IGLESIAS M. e Arribas Moreno, A., (1981) — Presencia de niveles calco-silicatados com scheelite intercalados en la formacion "Ollo de Sapo" en la zona de Villadepera (Zamora). VII Reunion sobre Geol. Oeste Peninsular, Madrid.
- IGLESIAS, M.; e RIBEIRO, A., (1981 a) — La zone de cisallement ductile de Juzbado (Salamanca) — Penalva do Castelo (Viseu): um lineament ancien réactivé pendant l'orogénese hercynienne?. Com. Serv. Geol. Port.
- IGLESIAS, M.; e ROBEIRO, A., (1981 b) — Zones de cisallement ductile dans l'arc ibéro-armoricain. Com. Serv. Geol. Port.
- IGLESIAS, M.; e RIBEIRO, A., (1981 c) — Position stratigraphique de la formation "Ollo de Sapo" dans la region de Zamora (Espagne) — Miranda do Douro (Portugal). Com. Serv. Geol. Portugal.
- INVERNO, C.; e RIBEIRO, M. L. (1980) — Fracturação e cortejo filoniano nas Minas de Argemela (Fundão). Com. Serv. Geol. Port., Lisboa, 66, 185-193.
- JAEGER, J. C.; e COOK, N.G.W., (1976 — 2.ª edição) — Fundamentals of rock mechanics, Londres, Chapman and Hall, 585 p.
- JAGER, E., (1979) — Evolution of the European Continent. Lectures in Isotope Geology; E. Jager e J. C. Hunziker, (ed.); Berlin, Springer — Verlag, p. 222-224.
- KELLY, W., (1977) — The relative timing of metamorphism granite emplacement and hydrothermal ore deposition in the Panasqueira district (Beira Baixa, Portugal). Com. Serv. Geol. Port., t. LXI, Lisboa, p. 239-244.
- KOIDE, H.; e BATTACHARJI, S., (1975) — Formation of fractures around magmatic intrusions and their role in ore localization. Economic Geology, vol. 70, pp. 781-799.
- MACEDO, J. R. (1974) — Contribuição para o conhecimento petroquímico das rochas graníticas da área de Braga. Bol. Geol. Min. T. LXXXV-VI pp. 725-738.
- MARIGNAC, C., (1973) — Analyse structurale de l'environnement du gisement à tungstène — étain de Panasqueira (Beira Baixa, Portugal); implications génétiques. C. R. A. Sc. Paris, T. 277, 269-272.
- MARTINS, J. Ávila e SAVEDRA, J. (1976) — Estudo do processo de enrubescimento do granito da Serra do Gerês (Norte de Portugal). Mem. e Not., Pub. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, n.º 82, pp. 79-93.
- MERINO, H., (1981) — Controlo estrutural da mineralização no jazigo de volfrâmio de Vale das Gatas (Trás-os-Montes). Rel. de estágio científico, Fac. Ciências, Lisboa.
- NEIVA, J. M. Cotelo, (1944) — Jazigos portugueses de cassiterite e de volfrâmio. Com. Serv. Geol. Portugal, 25, pp. 251.
- NORONHA, F., (1976) — Niveaux à scheelite dans la zone tungstifère de Borralha. Leur importance metallogénique. Pub. Mus. Lab. Geol. da Fac. Ciências Porto n.º LXXXVII 4.º Ser. pp. 7-15.
- NORONHA, F.; RAMOS, J. M. F.; REBELO, J. A.; RIBEIRO, A. C.; RIBEIRO, M. L., (1979) — Essai de corrélation des phases de déformation hercynienne dans le Nord-Ouest Péninsulaire. Bol. Soc. Geol. Portugal, vol. XXI, P. 227-237.
- NORONHA, F., (1980) — Contribution à l'étude géologique du secteur Agrochão-Murçós. Relatório, Universidade do Porto.
- ODÉ, M., (1957) — Mechanical analysis of the dike pattern of the spanish reacks area, Colorado. Geol. Soc. Amer. Bull., 68, p. 567-578.
- OLIVEIRA, J. M. Santos, (1970) — Geoquímica de alguns granitos do norte de Portugal e suas relações com mineralizações estaníferas. Est. Not. Trab. do S. F. M. vol. 19 fasc. 3-4 pp.
- OLIVEIRA, J. M. Santos; e PEREIRA, E., (1980) — Geoquímica dos granitoides da região de Penafiel — Oliveira de Azeméis. I - Elementos alcalinos e alcalino-terroso. Com. Serv. Geol. Portugal, t. 66 pp. 11-31.
- PALÁCIOS, T., (1974) — Contribuição para o conhecimento petrográfico dos granitos do Gerês. Bol. Geol. Min. T. LXXXV-V, pp. 582-594.
- PEREIRA, E.; e CRUZ, J., (1980) — Reconhecimento geológico de superfície e posição dos trabalhos de prospecção no Couto de Vale das Gatas (Nota Prévia). Relat. interno, Soc. Port. Empreendimentos, Lisboa.
- PEREIRA, E., (1981) — Geologia e potencialidades do jazigo estanífero de Montesinho — Bragança. Relat. interno, Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- RAMOS, J. M. Farinha; e VIEGAS, L. F. S., (1980) — Algumas notas sobre a prospecção de mineralizações scheelíticas no Norte de Portugal. Com. Serv. Geol. Portugal t. 66 pp. 151-165.
- RAMOS, J. M. Farinha, (1981) — Geologia, geoquímica e interesse mineiro da área de Gonçalo — Seixo Amarelo — Benespera (Guarda). Tese pos-graduação em geoquímica na Universidade de Aveiro.
- RIBEIRO, A.; e RAMOS, J. F., (1979) — Reconhecimento estrutural do do jazigo de volfrâmio de Vale das Gatas (Vila Real). relat. interno, Serv. Geol. Port., Lisboa.
- RIBEIRO, A.; SEVERO, L.; e PEREIRA, E., (1980) — Análise da deformação da zona de cisalhamento Porto-Tomar na transversal de Oliveira de Azeméis. Com. serv. geol. Portugal, T. 66 p. 3-9.
- RIBEIRO, A., (1981) — A geotransverse through the variscan fold belt in Portugal. Geol. Mijnbouw, 60, p. 41-44.
- RIBEIRO, M.L., (1971) — Estudo petrográfico dos escarnitos com scheelite de Cedães (Trás-os-Montes). I Chilage, Secc. 1-geologia, t. II, p. 547-562. Madrid.
- RIBEIRO, M. L., (1980) — Algumas observações sobre a petrologia e o quimismo dos granitoides da região de Tourém — Montalegre (N. de Portugal). Com. Serv. Geol. Portugal, t. 66 pp. 33-48.
- SCHERMERHORN, L. J. C., (1956) — Igneous metamorphic and ore geology of Castro Daire — São Pedro do Sul — Sátão, region (northern Portugal). Com. Serv. Geol. Portugal, T. X, 617 p.
- THADEU, D., (1951) — Geologia do Couto Mineiro de Panasqueira. Com. Serv. geol. Port., 32, p. 5-64.
- THADEU, D., (1973) — Les gisements stanno-wolframitiques du Portugal. Am. Soc. Géol. (Liège), 79 (1) p. 5-30.
- THADEU, Décio, (1977) — Hercynian paragenetic units of the portuguese part of the Hesperic massif. Bol. Soc. Geol. de Portugal, vol. XX — fasc. III, p. 247-276.
- THADEU, D., (1979) — Le gisement stanno-wolframifère de Panasqueira (Portugal). Chronique de la Recherche Minière, n.º 450, p. 35-42.
- VIEGAS, L. F. S.; RAMOS, J. M. F.; OLIVEIRA, J. M. S.; SOUSA, B., e RIBEIRO, A., (1976) — Estudo geológico e geoquímico do jazigo de Cravezes, Mogadouro (Nordeste de Portugal). Mem. e Not. Pub. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, n.º 82 pp. 117-144.
- WHITE, A. J. R.; BEAMS, S. D.; e CRAMER, J. J., (1977) — Granitoid types and mineralization with special reference to tin. Trobe University, Victória, Austrália.
- WHITE, A. J. R.; e CHAPPEL, B. W. (1977) — Ultrametamorphism and granitoid genesis. Tectonophysics, 43, p. 7-22.
- WISSER, E., (1960) — Relation of ore deposition to Doming in the North American Cordillere. Geol. Soc. Amer., Memor. 77, 117 p.