UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

TIPOLOGIA E GÊNESE DO DEPÓSITO DE TUNGSTÊNIO DE PEDRA PRETA - PA

Juarez Fontana dos Santos

Orientador: Prof. Dr. Evaristo Ribeiro Filho

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Área de Concentração: Geologia Geral e de Aplicação

São Paulo
1987

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC
30900005622

TIPOLOGIA E GÊNESE DO DEPÓSITO DE TUNGSTÊNIO DE PEDRA PRETA - PA

Juarez Fontana dos Santos

Orientador: Prof. Dr. Evaristo Ribeiro Filho

Instituto de Geociências
T/308
ex. 2
U.S.P.

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	Prof.Dr.Evaristo Ribeiro Fº	
Examinadores:	Prof.Dr.Jorge S.Bettencourt	
	Prof.Dr.H.H.G.J.Ulbrich	

São Paulo
1987

TIPOLOGIA E GÊNESE DO DEPÓSITO DE TUNGSTÊNIO DE PEDRA PRETA-PA

Juarez Fontana dos Santos

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
U. S. P.

Aos meus amores maiores:

CRISTINA e LUANA

Os sinceros agradecimentos à Rio Doce Geologia e Mineração S.A. e à THOMIN S.A. pelo Suporte financeiro, ao prezado amigo e orientador Professor Dr. Evaristo Ribeiro Filho pelo interesse e incentivo, aos colegas Armando Cordeiro e João Luiz Gouvea pelas proveitosas discussões sobre a jazida e à colega Elizena pela paciência e dedicação aplicada na elaboração do texto.

ÍNDICE

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
IJ308
U. S. P.

INTRODUÇÃO 01

HISTÓRICO DO CONHECIMENTO SOBRE O DEPÓSITO DE PEDRA PRETA 02

PROPOSTA DO TRABALHO, MÉTODOS E TÉCNICAS UTILIZADAS 06

CONTEXTO GEOGRÁFICO E FISIOGRÁFICO 09

ARCABOUÇO GEOLÓGICO REGIONAL 11

O DEPÓSITO DE PEDRA PRETA E O AMBIENTE GEOLÓGICO LOCAL 16

Rochas Encaixantes 18

Metarenitos 19

-Estudos Petrográficos 20

-Análises Químicas 29

Rochas Vulcânicas 29

-Estudos Petrográficos 30

Granito Musa 33

Feições Estruturais e Aspecto Macroscópico 35

Petrografia e Geocronologia 36

Alteração Hidrotermal 43

Características Geoquímicas 47

Modelização Empírica 50

Rochas Hospedeiras da Mineralização: Greisens e Rochas Transicionais 58

Análises Petrográficas 62

Veios de Quartzo 66

Minerais de Ganga - Estudos em Lâminas Delgadas 69

Minerais de Minério - Estudos em Secções Polidas 70

O PROCESSO DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL 76

EVIDÊNCIAS DA ALTERAÇÃO HIDROTERMAL NA PEDRA PRETA 80

A MINERALIZAÇÃO DA PEDRA PRETA 84

Características Químicas, Paragênese e Sucessão dos Minerais de Minério e Ganga 84

TIPOLOGIA E GÊNESE DO JAZIMENTO DE PEDRA PRETA 89

CONCLUSÕES 93

RECOMENDAÇÕES FINAIS 95

BIBLIOGRAFIA CONSULTADA 96

TABELAS

TABELA 1. QUADRO SÍNTESE DA COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DOS METARENITOS

TABELA 2. ANÁLISES QUÍMICAS DE ALGUNS INTERVALOS DO METARENITO

TABELA 3. QUADRO SÍNTESE DA COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DAS ROCHAS METAVULCÂNICAS

TABELA 4. COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA E CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA DO GRANITO MUSA

TABELA 5. COMPOSIÇÃO QUÍMICA MÉDIA DO GRANITO MUSA

TABELA 6. COMPOSIÇÃO QUÍMICA DO GRANITO MUSA COMPARADA COM ALGUMAS SÉRIES GRANÍTICAS MUNDIAIS

TABELA 7. CRITÉRIOS DISTINTIVOS ENTRE OS GRANITOS NORMAIS E OS GRANITOS ESPECIALIZADOS METALOGENETICAMENTE (SEG. TISCHENDORF, 1976)

TABELA 8. CLASSIFICAÇÃO DOS GRANITOS QUANTO AO AMBIENTE GEOTECTÔNICO DE ALOJAMENTO (SEG. PEARCE et al, 1984)

TABELA 9. FEIÇÕES DISTINTIVAS DAS TRÊS SÉRIES GENÉTICAS DE GRANITÓIDES NO SUL DA CHINA (SEG. KEQIN et al, 1984)

TABELA 10. CRITÉRIOS DISTINTIVOS DOS GRANITOS TIPO "A" (SEG. PLIMER, 1983)

TABELA 11. COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DOS GREISENS NO DEPÓSITO DE PEDRA PRETA

TABELA 12. MINERAIS DE MINÉRIO PRESENTES NOS VEIOS DE QUARTZO

TABELA 13. COMPOSIÇÃO MÉDIA DO MINÉRIO PROVENIENTE DE PEDRA PRETA

TABELA 14. ANÁLISE QUÍMICA DOS VEIOS DE QUARTZO

TABELA 15. CLASSIFICAÇÃO DOS DEPÓSITOS DE TUNGSTÊNIO (SEG. HOSKING, 1982)

FIGURAS

FIGURA 1. MAPA DE LOCALIZAÇÃO DO DEPÓSITO DE PEDRA PRETA

FIGURA 2. GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA

FIGURA 3. FOTOMICROGRAFIAS (A a H) DE LÂMINAS DELGADAS

FIGURA 4. FOTOMICROGRAFIAS (A a H) DE SECÇÕES POLIDAS

FIGURA 5. COMPOSIÇÃO DO GRANITO MUSA, SEG. STREICKEISEN (1976)

FIGURA 6. SUCESSÃO DOS EVENTOS DE ALTERAÇÃO E SUBSTITUIÇÃO NO GRANITO MUSA

FIGURA 7. DIAGRAMA ÁLCALIS VERSUS SÍLICA

FIGURA 8. SECÇÃO GEOLÓGICA SW-NE, COMPOSTA PELOS PERFIS DOS FUROS F-9; F-17; F-2 e F-15

FIGURA 9. PARAGÊNESE DOS MINERAIS DE MINÉRIO DO DEPÓSITO DE PEDRA PRETA

RESUMO

A jazida de tungstênio de Pedra Preta, localizada na região amazônica, é constituída por filões de quartzo e wolframita encaixados em rochas metamórficas do Proterozóico Inferior, associados a uma intrusão granítica.

Ao par da integração dos dados geológicos coletados durante a execução dos trabalhos de avaliação do jazimento, o autor realizou estudos específicos visando definir a mineralização, o condicionamento estrutural, a caracterização físico-química, bem como os parâmetros condicionantes de sua gênese.

As interpretações formuladas relacionam a metalização aos fenômenos de alteração hidrotermal de caráter metassomático (greisenização), que afetaram indistintamente a cúpula granítica e as rochas circundantes.

A atividade hidrotermal que afetou a intrusão granítica evoluiu desde uma fase de feldspatização potássica (microclinização), passando por uma fase intermediária de feldspatização sódica (albitização), culminando com o desenvolvimento da greisenização s.s., responsável pela ocorrência dos eventos mineralizadores.

A paragênese mineral do minério é produto da evolução sucessiva de três estádios: o estádio precoce, caracterizado pela deposição dos óxidos (wolframita e hematita); o estádio intermediário, no qual depositaram-se os sulfetos (Fe, Cu, Mo, Bi, Zn) e o estádio tardio, com a deposição dos carbonatos.

A jazida de Pedra Preta, por suas características, é classificada como um depósito de tungstênio do tipo hidrotermal precoce (alta temperatura), segundo o conceito de HOSKING (1982), vinculada espacial e geneticamente à intrusão granítica da Musa.

O depósito de Pedra Preta é comparado aos jazimentos filoneanos a quartzo-wolframita que ocorrem no distrito de Xihuashan, na província de Jiangxi da República Popular da China.

ABSTRACT

Tungsten mineralization at Pedra Preta, occurs in a quartz vein field emplaced in Lower Proterozoic metamorphosed supracrustal rocks, situated in the Amazon region. The mineralization and attendant hidrothermal alteration are spatially and temporaly related to an allochthonous intrusive granite.

The petrographic, mineralogic and geochemical studies allow some insight on the genesis and evolution of the mineralization.

The ore assemblage is dominated by wolframite with minor sulphides (Fe, Cu, Mo, Bi, Zn). Quartzo muscovite, topaz, fluorite and carbonate are the principal gangue minerals.

The paragenetic sequence for the Pedra Preta mineralization can be divided in three main stages. The early stage, defined by the concomitant deposition of quartz, wolfaramite and haematite. The intermediate stage characterized by the precipitation of sulphides and the late stage identified by carbonate deposition.

The tungsten mineralization is a product of a typical exogreisen cupola hydrothermal system associated with the emplacement of the Musa Granite.

The Pedra Preta deposit is classified as an early hydrothermal tungsten deposit, HOSKING (1982), and considered quite similar to the quartz-wolframite lode deposits of Xihuashan mining district in the Jiangxi province, R. P. China.

INTRODUÇÃO

O cenário da mineração de tungstênio no Brasil deverá sofrer profundas modificações, provocadas pela recente descoberta na região centro-sul do Pará dos depósitos filoneanos tipo quartzo-wolframita.

Apresentando características diversas dos jazimentos scheelitíferos do Seridó, tais depósitos proporcionarão no futuro novas fontes de tungstênio e valiosos sub-produtos minerais.

Apesar de constituirem a principal fonte mundial de tungstênio, os depósitos a quartzo-wolframita não são adequadamente conhecidos em nosso país.

O estudo desenvolvido no depósito de Pedra Preta visou constituir uma memória técnica compreensível sobre um tipo de depósito mineral pouco conhecido no país. Foram analisados os controles de mineralização, suas características físico-químicas, as prováveis relações genéticas entre as litologias locais e o corpo de minério, bem como foram formuladas comparações com jazimentos mundiais similares.

A memória técnica estabelecida neste trabalho pretende contribuir para uma melhor compreensão deste tipo de mineralização, julgado de especial importância para o futuro da mineração de tungstênio no Brasil.

HISTÓRICO DO CONHECIMENTO SOBRE O DEPÓSITO DE PEDRA PRETA

A descoberta do jazimento de tungstênio da Pedra Preta decorreu do avanço do processo de colonização registrado na região Centro-Sul do estado do Pará.

A ocupação da Amazônia, incentivada e apoiada pela política governamental iniciada na década de 70, resultou em inúmeros fenômenos sócio-econômicos que governam a ação colonizadora na região.

O estabelecimento de eixos viários que permitiram o rompimento do tradicional sistema de fixação do homem às margens dos cursos d'água, o incentivo ao estabelecimento de projetos agro-pecuários de grande porte e o "marketing" sobre o desbravamento do "eldorado" mineral da Amazônia, modificaram substancialmente o panorama social, econômico e político da região nas últimas décadas.

Como reflexo do avanço da fronteira Amazônica, são contabilizados alguns resultados benéficos e inúmeros ônus à ecologia e à economia nacionais.

Incentivados pela SUDAM - Superintendência do Desenvolvimento da Amazônia, empresários de vários ramos de negócios envolveram-se na implantação de grandes projetos agro-pecuários e madeireiros.

A indústria madeireira logo despontou como precursora do processo exploratório. A atividade assumiu um caráter predatório, na medida em que a extração tem visado exclusivamente as madeiras nobres como o mogno e o jatobá, de grande aceitação nos mercados internacionais e nacionais.

A atividade extrativa seletiva e predatória, realizada sem a devida fiscalização dos órgãos públicos, tem gerado verdadeiras fortunas ao custo da devastação de milhões de hectares da selva amazônica.

Inúmeras estradas secundárias e vicinais aos eixos viários principais, ampliam continuamente o processo de penetração e o acesso na floresta. Os principais núcleos habitacionais estabelecidos na região surgiram a partir da instalação de serrarias, a exemplo de Redenção, Rio Maria, Xinguara, Água Fria, Sapucaia, Água Azul, etc.

O condomínio social dos colonizadores identifica-se perfeitamente com iguais contingentes, que promoveram processos de ocupação similar em outros países ou continentes. Deserdados sociais, aventureiros e aproveitadores constituem o núcleo da sociedade nesta fronteira de desenvolvimento.

A prospecção mineral desenvolvida pelos garimpeiros era mantida, até 1977, afastada da região dos Carajás, como garantia das atividades da CVRD - Companhia Vale do Rio Doce e de outras companhias de mineração. Porém, a divulgação da descoberta de ouro na Serra das Andorinhas, a somente 10 km da Vila do Rio Maria, fez eclodir a "febre do ouro" na região do Araguaia-Xingú, que culminou na descoberta dos depósitos de ouro de Serra Pelada, Cumarú e Macedônia.

A atividade garimpeira, até então confinada aos arredores de São Félix do Xingú, generalizou-se. Com a circulação nômade dos garimpeiros, inúmeros depósitos e ocorrências minerais foram identificados pelo processo de garimpagem proporcionando também a disseminação de doenças tropicais, que contaminaram várias áreas anteriormente salubres.

Ao final de 1979 foi descoberto o depósito de Pedra Preta, nas proximidades da Fazenda Musa - Madeireira União S. A. A facilidade de extração do minério de tungstênio e o atrativo preço oferecido pelos compradores, favoreceram o desenvolvimento do garimpo. A população do garimpo da Pedra Preta atingiu rapidamente 1.500 pessoas e manteve, por quase dois anos, uma produção mensal média de 20 a 30 toneladas de concentrados de wolframita, avidamente disputada por

compradores de minério.

O sucesso da atividade na Pedra Preta contribuiu para novas descobertas de tungstênio e estanho que se sucederam na região, a exemplo de Cachoeirinha I e II (Gradaús) e Bom Jardim (São Félix do Xingú).

No primeiro semestre de 1982, a Rio Doce Geologia e Mineração S. A. - DOCEGEO, bem como a THOMIN S. A. e outras empresas que disputavam uma concorrência para arrendamento da área detida pelo Grupo CVRD, realizaram os primeiros trabalhos de reconhecimento geológico, geoquímico e econômico do depósito.

Com a proximidade do vencimento do prazo legal de autorização para pesquisa e a suspensão da concorrência do arrendamento, a DOCEGEO realizou no período de maio a agosto de 1982, um programa de pesquisa preliminar para a avaliação do depósito. Na ocasião foram realizados no Departamento de Pesquisas Tecnológicas da CVRD, estudos para a caracterização e concentração do minério, bem como uma análise preliminar da exequibilidade econômica para o seu aproveitamento.

Posteriormente, em 1984, a CVRD encomendou à PROMON Engenharia S. A. um estudo de pré-viabilidade para o aproveitamento econômico das reservas de tungstênio de Pedra Preta. Nesta oportunidade, foram enviadas amostras do minério para a Voest-Alpine na Áustria e para o Serviço Geológico da Tchecoslováquia, visando a realização de ensaios de beneficiamento e tratamento metalúrgico.

Ainda em 1984 foi executada pela DOCEGEO uma fase complementar de pesquisa, com o objetivo de reavaliar as reservas de tungstênio.

A pesquisa geológica do depósito, desenvolvida até o momento, envolveu várias fases de trabalho que incluem as seguintes atividades:

-levantamento topográfico plani-altimétrico;

-mapeamento geológico de semi-detalhe e detalhe;

-levantamento geoquímico com coleta de sedimentos ativos de corrente, concentrados de bateia, solos e rocha;

-levantamento geofísico, utilizando-se magnetometria, eletro-magnetometria e polarização induzida;

-sondagem rotativa a diamante (3.700 m);

-análises químicas, petrográficas em lâminas delgadas e secções polidas;

-ensaios para determinação de concentração de minério.

No presente momento, acham-se em elaboração estudos que irão definir as etapas complementares de pesquisa e avaliação, indispensáveis para o desenvolvimento do projeto de mineração a ser implantado no local.

Para a elaboração da presente dissertação foram realizados trabalhos e estudos específicos, necessários à realização do trabalho acadêmico, que foram complementados por informações obtidas por vários profissionais que atuaram nas diversas etapas de pesquisa já realizadas.

PROPOSTA DO TRABALHO, MÉTODOS E TÉCNICAS UTILIZADAS

Desde a década de 50 o Brasil tem sido registrado no cenário mundial como tradicional produtor e exportador de tungstênio.

Dentre o total da produção mundial de tungstênio, mais de 50% é creditada aos países de economia centralizada (URSS, R. P. da China e Coréia do Norte) e a produção nacional é responsável por 2 a 3% do total.

Nas duas últimas décadas, a quase totalidade da produção nacional é derivada do Distrito Scheelitífero do Seridó, localizado nos estados do Rio Grande do Norte e Paraíba.

O minério no Distrito do Seridó é do tipo scheelita, relacionado a escarnitos e tactitos. Apresenta, em geral, baixo teor (0,2 - 0,4% WO_3), elevada complexidade estrutural e sua produção é de elevado custo por requerer extração subterrânea e um relativo grau de sofisticação para a concentração do minério.

A atual queda do preço internacional do tungstênio, coloca a extração do minério no Distrito do Seridó em questão quanto a sua economicidade.

A recente descoberta de depósitos de tungstênio do tipo quartzo-wolframita na região sul do Pará, introduz elementos que irão modificar o panorama da mineração de tungstênio no país.

Dos diversos depósitos e ocorrências já identificados verifica-se que estes apresentam maior atratividade comercial que os depósitos do Seridó. Em geral possuem valioso enriquecimento elúvio-coluvial, teor médio mais elevado (≈1,0% WO_3), associação com outros bens minerais rentáveis (Sn, Mo, Nb, Ta, Cu, T.R.) e podem ser produzidos a um custo mais reduzido. A redução dos custos de pro-

dução é proporcionada pela possibilidade de extração a céu aberto e pela simplicidade do fluxograma de concentração do minério.

No decorrer de 1981 os registros da CACEX indicam que foram produzidas aproximadamente 1.000 t de concentrado de wolframita provenientes da região. Tal produção, obtida por meios rudimentares de garimpagem, quase igualou a produção total das minas mecanizadas do Distrito do Seridó no mesmo período.

Estes elementos salientam a importância das novas descobertas e sugerem um estudo mais aprofundado de tais depósitos.

O presente trabalho objetiva definir as principais características do depósito de tungstênio de Pedra Preta. Nele foram analisados os principais condicionamentos estruturais e físico-químicos da mineralização e discriminadas as relações genéticas existentes entre os processos metassomáticos tardi e pós-magmáticos e a mineralização.

Sendo a jazida de Pedra Preta de recente descoberta e tendo sido somente parcialmente reconhecida até o momento, o estudo pretende contribuir para a sua melhor compreensão.

Os estudos conduzidos pelo autor, com a orientação do Prof. Dr. Evaristo Ribeiro Filho, basearam-se nas informações disponíveis, complementadas com análises petrográficas em lâminas delgadas e secções polidas, secundadas por análises químicas e radiométricas. Em complemento aos estudos já existentes foram analisadas 53 lâminas delgadas e 45 secções polidas, além de realizadas 1.078 dosagens químicas.

Os estudos microscópicos foram conduzidos com o auxílio de equipamentos convencionais equipados com luz transmitida e refletida.

As análises químicas foram executadas pelos laboratórios da DOCEGEO em Belém (GEOBEL), da Companhia Vale do Rio Doce em Belo Horizonte (SUTEC) e pelo GEOLAB da GEOSOL, também em Belo Horizonte.

Foram utilizadas métodos de via úmida para a dosagem de V, FeO e W. Para os demais elementos, foram utilizados os seguintes métodos instrumentais:

- espectrometria de fluorescência de raio-X, com equipamento RIGAKU-DENKI para: SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, MgO, K_2O, MnO, P O, Ba, Sr, Pb, Rb, Cs, Ti, Cl, S, Ta e W;
- espectrometria de plasma com equipamento ICP ARL 35.000 para: MgO, Be, Mn, V, Cr, Ce, Sm, Yb, La, Nd, Ru, Gd, Dy, Er, Lu, Ho, Tm;
- espectrometria de absorção atômica com equipamento VARIAN AA-6 para: Na_2O, Cu, Co, Ni, Pb, Li, Ag, Bi, Zn;
- espectrografia ótica de emissão com equipamento FARRELL ASH para: B, Ga, Nb, Sn, Y, Sc;
- determinação por eletrodo de íon específico com equipamento ORION para F.

As determinações de idade radiogênica foram processadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP.

O registro das fotomicrografias foi realizado, por especial obséquio, pelo Professor orientador, Dr. Evaristo Ribeiro Filho, utilizando-se dos equipamentos do Departamento de Geologia Econômica da USP.

O CONTEXTO GEOGRÁFICO E FISIOGRÁFICO

O depósito de Pedra Preta situa-se no interflúvio dos rios Xingú e Araguaia, no sul do estado do Pará, em pleno domínio da Amazônia Legal.

Os núcleos habitacionais mais próximos são: Rio Maria, 30 km a nordeste e Marabá, 150 km a noroeste. O acesso rodoviário se faz pela PA-150, PA-287 e GO-80, que interligam Rio Maria a rodovia Belém-Brasília (BR-010).

O relevo da região acha-se em grande parte moldado sobre rochas metamórficas e graníticas. Na Bacia do Araguaia o relevo é pouco acentuado, constituindo uma superfície arrasada onde destacam-se, vez por outra, elevações isoladas proporcionadas pela presença de corpos graníticos ou quartzíticos.

Na região ocidental desenvolvem-se acidentes geográficos como as Serras da Seringa, do Trairão, da Tocandeira e Gradaús, enquanto que na banda oriental domina a Serra das Andorinhas.

O clima regional é quente e úmido, com maior precipitação pluviométrica no período entre novembro e abril. O índice de precipitação é superior a 2.000 mm/ano e a temperatura média anual é superior a 20°C. Os ventos dominantes são de nordeste para sudoeste.

A vegetação original é do tipo floresta equatorial úmida, profundamente agredida pela ação antrópica, orientada para a exploração da madeira e implantação de pastagem artificial destinada à pecuária. A fauna é rica e variada, mas progressivamente rarefeita devido a destruição da floresta.

Os cursos d'água que drenam a região compõem os afluentes da margem esquerda do Rio Araguaia, situado a 60 km a leste da jazida.

A principal drenagem na área do depósito é efetuada pelo Ribeirão Salobro ou Amiutê, afluente da margem esquerda do Rio Pau d'Arco. O curso é sinuoso e, suas águas calmas, apresentam uma vazão estimada entre 10 e 15 m^3/seg nos períodos chuvosos, chegando mesmo a secar na estiagem. O Ribeirão Bola, situado a leste, é de menor porte, mantendo uma vazão próxima a 3 m^3/seg.

A região aplainada não oferece boas condições de escoamento d'água, resultando, quando dos períodos chuvosos, em amplas áreas inundadas ao norte e noroeste da jazida.

A região, outrora salubre, apresenta várias doenças tropicais em caráter endêmico, salientando-se a malária, o paratifo e a febre amarela.

A área é caracterizada pela agressividade da atividade colonizadora, carência de infra-estrutura e baixa densidade populacional.

ARCABOUÇO GEOLÓGICO REGIONAL

A visão geológica regional é estruturada a partir de levantamentos cartográficos de pequena escala (1:1.000.000 e 1:500.000) realizados essencialmente por organismos governamentais.

O interesse específico de algumas companhias de mineração que atuam na região, tem adicionado informações geológicas, muitas vezes detalhadas em áreas individualizadas, que evidenciam uma complexidade evolutiva muito maior do que aquela apresentada nas diversas sínteses já publicadas.

A cada trabalho realizado na região, novas unidades lito-estratigráficas são caracterizadas e definidas, induzindo a extrapolação das novas unidades por amplas áreas, nem sempre correlacionáveis.

Qualquer afirmação sobre o arcabouço lito-estratigráfico ou sobre a evolução geotectônica da região, deve ser emitida com a ressalva de que o nível de conhecimento geológico é muito deficiente e como tal, as interpretações são meramente tentativas e rapidamente mutáveis.

No estudo evolutivo do Cráton Amazônico vários autores como AMARAL (1974/1984), CORDANI et alii (1979) e LIMA (1984) adotam o critério da subdivisão em "províncias".

Assumindo-se o critério definido por AMARAL (1984), a região que encerra o depósito de Pedra Preta, enquadra-se na sub-província de Carajás (Fig. 1).

A região compreendida pela sub-província Carajás localiza-se no extremo leste do Cráton Amazônico, tendo como limite oriental a faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia e coberturas sedimentares fanerozóicas e, como limite ocidental

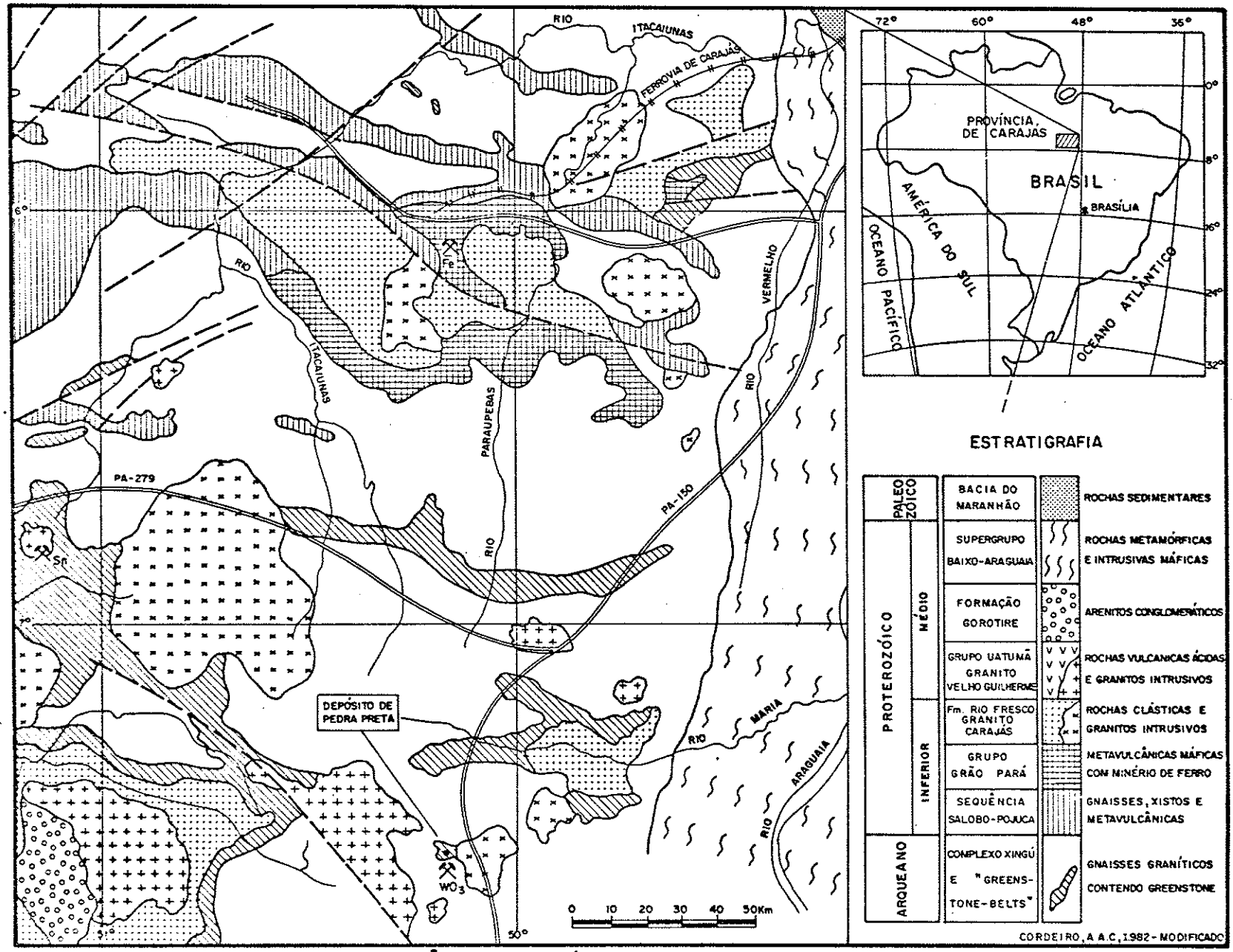


FIGURA 1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DO DEPÓSITO DE PEDRA PRETA.

as rochas vulcânicas, pertencentes ao Grupo Uatumã.

A unidade de maior expressão na região é o embasamento cristalino denominado Complexo Xingú, SILVA et alii (1974), que compreende rochas polimetamórficas representadas genericamente por gnaisses, anfibolitos, migmatitos, granitos e rochas cataclásticas, de idade supostamente arqueana. O grau metamórfico varia de anfibolito a granulítico com uma progressão no sentido sudoeste-nordeste e uma estruturação tectônica com orientação predominante noroeste-sudeste.

Enquadradas no Complexo Xingú ocorrem, sobrepostas às unidades infra-crustais cristalofilianas, sequências supracrustais compostas por rochas vulcano-sedimentares do tipo "cinturões verdes" que recebem diversas denominações locais. As unidades supracrustais constituem "infolds" e, em Andorinhas, Gradaús, Sapucaia, Inajá e Rio Preto, apresentam-se estruturadas em duas unidades denominadas por CORDEIRO e SAUERESSING (1980) como sequências Babaçu e Lagoa Seca.

A Sequência Babaçu representa a unidade basal e compõe-se por extensos derrames basálticos, com estruturas tipo "pillow-lavas", secundados por vulcânicas ultramáficas, tufos básicos e sedimentos químicos (chert e formação ferrífera bandeada). A Sequência Lagoa Seca é caracterizada pela intercalação e recorrência de rochas vulcânicas e sedimentares submetidas a um metamorfismo de fácies xistos-verdes: ultramáficas, basaltos, dacitos e riodacitos intercalados com siltitos e grauvacas.

Sobrepondo-se ao Complexo Xingú é individualizada a Sequência Salobo-Pojuca. Foi identificada nos trabalhos de pesquisa da DOCEGEO nas áreas Igarapé Salobo, Cigano, Jaca, Cururú, etc., compondo-se de litologias submetidas ao metamorfismo da fácies anfibolito, que estruturam elevações topográficas alçadas e orientadas (WNW). O conjunto litológico é definido por gnaisses, quartzitos e xis-

tos ferríferos portadores de mineralizações a cobre, ouro e molibdênio. Os xistos ferríferos compõem-se essencialmente por piroxênio (hiperstênio), anfibólio (grunerita), granada (almandina), magnetita e plagioclásio, com disseminação de sulfetos (bornita, calcosita, calcopirita e molibdenita) com ouro nativo incluso. As unidades ferríferas são interpretadas como derivadas de derrames basálticos muito ricos em ferro e cobre, e pobres em enxofre. Rochas piroclásticas e sedimentos químicos também ocorrem subordinadamente na sequência.

O Grupo Grão-Pará, definido originalmente nos trabalhos desenvolvidos durante a pesquisa da Serra dos Carajás, BEISIEGEL et alii (1973), compreende três unidades lito-estratigráficas, sendo que somente a de posição intermediária foi designada formalmente como Formação Carajás. A unidade basal e a superior são compostas essencialmente por vulcânicas basálticas e piroclásticas básicas, muito alteradas hidrotermalmente. A Formação Carajás é representada essencialmente por itabiritos que constituem o minério de ferro objeto de exploração pela CVRD no Projeto Carajás.

Sobreposto ao sinclinório da Serra dos Carajás, e às demais unidades basais, ocorrem pacotes sedimentares de cobertura, predominantemente clásticos, com sedimentos químicos e vulcanismo básico muito subordinado. A sequência mostra-se indeformada, com mergulhos suaves ($\approx 15^{o}$) e espessura superior a 1.500 m. Atribui-se à sequência a denominação de Formação Rio Fresco, SCHOBBENHAUS et alii (1984), de possível idade proterozóica inferior.

As unidades arqueanas e do proterozóico médio e inferior apresentam evidências da ação de ciclos plutônicos representados por inúmeras intrusões de composição intermediária a ácida. Os denominados granitos tipo Serra dos Carajás e Velho Guilherme, encerram séries intrusivas que compreendem corpos granodioríticos, graníticos e alaskíticos como os de: Granito Serra dos Carajás (1.800 m.a.), Granito Mapuera (1.860 m.a.), Granito Tarumã (1.641 $\pm$ 22 m.a.), Grano-

diorito Falsino (1.760 m.a.), Granito Rio Dourado (1.737 ± 50 m.a.), Granito Redenção (1.350 ± 80 m.a.), Granito Velho Guilherme (1.400 m.a.) e Série Alcalina Mapari (1.517 ± 46 m.a.).

Algumas destas intrusões granitóides, assumidas por vários autores como resultado de ciclos plutônicos anorogênicos, apresentam-se especializadas e/ou mineralizadas a estanho, tungstênio, nióbio, tântalo e terras raras.

O DEPÓSITO DE PEDRA PRETA E O AMBIENTE GEOLÓGICO LOCAL

A jazida de Pedra Preta ocupa uma superfície de 0,75 km^2, situada no bordo noroeste da intrusão granítica da Musa.

Localmente o quadro geológico é composto por três unidades: gnaisses e granodioritos, supostamente as litologias mais antigas, uma sequência vulcano-sedimentar e o Granito Musa (Fig. 2).

Compõem o substrato rochoso gnaisses graníticos, granodioríticos, e granodioritos propriamente ditos, que abrigam estratos vulcano-sedimentares estruturados em uma calha alongada no sentido NNW. Predominam rochas vulcânicas básicas a intermediárias com sedimentos pelito-químicos intercalados, metamorfizados à fácies xistos-verdes. Mantêm uma estruturação dominante com direção geral N50^{o}W e mergulhos entre 45 e 50° para o quadrante SW. Sobrepostos estratigraficamente e apresentando idêntica estruturação, ocorrem metassedimentos clásticos com predominância de metarenitos e metassiltitos.

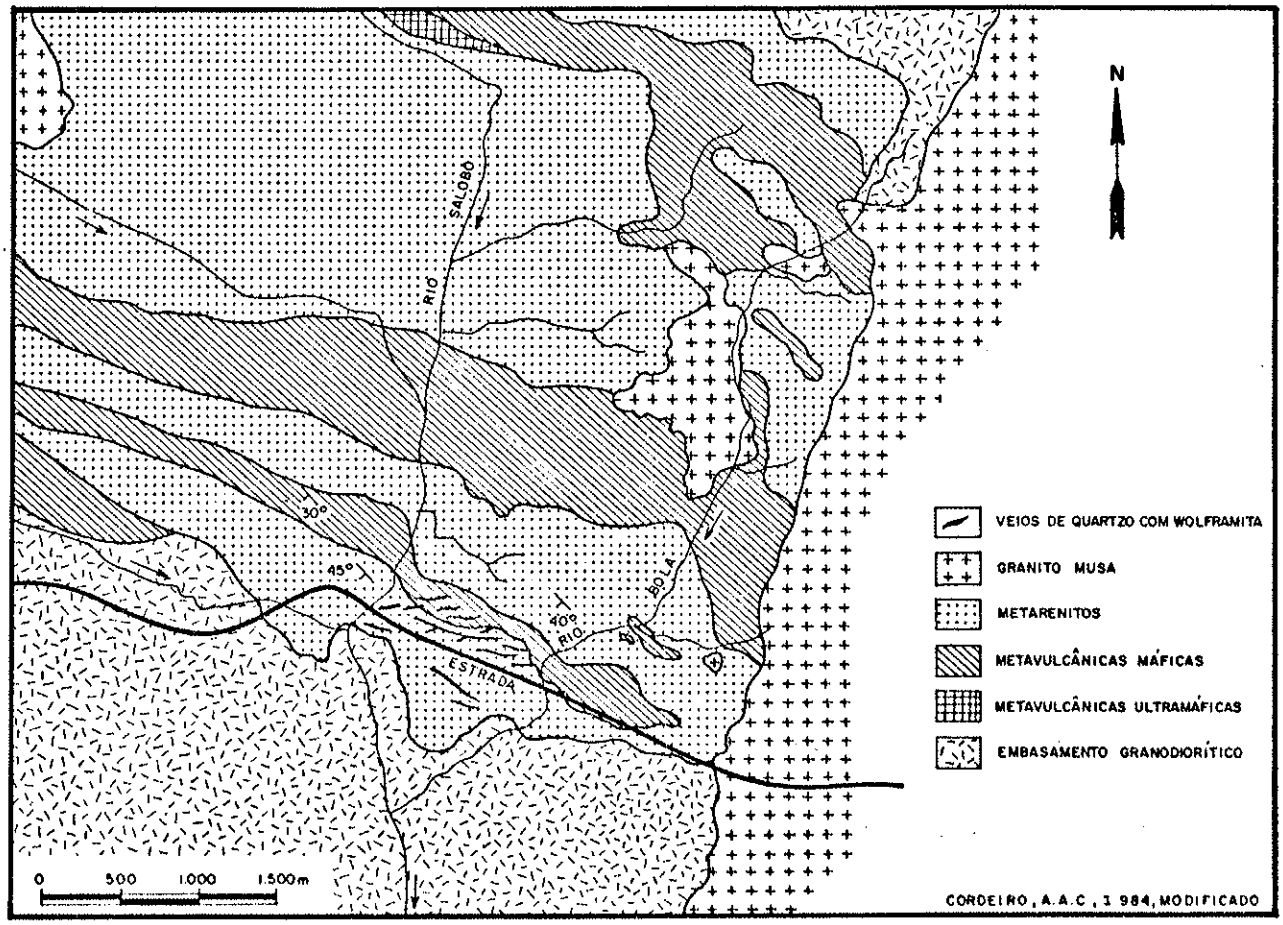
Intrudido nas demais litologias sobressai-se o batólito granítico da Musa, com uma expressão aflorante superior a 250 km^2. A intrusão granítica proporcionou a geração de uma auréola de metamorfismo térmico, que provocou o surgimento de litotipos característicos de "hornfels" por uma extensão de centenas de metros a partir do seu contato (500 - 900 m).

Nas proximidades da intrusão e das apófises graníticas, recortando as unidades vulcano-sedimentares, ocorre um campo filoneano que hospeda a mineralização e define o jazimento de Pedra Preta.

Tendo em vista o objetivo da dissertação, as descrições que se seguem dizem respeito mais diretamente às unidades litológicas que mantêm relações diretas

FIGURA 2

MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA ESTUDADA.



com o depósito mineral, quer sob o ponto de vista de sua hospedagem (encaixantes e hospedeiras), quer do ponto de vista de sua gênese (granitos e greisens).

Todas as observações e conclusões apresentadas são basicamente centradas no estudo de amostras coletadas pelo autor no sítio do jazimento, em afloramentos naturais ou artificiais e a partir de testemunhos de sondagem, apoiadas e secundadas por elementos determinados nas diversas etapas de trabalhos de pesquisa no depósito.

Foi atribuída especial importância à observação da paragênese e sucessão mineral das associações silicatadas e dos minerais de minério, com o objetivo de caracterizar as fases de evolução do processo mineralizante e esclarecer a gênese da mineralização. Neste particular foi considerado importante o grau e a sequência das alterações físico-químicas que atuaram sobre as rochas hospedeiras e encaixantes, bem como suas relações com a metalização.

Atenta-se para o fato de que, muito possivelmente, vários elementos identificados no âmbito do depósito, por serem resultantes de complexos processos de alteração tardi e pós-magmática, não possuam expressão em outras áreas, não sendo possível extrapolar tais observações para regiões que não foram submetidas a tais processos.

Rochas Encaixantes

As litologias que encaixam o depósito de Pedra Preta, compõe-se de um pacote de rochas sedimentares de origem clástica com frequentes intercalações de níveis vulcânicos, uniformemente submetidos a um metamorfismo da fácies xistos-verdes.

Na região próxima à intrusão granítica da Musa, os efeitos do metamorfismo tér

mico resultam no surgimento de um halo de "hornfels" com centenas de metros de amplitude.

O conjunto foi submetido a deformações plásticas que resultaram na estruturação de dobramentos com eixos orientados segundo N45-50°W. A atuação de esforços distensionais proporcionou diversos sistemas de fraturamento, cuja densidade é função do grau de competência das litologias afetadas. Os metassedimentos apresentam-se mais densamente fraturados e com uma melhor preparação estrutural, o que facilitou a atuação dos fluídos hidrotermais.

A ação metassomática hidrotermal atingiu extensivamente todas as litologias no local e é creditada à evolução das fases tardi e pós-magmáticas relacionadas à intrusão da Musa.

No local do jazimento há uma dominância da unidade metassedimentar representada essencialmente por metarenitos.

Metarenitos

O metarenito apresenta-se macroscopicamente com cores cinza claro, quando inalterado, e amarelo claro quando mais próximo da superfície. A sua granulação é fina e é composto essencialmente por quartzo e filossilicatos (biotita e muscovita). Mostra-se muito afetado pela tectônica, tendo sido submetido a um denso sistema de fraturas submilimétricas orientadas, o que lhe conferiu nítida foliação.

A presença de sulfetos finamente disseminados é uma característica comum, sendo geralmente condicionados pela estruturação linear ou planar. Quando da existência de espaços abertos ao longo dos planos de fraturas é observada a neocristalização de quartzo bem formado, micas, sulfetos idiomorfos e às vezes

fluorita. A pirita é o sulfeto dominante, secundada pela calcopirita na proporção de 10:1, e chega a constituir, em alguns casos, 5% do volume da rocha.

O grau de fraturamento da rocha é variável, sendo que, em setores de maior adensamento, é comum a transição para uma rocha mais silicificada, com filossilicatos mais bem desenvolvidos, que encaixam filonetes, vênulos e mesmo veios centimétricos de quartzo contendo mica, topázio, fluorita, sulfetos e cristais de wolframita disseminados.

O processo de alteração hidrotermal que afetou as rochas encaixantes, provoca a ocorrência de fases transicionais entre o metarenito e os greisens propriamente ditos, resultando em tipos litológicos gradacionais dificilmente separáveis. Foi considerada como metarenito toda a rocha que mantém preservada as características que permitem identificá-la originalmente como tal, sendo importante ressalvar, que todas as rochas no sítio da jazida foram alteradas mais ou menos profundamente.

.Estudos Petrográficos

A análise com o auxílio de luz transmitida em lâminas delgadas, evidencia uma granulação fina (inferior a 1,5 mm), aonde os domínios orientados com textura granoblástica poligonal intercalam-se difusamente com domínios de textura granoblástica decussada a lepidoblástica, quando predominam os filossilicatos, ou lobulada e poiquiloblástica quando predominam o topázio e a fluorita.

Sua composição mineralógica é variável e depende do grau de alteração hidrotermal a que foi submetida.

COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA MÉDIA DOS METARENITOS	
Quartzo	55 - 85%
Filossilicatos levemente pleocróicos	5 - 32%
Filossilicatos pleocróicos (biotita)	3 - 20%
Topázio	1 - 27%
Fluorita	2 - 5%
Clorita	1 - 6%
Zircão	Traços
Carbonato	Traços - 1%
Minerais opacos	1 - 5%

O *quartzo* está presente na forma de cristais com contatos retos e lobulados agrupados em agregados policristalinos alongados e orientados, constituindo faixas irregulares dispostas paralelamente, mantendo contatos transicionais com lentes difusas de agregados poli-cristalinos de filossilicatos ou topázio. A sua granulação média é de cerca de 0,5 mm. Alguns grãos maiores (cerca de 1 mm) apresentam extinção ondulante e evidências de recristalização parcial, sugerindo constituir remanescentes de antigos cristais de quartzo não totalmente recristalizados.

Registram-se duas gerações de quartzo, sendo que o de geração mais jovem possui características texturais que evidenciam um processo de corrosão e englobamento de outros silicatos.

Os vênulos e veios que cortam o metarenito são constituídos essencialmente por quartzo, com uma granulometria mais heterogênea e grosseira (média de 0,5 mm) e forte extinção ondulante acompanhada de recristalização.

A *mica incolor ou levemente pleocróica (muscovita)* constitui cristais pequenos a médios (>1,5 mm), com formas equidimensionais a subtabulares, agrupados ora como agregados ora como cordões suborientados. Frequentemente, ocorre in

TABELA 1. QUADRO SÍNTESE DA COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DOS METARENITOS

LÂMINA	TIPO DA AMOSTRA	MINERALOGIA (%)										DESCRITA POR	OBSERVAÇÕES
		QUARTZO	MICA INC.	MICA PLEOC.	TOPÁZIO	FLUORITA	CLORITA	ZIRCÃO	CARB.	OPACOS	OUTROS		
F-01-L1	Testemunho	61	32	-	1	2	TR	TR	-	4	-	Juarez	Greisenizado
F-01-L3	Testemunho	60	1	3	27	2	1	TR	-	5	TR	Juarez	Greisenizado
F-01-L6	Testemunho	70	10	8	5	3	TR	-	-	4	-	Juarez	Greisenizado c/ Veio de Quartzo
F-01-L7	Testemunho	55	15	5	15	3	2	TR	TR	5	-	Juarez	Greisenizado c/ Veio de Quartzo
F-03-L1	Testemunho	55	30	4	-	5	1	-	-	5	-	Juarez	Greisenizado
F-03-L2	Testemunho	78	1	2	12	1	5	TR	-	1	-	Juarez	Greisenizado c/ Veio de Wolfram
F-06-L1	Testemunho	85	TR	3	10	TR	-	-	-	2	-	Juarez	Greisenizado
F-06-L2	Testemunho	55	5	10	20	3	2	TR	1	4	-	Juarez	Greisenizado
F-08-L1	Testemunho	85	2	5	5	1	-	TR	-	2	-	Juarez	Greisenizado
F-08-L3	Testemunho	62	32	1	1	1	1	TR	-	2	1	Juarez	Greisenizado c/ Veio de Wolfram
F-09-L1	Testemunho	60	6	20	5	4	2	TR	-	4	-	Juarez	Greisenizado
F-09-L2	Testemunho	75	15	-	5	1	1	TR	-	3	-	Juarez	Greisenizado
F-09-L3	Testemunho	63	25	-	5	2	6	TR	-	TR	-	Juarez	Greisenizado
F-15-L1	Testemunho	75	5	15	-	2	1	TR	-	3	-	Juarez	Greisenizado

OBSERVAÇÃO: Todas as amostras analisadas apresentam um grau variável de greisenização expresso pela presença de minerais como o topázio, a mica incolor e a fluorita. Os termos petrográficos que apresentaram índices de alteração que descaracterizam as feições da rocha matriz original foram englobados no conjunto de rochas greisenizadas ou greisens.

tercrescida com a clorita, em faixas paralelas aos planos de clivagem, gerando um aspecto similar à geminação polissintética dos plagioclásios (Fig. 3, F). Em alguns casos observam-se lamelas encurvadas ("kink bands") e relações texturais que sugerem ter corroído e substituído parcialmente a biotita e o topázio e ter sido corroída pelo quartzo e fluorita.

A *biotita* constitui pequenos cristais isolados e mais raramente agregados policristalinos difusos. Associa-se normalmente aos domínios ricos em topázio. Possui forte pleocroísmo amarelo alaranjado (γ) e amarelo incolor (α). É corroída pela mica incolor e altera-se à clorita.

O *topázio* apresenta-se com uma granulometria muito variada, formando cristais de contornos retos e lobulados, dispondo-se em faixas e agregados lenticulares, orientados paralelamente, que conferem um aspecto orientado à rocha. Contêm inúmeras inclusões de quartzo arredondado, fluorita e mesmo minerais opacos. Constitue comumente domínios poiquiloblásticos suborientados, concordantemente com as zonas de mais intenso fraturamento (Fig. 3, C). Acha-se corroído e alterado em graus variáveis para micas incolores e biotita. Os filossilicatos constituem finos filmes e gregados intersticiais que ocupam suas fraturas e planos de clivagem.

A *fluorita* ocorre na forma de pequenos cristais incluídos no topázio, como cristais submilimétricos associados aos domínios do topázio, disposta intersticialmente aos cristais de quartzo poligonizados ou aos cristais subtabulares de mica incolor. As evidências texturais sugerem que a fluorita corroe quase todos os outros minerais presentes.

A *clorita* preenche fraturas e constitui massas irregulares orientadas paralelamente aos cristais de topázio ou localiza-se ao longo dos planos de clivagem, bordos, fraturas e zonas de maior deformação dos filossilicatos. É pleo

FIGURA 3. FOTOMICROGRAFIAS DE LÂMINAS DELGADAS

A. Microclínio pertítico (Mc) corroendo e englobando oligoclásio saussuritizado (olig). Nicóis cruzados.

B. Núcleo elipsoidal de quartzo apresentando uma fase de recristalização secundária. Nicóis cruzados.

C. Domínio de topázio poiquiloblástico (Top) incidindo sobre o quartzo com textura mosaico (Qz). Nicóis cruzados mais cunha de quartzo.

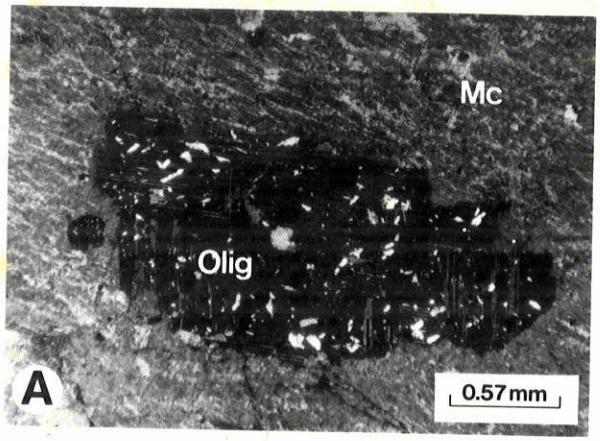
D. Contato entre o biotita-xisto e um veio de quartzo com o desenvolvimento de biotita (Bt), fluorita (Fr), topázio (Top), muscovita (Mv) e quartzo (Qz). Nicóis cruzados.

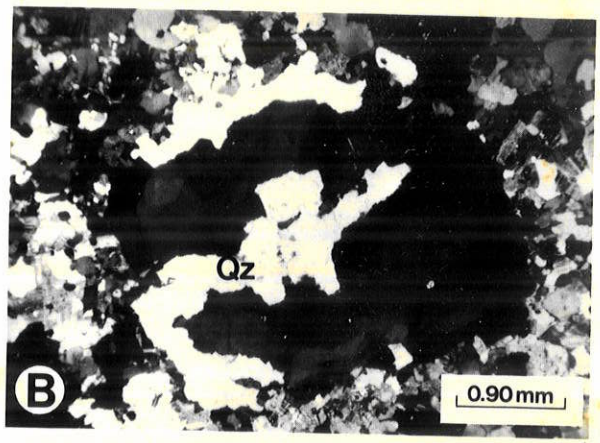
E. Biotita secundária com "kink bands", associada a clorita (Cl) e sulfetos. Nicóis cruzados.

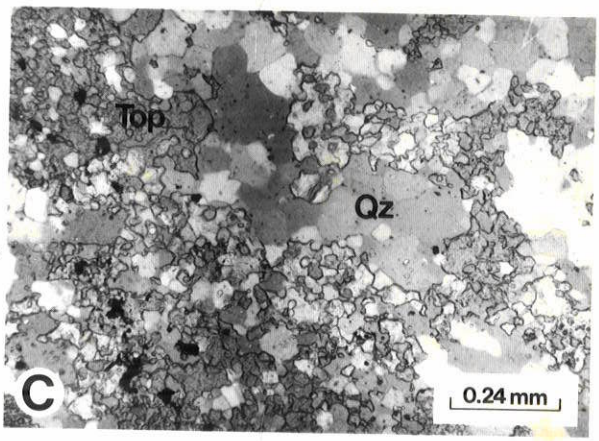
F. Muscovita com intercrescimento lamelar de clorita. O quartzo asociado apresenta abundantes inclusões fluídas. Nicóis paralelos.

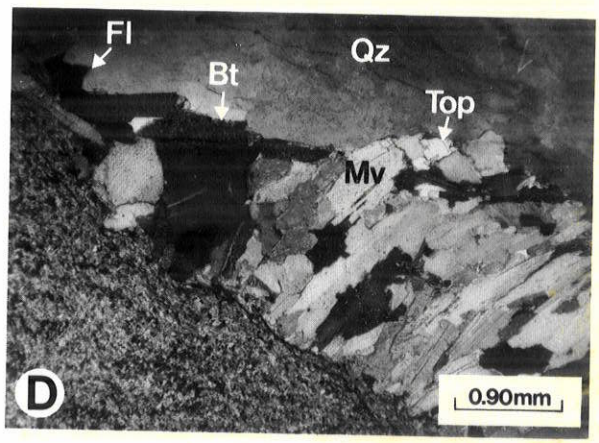
G. Cristais euédricos de topázio fraturados e preenchidos por muscovita, fluorita e quartzo. Nicóis cruzados.

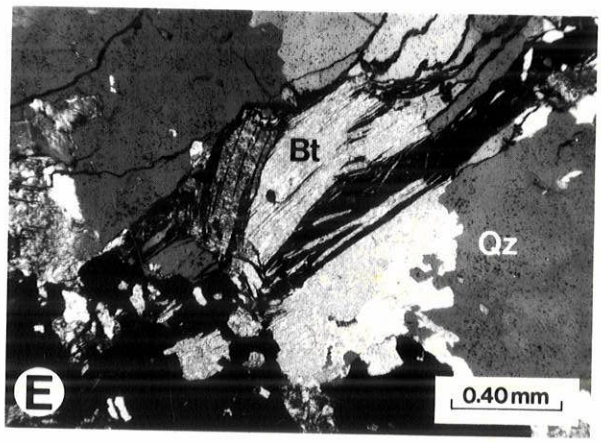
H. Wolframita (Wf) associada ao quartzo, biotita, muscovita, topázio e fluorita. Nicóis paralelos.

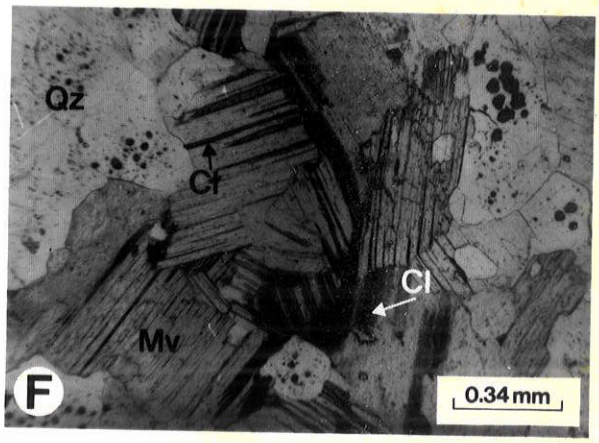

Mc
Olig
A
0.57 mm

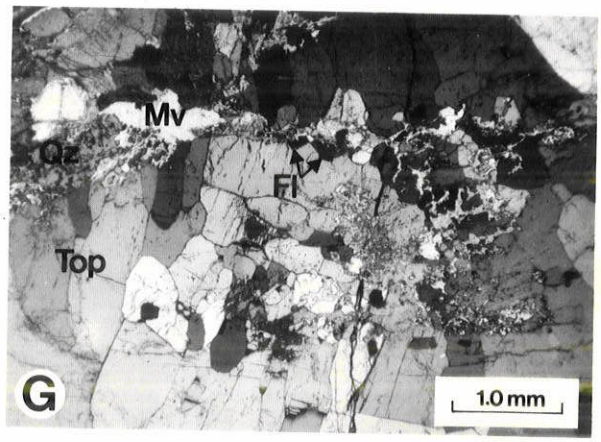

Qz
B
0.90 mm

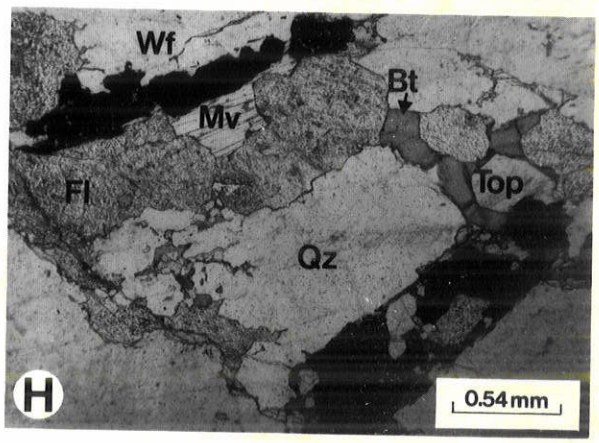

Top
Qz
C
0.24 mm


Fl
Bt
Qz
Top
Mv
D
0.90mm


Bt
Qz
E
0.40 mm


Qz
Cl
Cl
Mv
F
0.34 mm


Mv
Qz
Fl
Top
G
1.0 mm


Wf
Bt
Mv
Fl
Top
Qz
H
0.54 mm

crõica e suas características óticas sugerem tratar-se da variedade pennina. Constitui um produto de alteração da biotita.

Os *minerais opacos* são representados essencialmente por sulfetos de forma irregular, que ocorrem normalmente nos domínios mais ricos em topázio, filossilicatos e nos veios de quartzo. Associados aos minerais opacos e aos domínios de topázio, ocorrem minerais quase opacos de alto relevo e diafaneidade variável, entre cores esverdeadas e castanho esverdeadas, identificados como wolframita.

O *zircão* constitui cristais subédricos a anédricos dispersos no corpo da rocha e quando em contato com a biotita, proporciona o surgimento de halos pelocróicos.

Os *carbonatos* formam alguns filonetes descontínuos em forma de rosário que preenchem algumas fraturas da rocha.

MINERALOGIA DOS MINERAIS OPACOS IDENTIFICADOS NOS METARENITOS						
AMOSTRA	MINERALOGIA (%)				DESCRITA POR	OBSERVAÇÕES
	PyI	PyII	CPy	Mo		
F-01-P3	-	90	10	-	Juarez	
F-01-P4	-	90	10	-	Juarez	
F-01-P8	5	85	10	-	Juarez	
F-01-P9	-	85	15	-	Juarez	
F-03-P1	-	85	13	2	Juarez	MoS_2 disseminada
F-06-P2	-	80	15	5	Juarez	MoS_2 disseminada
F-09-P1	-	20	80	-	Juarez	

Nas análises em secções polidas realizadas sobre o corpo do metarenito foi identificada a presença de pirita, calcopirita e molibdenita.

A pirita parece ser representada por duas gerações. A primeira é composta por

cristais euédricos a subédricos, muito corroídos, disseminados irregularmente na rocha e associados aos silicatos primários. A segunda é representada pela ocorrência de pirita sob forma irregular, preenchendo espaços intergranulares e vazios aos longo dos planos de fraturas. A pirita da primeira geração apresenta-se disseminada no corpo do metarenito, sem qualquer vinculação espacial com as zonas tensionadas e afetadas pela alteração hidrotermal. Esta característica sugere que esta geração de pirita relaciona-se ao processo sedimentar original.

A possibilidade da existência de duas gerações de pirita foi identificada em raras amostras.

Os sulfetos observados na maioria das amostras sugerem ter sua geração intimamente relacionada aos processos de greisenização a que o metarenito foi submetido. São constituídos essencialmente por pirita e subordinadamente por calcopirita e molibdenita. Os sulfetos apresentam-se estruturalmente condicionados aos espaços vazios desenvolvidos ao longo dos planos de fraturamento. A deposição dos sulfetos nos espaços vazios parece ter sido proporcionada por um ambiente de mais baixa pressão, resultando em estruturas rítmicas arranjadas na forma de texturas esqueléticas ou em tabiques (Fig. 4, E). O processo de preenchimento evoluiu até a constituição de massas sulfetadas irregulares que ocupam integralmente os espaços vazios e mesmo as áreas intergranulares.

A *pirita* é o sulfeto dominante, apresentando raras vezes relações de contemporaneidade com a calcopirita, sendo normalmente substituída e corroída pela mesma. Alguns setores amostrados nas proximidades de faixas mais intensamente greisenizadas apresentam a calcopirita como sulfeto predominante.

A *molibdenita*, quando presente, não se associa diretamente aos demais sulfetos ocorrendo disseminada na forma de minúsculos cristais, em zonas com predomínio

TABELA 2. ANÁLISES QUÍMICAS DE ALGUNS INTERVALOS DO METARENITO

AMOSTRA	LABORATÓRIO	WO_3 (%)	Cu	Pb	Zn	As	Ag	Au	Mo	Bi	Ba	Sn	Nb	Ta
F-01-L_1	GEOBEL	0,05	146	10	21	5	1,8	< 0,05	10	-	-	-	-	-
F-01-$L_2(P_3)$	GEOSOL	0,01	1.010	8	36	*	2,4	< 0,05	< 5	< 10	37	< 5	< 20	< 25
F-01-$L_6(P_8)$	GEOSOL	0,03	680	15	45	*	1,9	< 0,05	< 5	< 10	68	< 5	< 20	< 25
F-01-$L_7(P_9)$	GEOSOL	0,03	920	8	36	< 1	< 1,0	< 0,05	7	< 10	68	< 5	< 20	< 25
F-03-$L_1(P_1)$	GEOSOL	0,07	1.410	20	28	< 0,1	12	< 0,05	144	< 10	37	< 5	< 20	< 25
F-06-$L_2(P_2)$	GEOSOL	0,03	2.760	38	37	< 0,1	3,6	< 0,05	290	< 10	< 20	< 5	< 20	< 25
F-08-L_3	GEOBEL	0,05	205	4	28	< 1	-	0,13	< 10	-	-	-	-	-
F-09-L_1e$L_2(P_1)$	GEOBEL	0,05	16.100	-	-	< 1	-	-	-	-	-	-	-	-

* Não Detectado

\- Análise não Solicitada

de filossilicatos secundários (Fig. 4, H).

.Análises Químicas

As análises químicas de algumas amostras do metarenito revelam compatibilidade com a mineralogia dos minerais de minério caracterizados no estudo em luz refletida (Tabela 2).

Não foram registrados valores significativos para tungstênio, mas o cobre, o molibdênio e a prata apresentam elevadas concentrações em alguns intervalos. Deduz-se que, apesar da proximidade física entre o metarenito e os veios e filões de quartzo enriquecidos em wolframita, o tungstênio ficou restrito aos veios individualizados, sem ter proporcionado enriquecimento na rocha encaixante. Por outro lado, o processo mineralizante favoreceu o enriquecimento do metarenito em cobre e molibdênio, por meio da deposição de sulfetos (calcopirita e molibdenita). Os valores elevados de prata são explicados pela sua possível retenção na estrutura dos sulfetos de ferro (pirita) e de ferro e cobre (calcopirita). Apesar de não terem sido realizados testes específicos, aceita-se a possibilidade da prata estar aprisionada na rede cristalina dos sulfetos, posto que em secções polidas não foram identificados minerais de prata.

Rochas Vulcânicas

As rochas vulcânicas intercalam-se no pacote sedimentar, constituindo localmente unidades contínuas com espessura variável entre 1 a 70 m.

Nas imediações do depósito, especialmente nos flancos norte e noroeste, a encaixante dos veios mineralizados é constituída essencialmente por litotipos vul

cânicos de caráter máfico-ultramáfico (anfibólio-xistos, clorita-xistos e talco-xistos), que constituem prováveis basaltos, peridotitos e/ou piroxenitos submetidos a um metamorfismo da fácies xisto-verdes e afetados em grau variável pelo processo de greisenização. Estas litologias, a exemplo dos metassedimentos, resultam em tipos litológicos híbridos, nem sempre facilmente identificáveis.

Macroscopicamente apresentam-se com tonalidades de verde, grã-fina, pronunciada xistosidade e magnetismo, sendo identificáveis a clorita, a magnetita e sulfetos disseminados ou preenchendo fraturas.

.Estudos Petrográficos

Ao microscópio, destaca-se a presença de piroxênios, anfibólios e plagioclásios, secundados pela biotita, clorita e talco. A ocorrência de micas incolores ou levemente pleocróicas e da fluorita, é atribuída ao processo hidrotermal superimposto.

Os cristais prismáticos de diopsídio apresentam dimensões inferiores a 2 mm, com contornos corroídos, muito fragmentados e substituídos por anfibólio (tremolita-actinolita) e filossilicatos (biotita e talco).

Duas variedades de anfibólios estão presentes: a tremolita-actinolita e a hornblenda, ambas em maior parte resultantes da uralitização dos piroxênios.

A *tremolita-actinolita* constitui cristais tabulares e sub-tabulares, pequenos (<1mm) que, sem orientação preferencial, formam glomérulos policristalinos dispersos na rocha. Quando substituem o diopsídio, mantêm a sua orientação cristalográfica e podem constituir verdadeiros pseudomorfos.

TABELA 3. QUADRO SÍNTESE DA COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DAS ROCHAS METAVULCÂNICAS

AMOSTRA	TIPO ESTUDO	MINERALOGIA (%)																						CLASSIFICAÇÃO	DESCRITA POR	OBSERVAÇÕES
		ACTINOLITA + HORNBLENDA	HORNBLENDA	DIOPSÍDIO	PLAGIOCLÁSIO	CLORITA	BIOTITA	TALCO	EPIDOTO	MICA - INCOLOR	CARBONATO	ALBITA	QUARTZO	TITANITA	APATITA	FLUORITA	SCHEELITA	OPACOS	MAGNETITA	GOETITA	HEMATITA	PIRITA	CALCOPIRITA			
F-13-L_1	Lâmina Delgada	24	-	43	-	-	-	20	-	-	1	-	-	1	1	-	-	10	-	-	-	-	-	Tremolita-Diopsídio-Xisto	Juarez	Provável metapiroxenito
F-13-P_1	Secção Polida	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	85	-	-	10	5	Tremolita-Diopsídio-Xisto	Juarez	Provável metapiroxenito
F-15-L_3	Lâmina Delgada	-	70	-	25	-	5	-	TR	-	-	-	-	-	-	-	-	2,5	-	-	-	-	-	Anfibólio-Xisto	Juarez	Provável metabasalto
F-17-L_1	Lâmina Delgada	-	87	-	-	1	-	-	1	6	-	TR	-	1	1	1	1	1	-	-	-	-	-	Anfibólio-xisto	Juarez	Provável metapiroxenito
F-17-L_5	Lâmina Delgada	76	-	-	-	2	15	-	1	-	TR	-	TR	1	1	1	-	4	-	-	-	-	-	Anfibólio-xisto	Juarez	Provável metapiroxenito
F-17-P_2	Secção Polida	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	80	-	-	15	5	Anfibólio-xisto	Juarez	Provável metapiroxenito
BA-259	Lâmina Delgada	75	-	-	20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	3	1,5	0,5	Anfibólio-xisto	SUTEC/ CVRD	Provável metabasalto
AJ-634	Lâmina Delgada	-	-	-	-	-	-	-	-	15	-	-	-	-	-	-	-	2	-	3	-	80	-	Talco-Xisto	SUTEC/ CVRD	Provável metaperidotito
AJ-632	Lâmina Delgada	-	-	-	-	92	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	8	-	-	-	-	-	Clorita - xisto	SUTEC/ CVRD	
AJ-630	Lâmina Delgada	-	35	-	55	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10	-	-	-	-	-	Anfibólio-xisto	SUTEC/ CVRD	Provável metabasalto

A *hornblenda* ocorre na forma de cristais equidimensionais, com sinais de deformação (extinção ondulante) e de recristalização na forma de cristais submilimétricos, prismáticos, agregados sob forma radial. Apresenta nítido pleocroísmo (γ = verde azulado; α = verde azulado; β = verde amarelado), forte dispersão e birrefringência ligeiramente anômala, sugerindo tratar-se de um termo sódico, não tendo sido possível no entanto determinar a sua variedade por meios óticos.

Os feldspatos calco-sódicos constituem agregados policristalinos recristalizados que se dispõem intersticialmente aos anfibólios. O seu tamanho médio é de 0,1 mm e não apresentam geminação. Algumas características óticas como o seu relevo inferior ao bálsamo e figuras de interferência biaxiais negativas, sugerem tratar-se de albita ou oligoclásio sódico ($A_n \pm 5$; $A_n \pm 17$).

Os filossilicatos ocorrem como minerais secundários e de alteração, podendo em casos particulares constituir-se em minerais essenciais. A clorita, o talco, a biotita e a mica não pleocróica, representam invariavelmente espécies minerais derivadas de processos de alteração metamórfica ou metassomática.

A biotita substitui os anfibólios e plagioclásios e ocorre como cristais submilimétricos, às vezes orientados. O talco deriva da alteração dos piroxênios e anfibólios magnesianos, apresentando características óticas de uma variedade rica em ferro e alumínio, a minnesotaita. A clorita provém da alteração dos anfibólios e da biotita e constitui pequenos agregados subradiais.

Alguns minerais identificados em lâminas delgadas são atribuídos ao processo de greisenização. A mica não pleocróica, que em alguns casos ocorre intercrescida lamelarmente com a clorita; a fluorita que corroe e se dispõe nos interstícios dos demais silicatos e o carbonato que preenche filonetes asso-

ciado à fluorita e sulfetos, compõem uma associação mineralógica atribuída à ação dos processos hidrotermais pós-magmáticos relacionados à intrusão do Granito Musa.

Dois tipos de minerais opacos são identificados: os óxidos e hidróxidos e os sulfetos. Os óxidos apresentam relações texturais que os identificam como singenéticos. São apresentados como disseminações de magnetita, goetita e hematita. Os hidróxidos são resultantes de processos de alteração supergênica. Os sulfetos são representados pela pirita e secundariamente pela calcopirita. Ocorrem disseminados na rocha ou preenchendo vênulos e fraturas. Ao preencherem fraturas, associam-se a conjuntos mineralógicos resultantes dos processos de alteração hidrotermal, fazendo supor a existência de uma fase de remobilização dos sulfetos primários.

Granito Musa

O estudo do corpo granítico da Musa visou estabelecer as possíveis relações existentes entre o núcleo intrusivo e o depósito de tungstênio situado em seu bordo noroeste.

O enfoque principal foi centrado no setor noroeste e central da intrusão, sem pretender abranger a totalidade de sua área aflorante.

O material para estudo foi obtido em várias estações de amostragem situadas no próprio local do jazimento, pela intersecção de uma apófise granítica no Furo F-09, nas proximidades do borda da intrusão, situado a 1,7 km do depósito de tungstênio e em um perfil ao longo da estrada que liga a Fazenda União à PA-150, distanciadas respectivamente de 3,5, 4, 10 e 11,5 km do bordo noroeste da intrusão.

FOTO Nº 1

Granito Musa. Destacam-se os núcleos elipsoidais de quartzo azulado (F-09).

FOTO Nº 2

Quartzo com wolframita, extraído dos veios mineralizados por garimpagem.

As descrições petrográficas, as análises modais, as análises químicas totais, bem como as datações radiogênicas relatadas no presente trabalho são representativas das litologias existentes no flanco norte-noroeste da intrusão, provavelmente relacionadas com a mineralização.

Por consequência, as conclusões obtidas pelo autor, devem ser entendidas como relativas às fácies graníticas que ocorrem na mencionada região.

Os estudos específicos empenhados por colegas vinculados à Universidade Federal do Pará, quando concluídos, poderão confirmar, alterar ou mesmo questionar as conclusões ora obtidas pelo autor.

A denominação genérica de Granito Musa foi conservada no decorrer do texto, visto que a maioria das amostras apresentou uma composição modal compatível com o campo 3 (campo dos granitos) quando plotadas no diagrama classificatório de STREICKEISEN (1976).

Feições Estruturais e Aspecto Macroscópico

O batólito granítico da Musa é a feição estrutural mais proeminente na área. Seus contatos bruscos, a extensa auréola termal desenvolvida ao longo do seu bordo e a presença de apófises graníticas que seccionam as litologias regionais, sugerem um alojamento (emplacement) intrusivo para o granito.

O seu bordo noroeste é constituído por uma rocha mesocrática de cor rosada, granulação média a grossa, textura inequigranular a porfiróide, composta por feldspato, quartzo, biotita e secundariamente hornblenda e muscovita. O quartzo apresenta-se agregado em núcleos elipsoidais com tonalidade azulada que proporcionam uma textura peculiar característica (Foto nº 1).

Petrografia e Geocronologia

Ao microscópio apresenta uma textura alotriomórfica a hipidiomórfica (aplítica a granítica), relativamente inequigranular com algumas fácies porfiróides. As análises petrográficas sintetizadas na Tabela 4, caracterizam a seguinte composição média: quartzo 28,74%; K-feldspato 45,62%; plagioclásio 23,42%; biotita + clorita + acessórios 1,94%; anfibólios 0,28%.

O *quartzo* constitui duas formas essenciais. Ocorre na forma de cristais médios a grandes (1,5 - 5 mm), ora constituindo núcleos elipsoidais (Fig. 3, b), ora preenchendo vênulos e fraturas, ou como cristais submilimétricos compondo a matriz.

As formas de maiores dimensões compõem-se de cristais anédricos com contornos engrenados entre si que apresentam extinção ondulante e evidências de recuperação e recristalização em seus bordos. Também ocorrem ocasionalmente na forma intersticial, com a inclusão de finas agulhas de rutilo e fluídos.

Secundariamente ocorre sob a forma de cristais submilimétricos arranjados em textura mosaico compondo a matriz. É suposto que pertença a uma geração tardia que corroe e engloba os feldspatos e as micas.

Microclínio - Constitui cristais anédricos com até 5 mm de comprimento, pertíticos que englobam poiquiliticamente o quartzo e o plagioclásio. Apresentam em geral uma macla em grade. A exsolução da albita constitui vênulos e máculas pertíticas que ocupam até 1/3 do volume total dos cristais. É comum a presença de bordos de composição albítica, bastante límpidos, que caracterizam uma fase de albitização tardia. Existem evidências que sugerem que o microclínio evoluiu a partir da substituição do oligoclásio (Fig. 3, A).

O microclínio também corroe e substitue o quartzo, ao qual, às vezes se associa constituindo uma textura simplectítica.

Plagioclásio - Apresenta-se invariavelmente sob a forma de cristais subtabulares a tabulares, levemente corroídos. Os cristais maiores (até 3,5 mm), são constituídos por núcleos de oligoclásio bastante sericitizados e saussuritizados. O núcleo mais cálcico é geralmente circundado por um bordo mais límpido de composição albítica. A albita também constitui minúsculos cristais que ocorrem na matriz, associada à biotita e à clorita.

O oligoclásio é corroído e substituído pelo microclínio e pelo quartzo.

Hornblenda - Seus cristais subtabulares apresentam-se corroídos e parcialmente substituídos por minerais secundários. É frequente a presença de um zoneamento nos cristais, constituído por um núcleo parcialmente alterado a biotita e epídoto envolto por um bordo mais ferruginoso.

Biotita - É cristalizada na forma de cristais anédricos com contornos lobulares a ponteagudos que ocorrem disseminados no corpo da rocha. Apresenta um grau variável de cloritização, desenvolvida preferencialmente ao longo de planos paralelos à clivagem.

Muscovita (Sericita) - Ocorre essencialmente na forma de finos cristais como produto de alteração dos minerais primários, em especial a partir dos plagioclásios. Em zonas submetidas à greisenização mais intensa, o registro da muscovita é mais conspícuo, ocorrendo na forma de cristais de maiores dimensões.

Clorita - Constitui cristais irregulares e núcleos associados às micas, como produto de alteração dos feldspatos ou como sub-produto da substituição parcial ou total da biotita.

Fluorita - Acha-se presente como cristais anédricos disseminados isoladamente na rocha ou compondo agregados intersticiais, associados ao quartzo e às mi

cas. Em sua geração tardia corroe e substitue parcialmente a maioria dos outros minerais.

Carbonato - É identificado na forma de pequenos cristais ou agregados policristalinos finamente granulados que constituem máculas irregulares no corpo dos plagioclásios. Pode ocorrer incluso na muscovita e, em uma fase tardia, compõe filonetes e preenche microfraturas que recortam os demais minerais.

Zircão - É representado por pequenos cristais anédricos a subédricos. Quando em contato com a biotita e clorita imprime nas mesmas halos pleocróicos característicos.

Minerais Opacos - Os minerais opacos relacionam-se preferencialmente com a clorita e a biotita. Ocorrem com frequência dispostos ao longo dos planos de clivagem e são representados por magnetita e ilmenita.

Os demais minerais acessórios como a apatita, o epídoto e o esfeno constituem produtos de alteração dos feldspatos e da biotita.

Recentes estudos realizados no Departamento de Geocronologia da USP atribuem às amostras do bordo noroeste do Granito Musa uma idade de 1.857 ± 55 m.a. baseada em determinações K/Ar em feldspatos potássicos. A idade radiogênica deverá ser melhor aferida a partir de determinações pelo método U/Pb em Zircão, ora em processamento na Western Ontário University - Canadá. A presente datação sugere que a fase intrusiva do Granito Musa mais diretamente relacionada com a mineralização de tungstênio, seja contemporânea às fases tardias do ciclo Transamazônico, correlacionando-se com a série granítica da Serra dos Carajás.

Os estudos preliminares realizados nas fácies aflorantes no flanco noroeste do maciço granítico, baseados em estimativas modais, sugerem que a sua composição

FIGURA 4. FOTOMICROGRAFIAS DE SECÇÕES POLIDAS

A. Cristais idiomorfos de wolframita (Wf) imersos na ganga de quartzo.

B. Pirita (Py) e calcopirita (Cp) preenchendo fraturas nos cristais de wolframita.

C. Scheelita (X) desenvolvendo-se ao longo dos planos de fraturamento da wolframita.

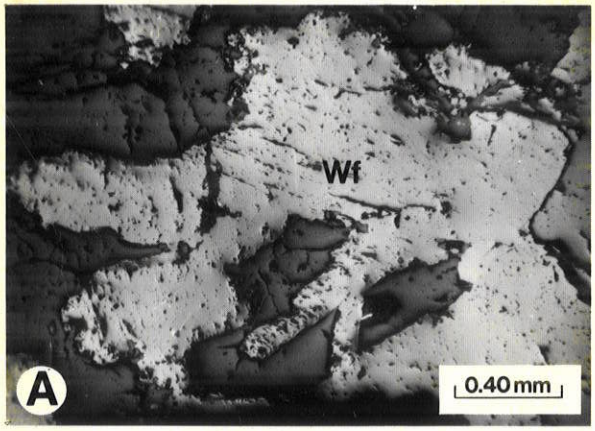
D. Núcleo de corrosão em cristal de wolframita com preenchimento parcial de quartzo e pirita. Lente de imersão.

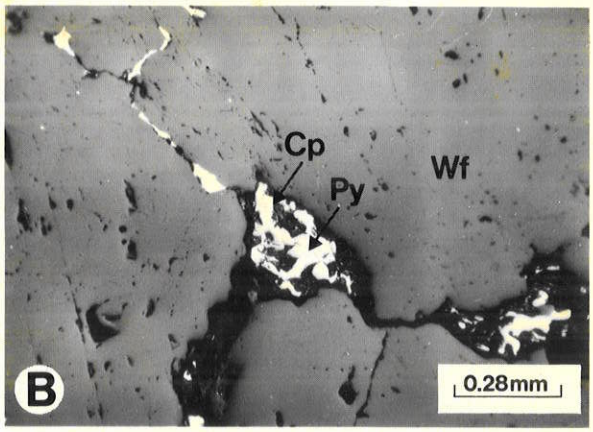
E. Pirita preenchendo parcialmente vazios de dissolução em quartzo de veio.

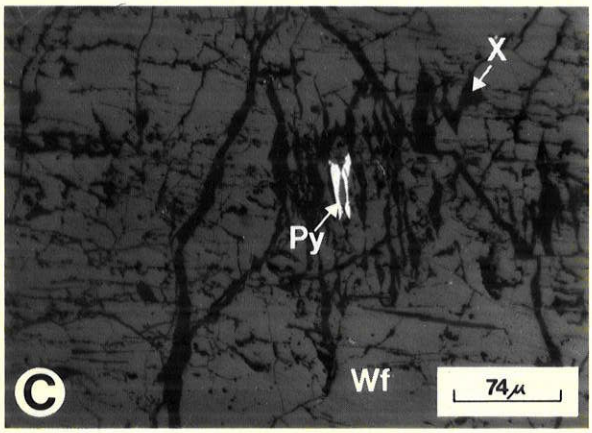
F. Deposição de calcopirita (Cp) e marcassita (M) em um quartzo-topázio greisen.

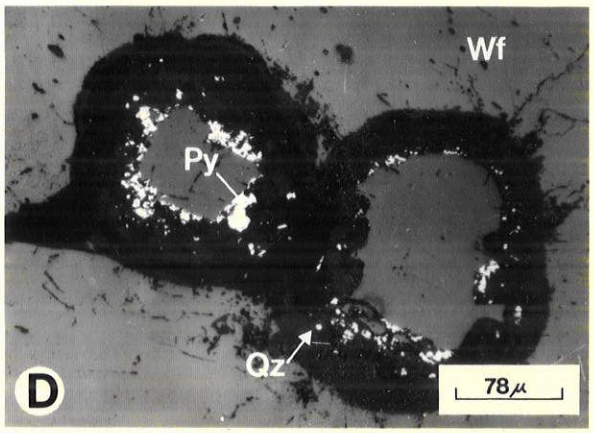
G. Pirrotita (Po) é substituída parcialmente por calcopirita (Cp) e esfalerita (Sph). Lente de imersão.

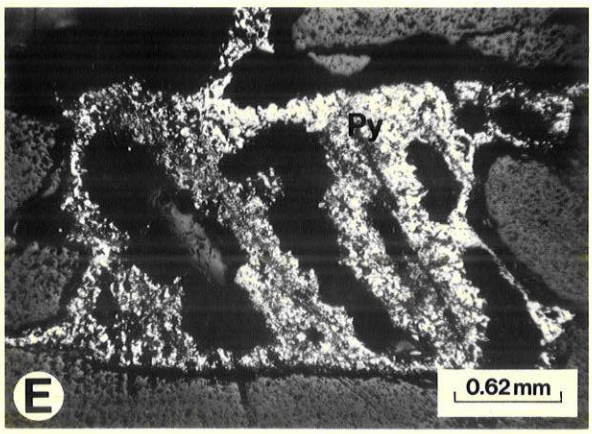
H. Cristais lamelares de molibdenita disseminados (Mo). Lente de imersão.

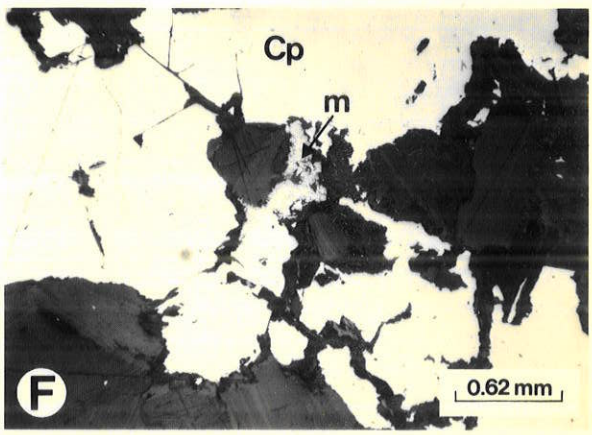

Wf
A
0.40 mm

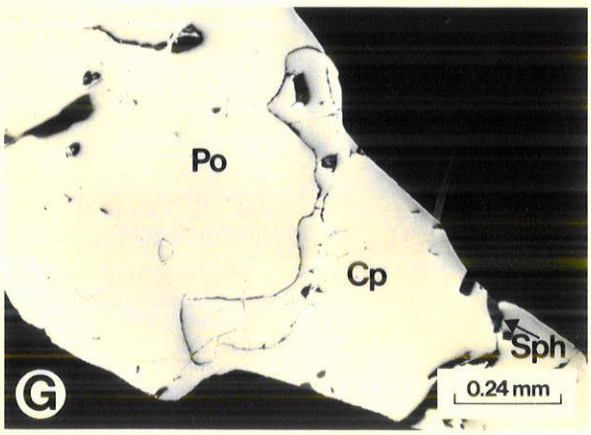

Cp
Py
Wf
B
0.28 mm


X
Py
Wf
C
74 μ


Wf
Py
Qz
D
78 μ


Py
E
0.62 mm


Cp
m
F
0.62 mm


Po
Cp
Sph
G
0.24 mm

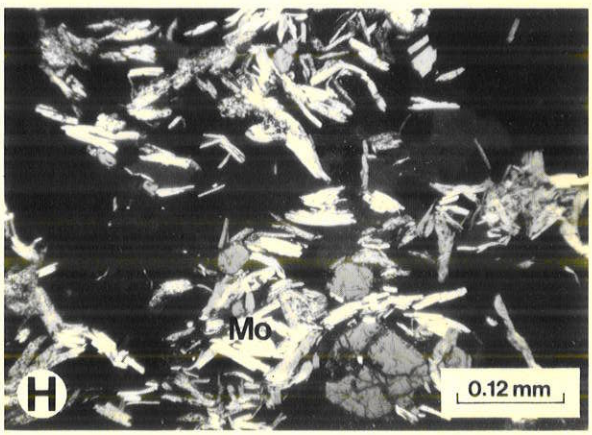

Mo
H
0.12 mm

TABELA 4. - COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA E CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA DO GRANITO MUSA

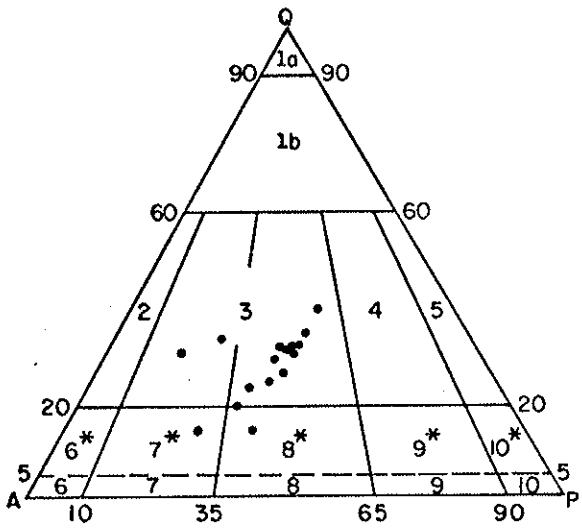
AMOSTRA	ORIGEM	ASSOCIAÇÃO MINERALÓGICA (%)																		DESCRITA POR	CLASSIFICAÇÃO*
		QUARTZO	MICROCLÍNIO	PLAGIOCLÁSIO	MUSCOVITA	SERICITA	HORNBLENDA	BIOTITA	CLORITA	EPIDOTO	TOPÁZIO	FLUORITA	ZIRCÃO	ALLANITA	ESFENO	APATITA	CARBONATO	OPACOS	OUTROS		
F-09-L_4	Testemunho	35	30	25	-	8	-	-	TR	-	-	2	TR	-	-	-	-	TR	-	Juarez	Monzogranito
F-09-L_6	Testemunho	40	25	TR	25	-	-	-	5	-	5	-	TR	-	-	-	-	TR	-	Juarez	Monzogranito
F-09-L_7	Testemunho	32	33	30	-	1	-	TR	3	-	-	TR	TR	-	-	-	TR	1	-	Juarez	Monzogranito
F-09-L_8	Testemunho	31	34	25	4	-	-	-	4	-	-	TR	TR	-	-	-	TR	TR	-	Juarez	Monzogranito
F-09-L_9	Testemunho	30	38	27	-	-	-	5	TR	-	-	-	TR	-	-	-	-	TR	-	Juarez	Monzogranito
F-09-L_{10}	Testemunho	32	35	25	-	-	-	7	-	-	-	TR	TR	-	-	-	TR	1	-	Juarez	Monzogranito
F-09-L_{11}	Testemunho	32	34	28	-	-	-	2	3	-	-	TR	TR	-	-	-	TR	1	-	Juarez	Monzogranito
F-09-L_{12}	Testemunho	32	36	27	-	-	-	1	3	TR	-	TR	TR	TR	-	TR	TR	1	-	Juarez	Monzogranito
BA-466	Superfície	34	46	19	-	-	-	1	TR	-	-	-	-	-	-	-	-	TR	-	GEOSOL	Sienogranito
BA-467	Superfície	27	38	31	-	-	1	2,5	0,5	-	-	-	-	-	-	-	-	TR	-	GEOSOL	Monzogranito
BA-468	Superfície	31	55	13	-	-	-	0,5	0,5	-	-	-	-	-	-	-	-	TR	-	GEOSOL	Sienogranito
BA-469	Superfície	25	42	30	-	-	-	1,5	1	-	-	-	TR	-	-	-	TR	0,5	-	GEOSOL	Monzogranito
MJ-05	Superfície	24	46	26	-	-	-	2	1	1	-	-	TR	TR	-	-	-	1	-	Juarez	Monzogranito
PT-237	Superfície	15	50	25	-	-	5	3	1	TR	-	-	-	-	-	TR	-	1	-	Paulo Abib Engenharia	Quartzo-Monzonito
PT-238	Superfície	20	50	25	-	-	-	5	TR	-	-	-	-	-	TR	1	-	2	-	Juarez	Monzogranito
PT-239	Superfície	15	60	25	-	-	-	3	1	-	-	-	-	-	TR	-	-	1	-	Paulo Abib Engenharia	Quartzo-Sienito

* Segundo classificação de Streickeisen, A. (1976)

FIGURA 5

COMPOSIÇÃO DO GRANITO MUSA,

DE ACORDO COM A CLASSIFICAÇÃO DE STREICKEINSEN, 1.976.



• - AMOSTRAS DO GRANITO MUSA (TABELA 5)

situa-se predominantemente no campo 3b do diagrama classificatório de STREICKEISEN (1976), Fig. 5. Sua composição básica é monzogranítica com tendência a sienogranítica.

Considerando a recomendação de STREICKEISEN (1976) é conservada no texto a designação genérica do Granito Musa para esta unidade, visto que as amostras analisadas incidem essencialmente no campo 3 do digrama classificatório formalizado pelo mencionado autor (Fig. 5).

Alteração Hidrotermal

Todas as amostras analisadas apresentam um grau variável de alteração hidrotermal e, a exemplo das demais litologias da área, transicionam para áreas intensamente greisenizadas que mascaram totalmente as características da rocha original e resultam em termos aqui identificados como rochas transicionais ou greisens.

O granito, mesmo quando aparentemente são, revela ao estudo microscópico, alterações e mudanças mineralógicas que são atribuídas aos processos hidrotermais tardi e pós-magmáticos.

As principais feições relacionadas ao fenômeno são:

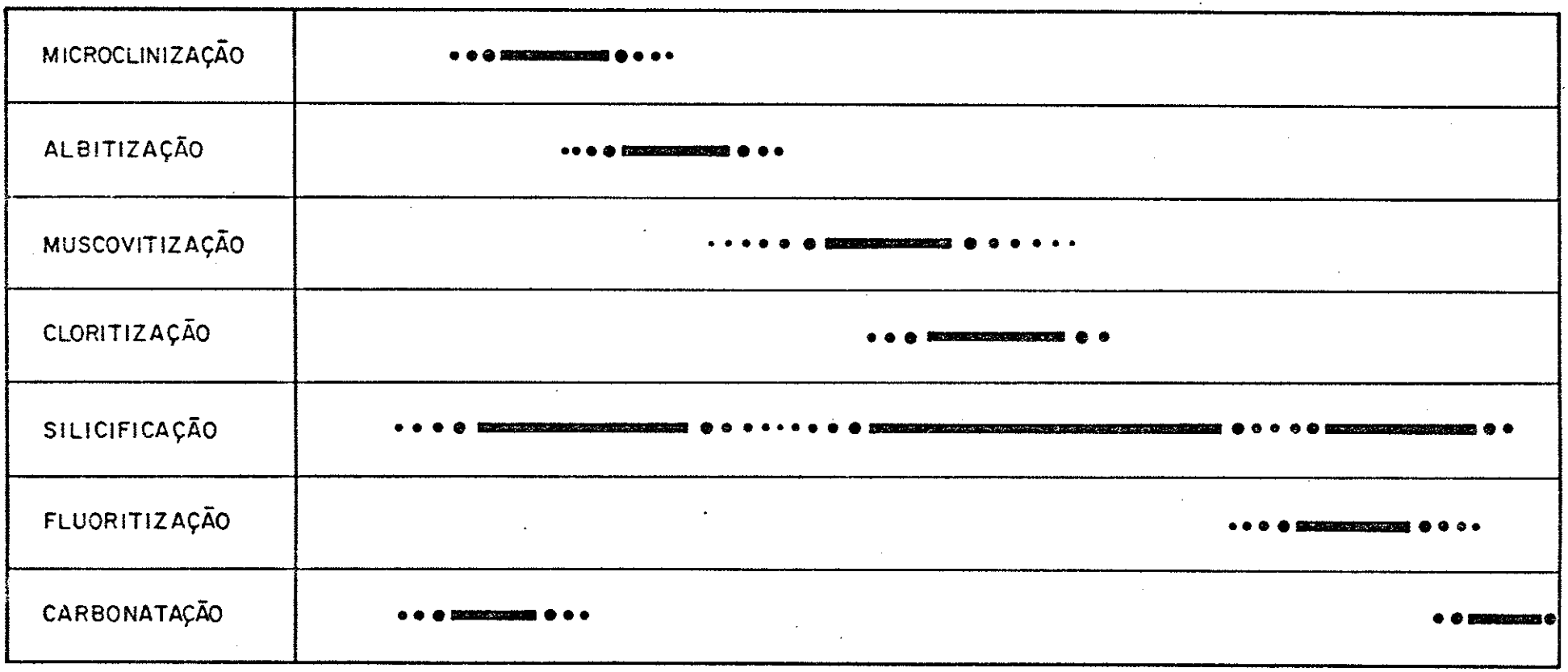
-Sericitização e saussuritização dos plagioclásios (oligoclásio).

-K-feldspatização do oligoclásio com a geração de microclínio secundário.

-Pertitização dos K-feldspatos e albitização dos plagioclá

FIGURA 6

SUCESSÃO DOS EVENTOS DE ALTERAÇÃO E SUBSTITUIÇÃO NO GRANITO MUSA.



sios precoces, com a formação de coronas albíticas e neoformação de albita na matriz.

-Lixiviação e substituição da biotita por muscovita, epídoto e/ou clorita, com provável liberação de Fe e Ti gerando esfeno, ilmenita e magnetita. A geração de muscovita é sucedida pelo aparecimento da clorita.

-Evolução complexa do quartzo evidenciada por várias fases de geração e mobilização. Registra-se a presença de quartzo rutilado e de quartzo isento de rutilo, mas com abundantes inclusões fluídas, deformado e recristalizado (poligonizado).

A fase mais notável de recristalização parece ser contemporânea ao processo de cloritização/muscovitização da biotita.

O preenchimento de fraturas por quartzo pós-poligonização evidencia ainda a existência de uma fase de silicificação tardia.

-Fluoritização que é registrada de forma conspícua, associada à silicificação.

-Carbonatação que ocorre em estágio precoce como produto de saussuritização dos plagioclásios mas, em fase tardia ocorre preenchendo fraturas que incidem sobre os demais minerais.

Os fenômenos acima enumerados relacionam-se temporalmente conforme esquema gráfico retratado na Fig. 6. É relevante salientar que pode ter havido a retomada de algumas fases não detectadas durante o estudo efetuado.

TABELA 5. COMPOSIÇÃO QUÍMICA MÉDIA DO GRANITO MUSA

(%) / (ppm)	F-09-1.9[1]	MJ-06	MJ-07	BA-466	BA-467	PT-239	BA-468	BA-469	MÉDIA
SiO_2 (%)	73,30	72,70	71,30	75,50	70,70	75,30	74,80	74,50	73,47
Al_2O_3	12,70	13,00	13,10	12,50	12,80	12,60	12,30	12,80	12,72
Fe_2O_3	0,64	1,40	2,00	0,59	2,20	0,84	1,00	1,30	1,24
FeO	1,40	0,62	1,32	0,46	1,56	0,23	0,78	0,38	0,84
P_2O_5	0,06	0,09	0,17	0,05	0,23	0,05	0,05	0,05	0,10
CaO	1,00	1,10	1,70	0,81	1,80	0,43	0,86	0,73	1,05
MgO	0,38	0,50	0,96	0,07	0,70	0,13	0,30	0,20	0,40
Na_2O	3,80	3,80	3,40	3,70	3,70	3,10	3,30	3,40	3,52
K_2O	5,10	5,20	4,40	5,70	4,80	5,60	5,20	5,70	5,21
TiO_2	0,28	0,32	0,58	0,14	0,62	0,18	0,28	0,25	0,33
MnO	0,04	0,04	0,06	0,01	0,06	0,02	0,02	0,03	0,03
Co_2	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
L.O.I.	1,00	0,94	0,75	0,20	0,68	1,44	0,62	0,31	0,74
H_2O^+	0,17	0,05	0,45	0,15	0,75	0,19	0,61	0,25	0,32
H_2O^-	0,00	0,07	0,00	0,17	0,22	0,05	0,22	0,26	0,12
F (ppm)	2.680	1.180	766	1.900	850	242	640	1.100	1.170
Cl	39	26	50	< 20[2]	64	20	<20	< 20	32,4
Ba	820	630	1.180	310	1.190	610	600	570	739
Rb	280	300	170	300	220	290	280	370	276
Sr	120	130	190	92	240	110	140	120	142
V	65	71	82	76	112	56	82	56	79
Pb	25	33	25	57	37	29	44	39	35
Zn	23	50	87	6	66	<2	34	16	35
Nb	< 20	< 20	20	24	31	<20	26	29	23,7
Zr	200	176	400	128	360	116	184	156	215
Li	24	24	31	13	33	7	31	13	22
Ga	17	10	22	30	28	13	28	28	22
Cu	< 2	5	< 2	< 2	8	< 2	< 2	< 2	3
Co	< 5	< 5	6	< 5	< 5	< 5	< 5	14	< 5
Ni	< 5	6	8	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Cr	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
U	4	6	3	11	8	3	12	11	7,25
Th	< 25[2]	< 25	< 25	< 25	< 25	< 25	< 25	< 25	< 25
Sn	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Ta	< 25	< 25	< 25	< 25	< 25	< 25	< 25	< 25	< 25
Be	5	4	3	4	8	2	5	6	4,6
Cs	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
W	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15
Sc	< 5	< 5	9	< 5	10	< 5	< 5	< 5	< 5
Mo	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
B	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
As	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Y	34	28	66	50	36	10	36	20	35
Ce	162,4	103,8	164,8	125,1	200,4	71,9	127,6	98,4	131,8
Sm	13,1	7,3	14,1	9,2	13,3	5,0	11,9	6,7	10,07
Yb	4,1	3,7	5,3	6,9	4,1	2,2	3,9	3,2	4,17
La	93,4	62,0	88,9	83,6	84,6	47,3	109,5	66,7	79,5
Nd	63,6	34,1	68,2	42,1	59,1	26,2	59,5	34,9	48,4
Eu	1,3	1,07	2,10	1,2	2,0	0,87	1,4	0,92	1,35
Gd	8,40	5,20	10,0	7,3	8,5	3,10	7,4	4,3	6,77
Dy	6,90	4,80	8,80	7,5	7,3	2,70	5,9	3,7	5,95
Er	4,00	3,40	5,30	5,8	4,2	1,70	3,5	2,5	3,80
Lu	0,56	0,61	0,76	1,1	0,55	0,35	0,55	0,51	0,62
Ho	1,50	1,10	1,96	1,7	1,3	0,55	1,1	0,61	1,22
Tm	0,70	0,63	0,95	0,98	0,61	0,33	0,50	0,40	0,64

(1) - F.-09-MJ-06 - amostras do Granito Musa

(2) - < 20, < 25... - limite inferior de detecção do elemento pelo método analítico empregado

Obs.: As análises foram realizadas pelo laboratório da Geosol utilizando os seguintes métodos e equipamentos:
- Espectrômetro de fluorescência de Raio-X Rigaku-Denki: SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, CaO, MgO, K_2O, MnO, P_2O_5, Br, Sr, Rb, Cs, Th, Cl, S, Ta e W.
- Espectrômetro de plasma - ICP - ARL - 35.000: MgO, Be, Mn, V, Cr, Ce, Sm, Yb, La, Nd, Eu, Gd, Dy, Er, Lu, Ho, Tm.
- Espectrômetro de absorção atômica - VARIAN AA-6: Na_2O, Cu, Co, Ni, Pb, Li, Ag, Bi, Zn
- Espectrógrafo ótico FARRELL ASH: B, Cr, Ge, Nb, Sn, Y, Sc
- Eletrodo de íon específico ORION: F
- Determinação por métodos de via úmida: U, FeO

Características Geoquímicas

A composição química total de oito amostras representativas do bordo noroeste do corpo intrusivo da Musa está representada na Tabela 5.

Registra-se que a realização de análises químicas totais de rocha, que envolvam a determinação de óxidos e elementos maiores, elementos menores, traços e raros, apresenta inúmeras limitações em nosso país. As dificuldades existentes para a obtenção de determinações acuradas e confiáveis, vão desde a virtual inexistência de padrões litológicos certificados internacionalmente, passando pela deficiência instrumental e até mesmo a inexperiência operacional.

Tendo em vista estas limitações, vários elementos importantes para o estudo petrogenético não foram aferidos em níveis de concentração adequados, por situarem-se abaixo do limite de detecção dos métodos empregados (Th - 25,0 p.p.m.; Sn - 5,0 p.p.m.; Mo - 5,0 p.p.m.; B - 10,0 p.p.m.).

Geoquimicamente as fácies do bordo noroeste do Granito Musa caracterizam uma rocha ultra-ácida (SiO_2 - 73,4%), rica em álcalis ($K_2O + Na_2O_3$ - 8,73%), alumina (Al_2O_3 - 12,72%) e pobre em cálcio (CaO - 1,05%).

Segundo a classificação de SHAND (1951), a rocha apresenta um índice de aluminosidade (IA) que a identifica como um granito da série peraluminosa.

$$IA \text{ (Índice de Aluminosidade)} = {}^{A}/_{CNK} = {}^{Al_2O_3}/_{CaO + Na_2O_3 + K_2O})$$

SÉRIES DE COMPOSIÇÃO - SEG. SHAND, 1951	
Peralcalina	A < NK
Metaluminosa	CNK ≤ NK
Subaluminosa	A ≅ CNK
Peraluminosa	A > CNK

$$IA\ MUSA = {}^{A}/_{CNK} = {}^{12,72}/_{(1,05 + 3,52 + 5,21)} = 1,30$$

<u>IA MUSA = 1,30</u> (Granito da Série Peraluminosa)

A relação de álcalis versus sílica, expresso na representação gráfica anexa, identifica esta fácies do granito como pertencente a uma série sub-alcalina, no conceito de MAC DONALD e KATSURA (1964), Fig. 7.

Quando comparado com a composição média dos granitos normais, atribuída por VINOGRADOV (1962), as fácies do bordo noroeste do Granito Musa apresentam desvios bastante característicos. Registra-se um enriquecimento relativo em SiO_2, K_2O, F e elementos granitófilos como Rb, Nb, Zr, V e T.R. leves, bem como um empobrecimento em TiO_2, Fe_2O_3, MgO e CaO, e em elementos granitófobos como o Ni, Cr, Co e Sr.

A Tabela 6, proporciona a comparação entre a composição química média das fácies do bordo noroeste do Granito Musa e algumas séries graníticas mundiais.

As fácies do bordo noroeste do Granito Musa apresentam uma relativa identidade composicional com os granitos baixo cálcio, TUREKIAN e WEDEPOHL (1961), os granitos especializados metalogeneticamente, TISCHENDORF (1976) e os granitos de transformação, Yanshanian, localizados no sul da R. P. da China, YINGJUN et al (1984).

A distribuição das terras raras leves, normalizada a condrito, ressalta o seu elevado grau de concentração, contrastando com o acentuado pico de depleção de européio, julgado importante para o esclarecimento da gênese do granito, KEQIN et al (1984).

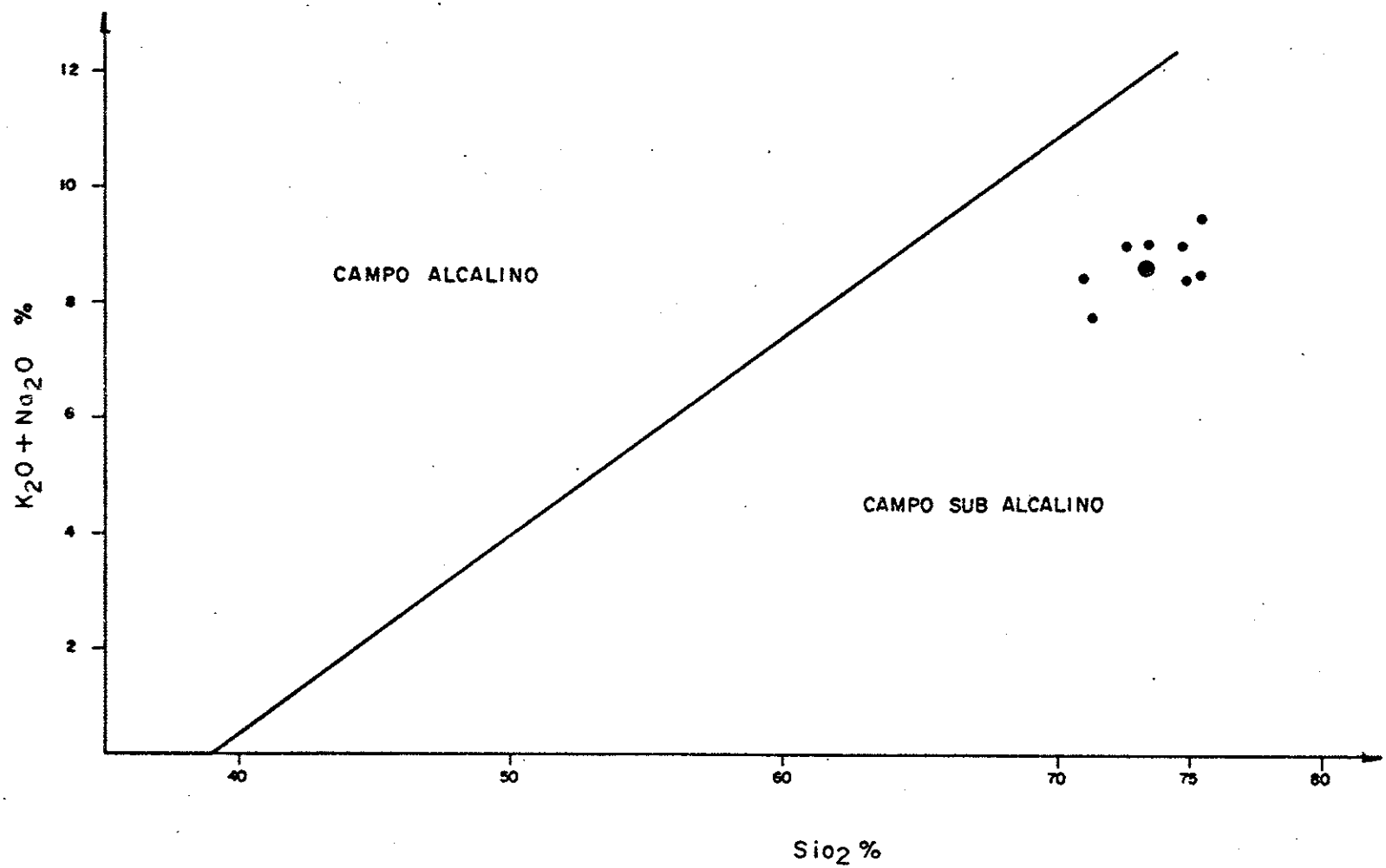
A determinação analítica do cloro não foi realizada sob ambiente de atmosfera controlada e, visto a facilidade de contaminação com fases líquidas ou gasosas portadoras de cloro, o valor assinalado é passível de erro.

O vanádio apresentou um nível de concentração contrastante com a tendência ge-

FIGURA 7

DIAGRAMA ÁLCALIS VERSUS SÍLICA

* Limite segundo MAC DONALD e KATSURA (1.964)



● AMOSTRAS DO GRANITO MUSA

⊕ MÉDIA DAS AMOSTRAS DO GRANITO MUSA

ral de depleção dos elementos granitófilos. O autor não encontrou qualquer justificativa plausível para o fato, ficando o problema em aberto.

Instituto de Geociências BIBLIOTECA I1308 U.S.P.

Modelização Empírica

Várias escolas e cientistas mundialmente reconhecidos tem desenvolvido ao longo das últimas décadas estudos relacionados aos corpos granitóides, suas condições genéticas e relações com jazimentos minerais econômicos.

Diversas classificações tem sido sugeridas na tentativa de definir diferentes séries granitóides em várias partes do mundo. Cada classificação adota critérios específicos, dependentes do enfoque do estudo realizado.

As classificações são propostas em relação a natureza genética dos granitos, levando-se em consideração o seu processo de geração ou a sua fonte geradora (CHAPELL e WHITE, ISHIHARA, ...), em relação a posição do seu alojamento (PEARCE et al, MITCHEL e GARSON, ...), quanto a história da cristalização magmática (SHAND, TUTLE e BOWEN, ...), quanto à sua especialização metalogenética (TISCHENDORF, VLASOV, KORMUSHIN, ...) e muitas outras.

O estudo individualizado de um determinado corpo granítico é sempre direcionado por algum objetivo que, por consequência, irá definir a abrangência e profundidade da pesquisa a ser realizada.

Mais recentemente, um crescente número de pesquisadores tem realizado esforços no sentido de integrar os elementos de informação relacionados com os granitos, considerando indispensável o entendimento da interrelação entre a gênese, composição, evolução e especialização metalogenética.

A hipótese de uma íntima vinculação entre a evolução do Granito Musa e a gera

TABELA 6. COMPOSIÇÃO QUÍMICA TOTAL DO GRANITO MUSA COMPARADA COM ALGUMAS SÉRIES GRANÍTICAS MUNDIAIS

(%)	GRANITO MUSA (1)	GRANITOS NORMAIS (2)	GRANITOS ALTO Ca (3)	GRANITOS BAIXO Ca (4)	GRANITOS "I" (5)	GRANITOS "S" (6)	GRANITOS ESPECIALIZADOS (7)	GRANITOS DO SUL DA CHINA (8)	GRANITOS JOVENS YANSHANIAN (9)	GRANITOS TARDIOS YANSHANIAN (10)	GRANITOS SUL DA ÁSIA (11)
SiO_2	73,47	70,4	67,16	74,22	67,98	69,08	73,38±1,39	72,05	72,62	74,08	73,67
Al_2O_3	12,72	14,5	15,49	13,60	14,49	14,30	13,97±1,07	13,75	13,97	13,23	13,69
TiO_2	0,33	0,24	0,35	0,12	0,45	0,55	0,16±0,10	0,28	0,20	0,17	0,21
Fe_2O_3	1,24	-	-	-	1,27	0,73	0,80±0,47	0,98	0,88	0,88	-
FeO	0,84	-	-	-	2,57	3,23	1,10±0,47	1,96	1,51	1,33	-
Fe Total	1,51	-	2,96	1,41	2,87	3,02	1,40±0,70	1,54	1,71	1,64	1,54
MnO	0,03	-	0,07	0,05	0,08	0,06	0,45±0,04	0,08	0,09	0,05	0,03
MgO	0,40	0,91	1,54	0,26	1,75	1,82	0,77±0,55	0,66	0,48	0,44	0,32
CaO	1,05	2,20	3,54	0,71	3,78	2,49	0,75±0,41	1,38	0,89	0,63	0,84
Na_2O	3,52	3,60	3,82	3,47	2,95	2,20	3,20±0,51	3,22	3,31	3,37	3,27
K_2O	5,21	4,00	3,03	5,06	3,05	3,63	4,69±0,68	4,54	4,74	4,83	5,13
P_2O_5	0,10	-	0,12	0,08	0,11	0,13	-	-	0,16	0,11	-
CO_2	0,74	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P.F.	0,74	-	-	-	-	-	-	-	0,98	0,80	0,77
H_2O^+	0,32	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H_2O^-	0,12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(ppm)											
Ba	739	830	420	840	520	480	-	254	105	280	414
Rb	276	180	110	170	132	180	580±200	278	543	129	235
Sr	142	300	440	100	253	139	-	159	37	90	126
Th	<25	-	8,5	17	16	19	-	-	-	-	-
U	7,25	-	3,0	3,0	3	3	-	-	-	-	-
Zr	215	200	140	175	143	170	-	-	99,2	143,7	-
Nb	23,7	20	20	21	9	11	-	29	41,8	39,9	-
Li	22	40	24	40	-	-	400±200	78	151,1	30,3	-
Ga	22	20	17	17	16	17	-	-	22	21	-
F	1.170	750	520	850	-	-	3.700±1.500	1.049	1.800	1.700	-
Cl	32,4[a]	-	130	200	74	72	-	-	-	-	-
V	79	40	88	44	-	-	-	30	9,41	11,06	17-21
Cu	3	20	30	10	11	12	-	-	22	11	3-12
Co	<5	5	7	1,0	12	13	-	3	6,16	7,50	41
Pb	35	20	15	19	16	27	-	-	69	54	2-10
Zn	35	60	60	39	56	64	-	-	83	75	2-11
Ni	<5	8	15	4,5	9	17	-	-	1,66	0,92	-
Cr	<5	25	22	4,1	27	26	-	41	17	11	-
Sn	<5	3	1,5	3,0	-	-	30±20	32	38	9,94	-
Ta	< 25	3,5	3,6	4,2	-	-	-	7	16,7	16	-
Be	5	5,5	2,0	3,0	-	-	13±6	4,2	10,7	4,5	-
Cs	< 10	5,0	2,0	4,0	-	-	-	-	29,6	7,0	-
W	< 15	1,5	1,3	2,2	-	-	7±3	3,5	16,21	5,15	-
Sc	<5	-	14,0	7,0	15	14	-	-	-	-	-
Mo	<5	1,0	1,0	3,0	-	-	3,5±2	-	-	-	-
B	<10	-	9,0	10,0	-	-	-	-	-	-	-
As	<1	1,9	1,5	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	34	-	35	40	27	32	-	-	-	-	-
Ce	162,4	-	81	92	63	69	-	-	-	-	-
Sm	13,1	-	8,8	10	-	-	-	-	-	-	-
Yb	4,1	-	3,5	4,0	-	-	-	-	-	-	-
La	93,4	-	45	55	29	31	-	-	-	-	-
Nd	63,6	-	33	37	23	25	-	-	-	-	-
Eu	1,3	-	1,4	1,6	-	-	-	-	-	-	-
Gd	8,40	-	8,8	10,0	-	-	-	-	-	-	-
Dy	6,90	-	6,3	7,2	-	-	-	-	-	-	-
Er	4,00	-	3,5	4,0	-	-	-	-	-	-	-
Lu	0,56	-	1,1	1,2	-	-	-	-	-	-	-
Ho	1,50	-	1,8	2,0	-	-	-	-	-	-	-
Tm	0,70	-	0,3	0,3	-	-	-	-	-	-	-
Pr	-	-	7,7	8,8	-	-	-	-	-	-	-
RAZÕES											
A/CNK[b]	1,30	1,48	1,49	1,47	1,50	1,71	1,82±0,4	1,50	1,56	1,49	1,48
Na_2O/K_2O	0,67	0,90	1,26	0,68	0,96	0,60	0,68±1	0,70	0,69	0,69	0,64
K/Na	1,65	1,24	0,88	1,63	1,16	1,84	1,64±0,3	1,57	1,60	1,60	1,72
K/Rb	156	184	229	247	191	167	67±20	135	72,4	310	180
Rb/Sr	1,94	0,60	0,25	1,70	0,52	1,29	-	1,75	14,67	1,43	1,86
Rb/Ba	0,37	0,21	0,26	0,20	0,25	0,37	-	1,09	5,17	0,43	0,56
F/Cl	36,1	-	4,0	4,25	-	-	-	-	-	-	-
F/Li	53,18	18,75	21,66	21,25	-	-	9,25±3,0	13,45	11,91	56,10	-

(1) Composição Média do Granito Musa
(2) Composição Média dos Granitos, seg. Vinogradov, 1962
(3) Composição Média dos Granitos com Alto Cálcio, seg. Turekian e Wedepohl, 1961
(4) Composição Média dos Granitos com Baixo Cálcio, seg. Turekian e Wedepohl, 1961
(5)(6) Composição Média dos Granitos Tipo "I" e "S", seg. Chapell e White, 1984
(7) Composição Média dos Granitos Especializados Metalogeneticamente, seg. Tischendorf, 1976
(8) Composição Média dos Granitos do Sul da China, seg. Chaoqun e Kuirong et al, 1984
(9)(10) Composição Média dos Granitos de Sintexia e de Transformação, seg. Yingjun et al, 1984
(11) Composição Média dos Granitos do Sul da Ásia, seg. Debon e Le Fort, 1984

Obs.: (a) A determinação do Cloro não foi realizada sob atmosfera controlada, o valor é passível de erro.
(b) $A/CNK = Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$

ção do depósito de tungstênio de Pedra Preta, condicionou o aprofundamento do estudo do granito. Todas as investigações realizadas no corpo granítico da Musa visaram o esclarecimento de sua possível vinculação genética com a mineralização.

O direcionamento do estudo realizado, coincidiu com aquele desenvolvido em outros países, com o objetivo de esclarecer os fatores que governam a especialização metalogenética dos granitóides.

São conhecidos os estudos realizados por cientistas australianos no cinturão dobrado de Lachlan e as contribuições de WHITE, CHAPELL, PLIMER e outros; os trabalhos de pesquisadores da Universidade Freiberg na região do Erzgebirge, liderados por TISCHENDORF, ou aqueles executados pelos geólogos chineses no entendimento da metalogênese do sul da China.

Uma característica comum ao trabalho desenvolvido por tais equipes é a integração das informações relacionadas aos diversos fatores que condicionam os núcleos graníticos. São consideradas, entre outras, as informações relativas à sua distribuição espaço-temporal, ao magmatismo gerador, às condições de alojamento, à composição química e mineralógica, à evolução petrológica, e às relações com as mineralizações econômicas.

As Tabelas 7, 8, 9 e 10, sintetizam as presentes conclusões obtidas por TISCHENDORF, PEARCE et al, KEQIN e PLIMER na tentativa de definir e classificar as séries graníticas.

PEARCE et al e KEQIN et al, por meio de seus trabalhos, sintetizam o pensamento de alguns cientistas britânicos e chineses, respectivamente, na proposição de uma classificação genética das séries graníticas.

TABELA 7. CRITÉRIOS DISTINTIVOS ENTRE OS GRANITOS NORMAIS E OS GRANITOS ESPECIALIZADOS METALOGENETICAMENTE (Seg. TISCHENDORF, 1976)

CARACTERÍSTICAS	GRANITOS ESPECIALIZADOS METALOGENETICAMENTE
MAGMATISMO GERADOR	Derivados de um magmatismo marcadamente siálico de presumível origem palingênica.
CONDICIONAMENTO ESPAÇO-TEMPORAL	Relacionados a complexos intrusivos polifásicos de caráter tardi e pós-cinemático, situados preferencialmente na forma de fácies apicais dos batólitos.
CONDIÇÕES DE ALOJAMENTO(EMPLACEMENT)	Nítidamente intrusivos, de caráter alóctone.
COMPOSIÇÃO QUÍMICA	Óxidos e elementos maiores - SiO_2 - 73,38 ± 1,39%; TiO_2 - 0,16 ± 0,10%; Al_2O_3 - 13,97 ± 1,07%; Fe_2O_3 - 0,80 ± 0,47%; FeO - 1,10 ± 0,47%; MnO - MgO - 0,77 ± 0,55%; CaO - 0,75 ± 0,41%; Na_2O - 3,20 ± 0,51%; K_2O - 4,69 ± 0,68%.
	Elementos menores e traços - F - 3.700 ± 1.500 ppm; Rb - 580 ± 200 ppm; Li 400 ± 200 ppm; Sn - 30 ± 20 ppm; Be - 13 ± 6 ppm; W - 7 ± 3 ppm; Mo - 3,5 ± 2 ppm.
	Comparados com os granitos normais (não especializados) apresentam-se com teor mais elevado de SiO_2 e K_2O e mais baixo de TiO_2, Fe_2O_3, MgO e CaO; enriquecidos em B, Nb, Ta, Cs, U, Th e T.R. e depletados em Ni, Cr, Co, V, Sr e Ba.
COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA	Quartzo 35 ± 3%; K - feldspato 33 ± 6%; plagioclásio 25 ± 3%; biotita 3 ± 1%; muscovita 3 ± 1%, minerais acessórios ≈ 1%. -É comum a associação de minerais acessórios como: cassiterita, topázio, fluorita, turmalina, columbita-tantalita e berilo.
ALTERAÇÃO HIDROTERMAL	-Normalmente são submetidos a: .Processos autometassomáticos tardi-magmáticos como: microclinização, muscovitização e albitização. .Processos metassomáticos pós-magmáticos como: greisenização com geração de depósitos de elementos raros (Sn, Li, Rb, Cs, Be, Nb, Ta, W, Mo, F).
COMPOSIÇÃO PETROGRÁFICA	Compostos tipicamente por granitos a duas micas, também ocorrendo fácies sienograníticas ou graníticas alcali-feldspáticas (seg. Streickeisen, 1976).
DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS DE ESPECIALIZAÇÃO	-Os elementos raros apresentam uma distribuição regional assimétrica (Log-normal), caracterizada por um enriquecimento dos elementos granitófilos no bordo das intrusões (zona de especialização). -Os elementos granitófilos apresentam enriquecimento nas fases intrusivas tardias (especialização temporal). -Os elementos determinantes da especialização apresentam uma dispersão relativamente elevada na rocha matriz.

TABELA 8. CLASSIFICAÇÃO DOS GRANITOS QUANTO AO AMBIENTE GEOTECTÔNICO DE ALOJAMENTO (Seg. PEARCE et al, 1984)

TIPOS DE GRANITOS	CARACTERÍSTICAS		EXEMPLOS
Granitos de Dorsais Oceânicas (Ocean Ridge Granites) (ORG)	a. Normais (não relacionados a subducção) MORB tipo N b. Anômalos (relacionados a subducção) MORB tipo E ou T	.Plagiogranitos de COLEMAN e PETERMAN (1975) .Corpos pequenos localizados em complexos ofiolíticos .Composição quartzo diorítica a tonalítica .Metaluminosos a peraluminosos .Álcali-cálcicos a cálco-alcalinos podendo chegar a cálcicos .Hornblenda como máfico principal .Fortemente enriquecidos em Y, Yb e Terras Raras pesadas .Empobrecidos em Rb e Ta	.Oceano Índico Corsica, Toscana (Itália) Macilo de Troodos (Chipre) .Crista Meso-Oceânica do Atlântico Complexo Sarmento (Chile) Terra Nova, Sierra Nevada (USA) Complexo Antalya (Turquia) Nappe Semail (Omã)
Granitos de Arcos Vulcânicos (Vulcanics Arc Granites) (VAG)	a. VAG de Arcos Tholeíticos Oceânicos b. VAG de Arcos Oceânicos Calco-Alcalinos c. VAG de Margens Continentais Ativas	.Composição variável de oceano para continente (tholeítica calco-alcalina) .Quartzo dioritos a tonalitos [a]. Quartzo-dioritos, quartzo-monzonitos, tonalitos e granodioritos [b]. Quartzo-monzonito, granodioritos e granitos (s.s.) [c] .Metaluminosas [a e b] a peraluminosos [c] .Cálcicos [a] a alcali: calcicos e calco-alcalinos [b e c] .Máfico principal: hornblenda [a,b e c], biotita [b e c] .Empobrecimento em Rb, Y, Nb, Ta e enriquecidos em Sm, Ce .Tipo M de PITCHER [a], M ou I [b], I [c]	.Complexo Intrusivo de Omã e Canyon Mountain (USA) .Jamaica, SW Pacífico, Ilhas Aleutas .Península Antártica, Chile, Peru, Batólito de Siena Nevada
Granitos Intraplacas (Within Plate Granites) (WPG)	a. Crosta Continental Normal b. Crosta Continental Adelgaçada c. Crosta Oceânica	.Caráter anorogênico, corpos circunscritos. Dimensões reduzidas .Quartzo-sienitos, granitos. álcali, granitos .Suítes alcalinas (Peacok) .Peraluminosos .Máficos principais, piroxênios sódicos, anfibólios sódicos, biotita .Baixos valores de Y, Yb .Altos valores de Rb, Nb e Ta .Tipo A de LOISELLE & WONES(1979), PLIMER(1983)	.Nigéria, Sudão, Graben de Oslo .SE Groelândia, Escócia .Ilhas Ascensão
Granitos de Colisão (Collision Granites) (COLG)	a. Colisão Continente-Continente b. Colisão Continente-Arco c. Colisão Arco-Arco	.Sintectônicos a pós-tectônicos .Dimensões batolíticas .Sintectônicos: -granitos (s.s.) -duas micas -peraluminosos -tipo S .Pós-tectônicos: -quartzo-monzonitos, granodioritos, granitos (s.s.) -biotita e hornblenda -calco-alcalinos -metaluminosos e levemente peraluminosos -tipo I predominante (raramente tipo S ou A) -enriquecidos em Rb -empobrecidos em Y, Yb, Nb	.Granitos do cinturão herciniano da Inglaterra, N de Portugal, NW da Espanha e Pirineus .Granitos do cinturão Himalaiano: Tibete, SE da Ásia .Granitos alpinos do E dos Alpes, Adamello (Itália)

TABELA 9. FEIÇÕES DISTINTIVAS DAS TRÊS SÉRIES GENÉTICAS DE GRANITÓIDES NO SUL DA CHINA (Seg. KEQIN, X. et al, 1984)

CARACTERÍSTICAS		SÉRIE DERIVADA DO MANTO	SÉRIE DE SINTEXIA	SÉRIE DE TRANSFORMAÇÃO
DISTRIBUIÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL		Predominantemente proterozóicos distribuídos ao longo do flanco SE do geoanticlinal do Jiangnan.	Predominantemente mesozóicos, distribuídos na região costeira, em depressões marinhas e em zonas de falhamentos profundos.	De idade proterozóica a mesozoica dispersos em áreas internas do continente.
ROCHAS ÍGNEAS ASSOCIADAS		Associados com suites ofiolíticas, rochas vulcânicas básicas submarinas e intrusivas básicas.	Relacionados com as zonas de subducção da placa do Pacífico e associados com rochas intrusivas intermediárias ácidas e vulcânicas comagmáticas.	Podem constituir granitos migmatíticos sin-orogênicos ou granitos palingenéticos tardi e pós-orogênicos; normalmente não se associam a rochas vulcânicas co-magmáticas.
COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA	VARIEDADE K-FELDSPATO	Geralmente não apresenta K-feldspato primário.	O ortoclásio é o K-feldspato dominante e em rochas sub-vulcânicas pode ocorrer sanidina.	Nos granitos migmatíticos o microclíneo apresenta um índice de cristalização mais elevado (δ 0,8) que nos granitos palingenéticos.
	COMPOSIÇÃO DA BIOTITA		Os filossilicatos são representados por Mg-Biotita - Mg, Fe-Biotita.	Os filossilicatos são representados por Fe-Biotita - siderofilita - annita.
	MINERAIS ACESSÓRIOS	Presença de cromita, cromo-espinélios; ricos em magnetita e rutilo; pobres e esfeno e zircão.	Ricos em acessórios, pode apresentar mais de 1% no total; principalmente magnetita, raros minerais radioativos e de T.R.	Não muito abundantes, são comuns a magnetita e a ilmenita; em granitos migmatíticos é comum a cordierita, granada e andalusita e em granitos palingenéticos ocorrem com frequência minerais radioativos e de T.R.
CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS E PETROQUÍMICAS	Na_2O/K_2O	2,17 - 2,24	0,78 - 1,25	0,4 - 1,25 (Com valores menores para os granitos migmatíticos)
	A/CNK (1)		<1,0	>1,0 (Com maiores valores para os granitos migmatíticos)
	Rb/Sr		<1,0 (0,52 em média)	>1,0 (5,77 em média)
	V		<10 ppm (6,6 em média)	>10 ppm (13,6 em média)
	F/Cl		0,4 em média	36,7 em média, sendo mais elevado para os granitos palingenéticos.
	PADRÕES DE DISTRIBUIÇÃO DAS T.R.	Curvas de distribuição das T.R. representadas por linhas suavemente inclinadas para a direita; em geral não apresentam depleção de Eu; algumas vezes apresentam fracas anomalias positivas ou negativas de Eu (Eu/Eu* 1,1 - 0,8)		Os granitos migmatíticos apresentam curvas de distribuição de T.R. idênticas aquelas do material da crosta superior (Eu/Eu* ~ 0,6). Os granitos palingenéticos apresentam curvas com forte depleção de Eu (Eu/Eu* < 0,6).
	($^{87}Sr/^{86}Sr$)	<0,705	0,705 - 0,710; amostras individuais podem apresentar valores ligeiramente maiores ou menores.	>0,710
	$\delta^{18}O$	- 8‰	<10‰	>10,0‰
INCLUSÕES		Contém inclusões fluídas com temperaturas de homogeneização >900°C		Os granitos migmatíticos contém somente inclusões líquidas e gasosas com temperaturas de homogeneização <500°C; os granitos palingenéticos podem conter também inclusões sólidas

Obs.: (1) A/CNK = $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O + CaO)$

TABELA 10. CRITÉRIOS DISTINTIVOS DOS GRANITOS TIPO "A" (Seg. PLIMER, I.R., 1983)

CARACTERÍSTICAS	GRANITOS TIPO "A"
Magmatismo Gerador	Magmatismo siálico, produto de diferenciação magmática com predomínio de fases ácidas residuais. Resultante de um processo de evolução palingênica
Condicionamento espaço-temporal	Relacionados a intrusões tardi a pós-orogênicas, individualizadas na dorma de plutões. Gerados em ambientes de "rifts" intracratônicos, zonas de falhas tensionais ou relacionados a "hot-spots".
Condições de alojamento ("emplacement")	Nitidamente intrusivos em níveis superiores da crosta ("shallow-level"), apresentando comumente auréolas de metamorfismo térmico e eventualmente associados à fácies sub-vulcânicas cosanguíneas.
Composição química	Composição peralcalina, equivalentes aos granitos hypersolvus de Tutle e Bowen (1958). Quando comparados com os granitos normais apresentam: -elevado conteúdo em SiO_2; Na_2O; K_2O; F; Cl; Rb; Th; V; Zr; Be; Li; B; Ta; Nb; Sn; Y; La; Ga e Zn -elevadas razões Ga/Al e Rb/Sr -baixo conteúdo em Fe_2O_3; FeO; MgO, CaO; Be; Sr; V; Ni; Co; Cr e Eu -baixas razões K_2O/Rb
Composição Mineralógica	Apresentam como minerais essenciais: quartzo, K-feldspato (microclíneo), albita e biotita (variedade annita); como minerais acessórios: ilmenita, magnetita, esfeno, muscovita, turmalina, fluorita, topázio e F-apatita, monazita, alanita, xenotima e minerais de Sn, W, $\pm$ Nb, $\pm$ Ta.
Alteração hidrotermal	Apresentam fases tardi e pós-magmáticas de alteração hidrotermal com forte ação de colátéis (H_2O, F). A sucessão de alteração hidrotermal caracteriza os seguintes eventos: K-feldspatização; albitização e greisenização. Na fase de greisenização registra-se a formação de topázio, F-micas, quartzo- e minerais de minério de elementos raros e metais base. A greisenização é mais intensa na região apical e no contato da intrusão, desenvolvendo-se especialmente ao longo de zonas de fraturas, resultando em greisens tabulares e "stockwork".
Composição Petrográfica	Representadados por alcali-granitos, biotita-granitos e biotita-adamelitos.

Obs.: Granitos tipo "A" - de anorogênicos, anômalos, anidros, alcalinos, aluminosos.

TISCHENDORF e PLIMER, por sua vez, postulam a caracterização universal dos granitóides geradores de jazimentos minerais e elementos raros.

A modelização empírica do Granito Musa, foi realizada a partir dos critérios apresentados pelos mencionados autores, por serem os mais adequados ao propósito do estudo pretendido.

Os elementos factuais e de interpretação, relativos ao Granito Musa, permitem concluir pela sua analogia com os granitos classificados como um granito intraplacas (WPG), por PEARCE et al (1984); de transformação, por KEQIN et al (1984); tipo "A" de PLIMER (1983) e metalogeneticamente especializado, por TISCHENDORF (1976), de acordo com as características sintetizadas na forma das Tabelas 7, 8, 9 e 10.

À excessão da classificação de PLIMER (1983), as demais resultaram de estudos realizados em ambientes geotectônicos do Fanerozóico. A extrapolação das conclusões dos mencionados autores, para a interpretação de granitóides proterozóicos, pressupõe a aceitação de uma dinâminca tectonomagmática similar no Proterozóico. Este elemento foi considerado pelo autor a exemplo de recentes publicações sobre os granitóides proterozóicos da Finlândia e Suécia, NURMI e HAAPALA (1986), WILSON (1980).

PEARCE et al (1984) reconhecem a limitação da classificação proposta no enquadramento de alguns granitóides de origem siálica, a exemplo do granito hercíniano Grandes Rousses ou dos granitos Yunan que podem ser classificados nos campos WPG ou COLG. Os autores admitem que tais granitos possam resultar da contaminação de magmas de origem mantélita e siálica.

A análise das fácies do bordo noroeste do Granito Musa apresentam alguns índices indicativos do campo COLG (granitos de colisão), porém o seu melhor enqua-

dramento situa-se no campo WPG (granitos intraplacas).

Os granitos de transformação, como definidos por KEQIN et al (1984), apresentam grande identidade com o Granito Musa (Tabela 9), e constituem os granitos jovens Yanshanian, mineralizados a tungstênio nas províncias do sul da R. P. da China.

A caracterização do Granito Musa sugere uma possível derivação palingenética a partir de um magma siálico, um alojamento em níveis elevados da crosta continental, na forma de uma intrusão de caráter alóctone, um quimismo e, uma evolução magmatogênica que permitiu a atuação de fases tardi e pós-magmáticas de alteração hidrotermal, que favoreceram a concentração de elementos granitófilos e a geração de jazimentos minerais de elementos raros.

As evidências apontam para a vinculação genética entre os processos de alteração hidrotermal, ligados às fases tardias de evolução do Granito Musa e a geração do jazimento de tungstênio de Pedra Preta.

Rochas Hospedeiras da Mineralização: Greisens e Rochas Transicionais

Sob este título são englobadas todas as rochas caracterizadas como resultantes finais da atuação do intenso processo metassomático hidrotermal, relacionado aos estádios finais do alojamento do corpo granítico da Musa.

A designação de greisen segue o conceito de SCHERBA (1970), que é discutido mais detalhadamente em ítem posterior.

Todas as unidades litológicas presentes nas proximidades da jazida, acham-se afetadas em graus variáveis por um processo de greisenização. A ação da metas

somatose alcalina hidratada promoveu o aparecimento de associações mineralógicas características, variáveis em sua intensidade e associação, dependentes do quimismo, da permo-porosidade e do índice de preparação estrutural (fraturamento) da rocha original.

As rochas encaixantes e o próprio Granito Musa apresentam associações mineralógicas que identificam a atuação de tais processos hidrotermais, porém, nas proximidades das zonas mais afetadas tectonicamente, a atuação mais intensa do processo gerou rochas híbridas que transicionam desde os tipos acima, até espécimens completamente diversos das litologias originais, atribuídos exclusivamente à atuação metassomática. Tais litologias são aqui designadas genericamente como greisens ou rochas transicionais.

A sua granulação, textura e mesmo composição mineralógica é extremamente variada. Pode ora constituir uma rocha de fina granulação, composta quase essencialmente por quartzo e mica, ora pode ser representada por agregados de grossa granulação monominerálicos a mica, quartzo ou topázio. É notável a extrema variação de textura e composição mineralógica a curtos espaços, bem como o caráter transicional dos diversos domínios.

A ação metalizadora que originou o depósito de Pedra Preta, vincula-se aos fenômenos de alteração, que afetaram a cúpula granítica e as rochas circundantes como um produto do processo de greisenização.

O desenvolvimento do hidrotermalismo conduziu a cristalização sucessiva de fases minerais silicatadas e metálicas, que se relacionam espacial e temporalmente.

A alteração foi favorecida pela preparação estrutural das rochas, proporcionando o acesso e circulação dos fluídos termais através de planos e zonas fratura

das.

Nas proximidades da cúpula granítica, registra-se a ocorrência de intensa e extensa greisenização que se tornou progressivamente restrita às zonas fraturadas, a medida que se distancia da intrusão. Nas rochas encaixantes é comum a constituição de greisens de forma tabular ou "stockwork".

Os greisens constituem rochas de coloração clara, à excessão das ricas em biotita, com granulação extremamente variada, gradando desde muito fina a grossa com a presença de quartzo, mica, fluorita, topázio, wolframita e sulfetos.

Veios e vênulos constituem geralmente a zona nuclear das áreas mais intensamente greisenizadas. É comum a presença de halos envoltórios aos veios, ricos em quartzo e muscovita, cuja granulometria aumenta sensivelmente na proximidade do núcleo.

Núcleos de dissolução e espaços vazios são comumente identificados nos greisens e ao longo dos planos de fraturas. São interpretados como resultantes da atuação de processos de dissolução.

Os espaços vazios são parcial ou totalmente preenchidos por quartzo bem cristalizado, muscovita, fluorita, topázio e sulfetos. A cristalização dos minerais secundários origina mini-geodos e texturas miarolíticas bem características. A total obliteração dos espaços vazios constitue, às vezes, massas contínuas de silicatos neoformados e sulfetos que se interligam com veios e vênulos que recortam a rocha. Os sulfetos, em particular, recobrem a superfície dos espaços vazios desenvolvendo uma textura em tabiques com estrutura zonada e concêntrica que sugere a atuação de fases de deposição a baixa temperatura e pressão, possivelmente sob regimem coloidal (Fig. 4, E).

TABELA 11. COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DOS GREISENS NO DEPÓSITO DE PEDRA PRETA

	AMOSTRA	ORIGEM	ASSOCIAÇÃO MINERALÓGICA (%)																		CLASSIFICAÇÃO	DESCRITO POR
			Quartzo	Biotita	Mica Branca	Topázio	Fluorita	Clorita	Plagiocl.	Microclín	Carbonato	Apatita	Epidoto	Zircão	Esfeno	Berilo	Granada	Wolfram.	Opacos	Outros		
1	F-01-L2	testemunho	65	-	3	25	1,5	TR	-	-	-	-	-	TR	-	-	-	-	4	-	topázio-quartzo-greisen	Juarez
2	F-01-L4	testemunho	95	-	-	2	TR	TR	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	-	topázio-quartzo-greisen	Juarez
3	F-01-L5	testemunho	11	0,5	2	80	3	-	-	-	0,5	-	-	0,5	-	-	-	-	3	-	quartzo-topázio-greisen	Juarez
4	F-01-L8	testemunho	45	-	20	25	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10	-	topázio-quartzo-greisen	Juarez
5	F-01-L9	testemunho	40	1	16	-	1	1	28	12	-	-	-	TR	-	-	-	-	1	-	feldsp.-quartzo-greisen	Juarez
6	F-03-L3	testemunho	95	-	-	-	TR	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5	-	quartzo-greisen	Juarez
7	F-07-L1	testemunho	35	13	-	-	TR	-	46	-	-	TR	-	TR	-	-	TR	-	1	-	quartzo-albita-greisen	Juarez
8	F-08-L2	testemunho	65	-	3	12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	20	-	topázio-quartzo-greisen	Juarez
9	F-09-L5	testemunho	70	-	20	-	2	7	-	-	TR	-	-	TR	-	-	-	-	TR	-	mica-quartzo-greisen	Juarez
10	F-09-L6	testemunho	35	-	23	-	2	5	15	19	-	-	-	TR	-	-	-	-	1	1	feldspato-mica-greisen	Juarez
11	F-13-L2	testemunho	15	30	15	10	30	1	-	-	-	2	TR	-	-	-	-	-	5	-	fluorita-mica-greisen	Juarez
12	F-13-L3	testemunho	20	30	10	10	25	2	-	-	-	-	TR	-	-	-	-	1	3	-	fluorita-mica-greisen	Juarez
13	F-13-L4	testemunho	77	10	6	1	4	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1	-	mica-quartzo-greisen	Juarez
14	F-13-L5	testemunho	50	15	5	5	20	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	-	fluorita-qtzo-greisen	Juarez
15	F-13-L6	testemunho	58	1	30	TR	10	TR	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	mica-quartzo-greisen	Juarez
16	F-13-L7	testemunho	30	30	25	-	10	TR	-	-	TR	TR	-	TR	-	-	-	-	5	-	mica-quartzo-greisen	Juarez
17	F-13-L8	testemunho	50	20	15	5	7	TR	-	-	-	-	-	TR	-	-	-	-	3	-	mica-quartzo-greisen	Juarez
18	F-13-L9	testemunho	3	45	37	1	7	-	-	-	1	1	-	-	1	-	-	-	4	-	fluorita-mica-greisen	Juarez
19	F-15-L2	testemunho	1	47	40	1	9	-	TR	-	-	TR	-	-	-	-	-	-	2	-	topázio-mica-greisen	Juarez
20	F-15-L4	testemunho	2	12	10	70	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	TR	-	topázio-greisen	Juarez
21	F-15-L5	testemunho	-	65	25	3	5	TR	-	-	-	-	-	-	-	2	-	TR	TR	-	fluorita-mica-greisen	Juarez
22	F-15-L6	testemunho	40	9	32	4	9	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5	-	mica-quartzo-greisen	Juarez
23	F-17-L2	testemunho	55	6	25	5	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	-	mica-quartzo-greisen	Juarez
24	F-17-L3	testemunho	70	10	5	-	5	7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	-	mica-quartzo-greisen	Juarez
25	F-17-L4	testemunho	47	-	15	-	1	-	35	-	-	1	TR	-	-	-	-	-	1	-	albita-quartzo-greisen	Juarez
26	F-17-L6	testemunho	60	TR	3	-	25	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10	-	-	fluorita-qtzo.-greisen	Juarez
27	F-17-L7	testemunho	40	30	5	7	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6	2	-	mica-quartzo-greisen	Juarez
28	F-17-L8	testemunho	79	TR	20	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	TR	-	-	mica-quartzo-greisen	Juarez
29	AG-932	superfície	-	-	2	98	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	TR	-	topázio-greisen	SUTEC CVRD
30	AG-977	superfície	-	-	2	97	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	-	topázio-greisen	SUTEC CVRD
31	AJ-628	superfície	75	-	20	-	-	-	-	5	-	-	-	-	-	-	-	-	TR	-	feldsp.mica-qtzo-greis.	SUTEC CVRD

Análises Petrográficas

Os greisens dominantes são definidos petrograficamente como quartzo-greisens, mica-greisens e topázio-greisens, por ordem de importância de incidência (Tabela 11).

A mineralogia básica dos greisens é representada por quartzo, mica, topázio, fluorita, plagioclásio e K-feldspato, secundada por clorita, carbonato, apatita, epídoto, zircão, esfeno, berilo e minerais opacos.

De um modo geral, os greisens incidentes sobre os metassedimentos clásticos apresentam um predomínio de quartzo e topázio. Os derivados de rochas vulcânicas apresentam quartzo, biotita, muscovita e fluorita como minerais essenciais.

Ao transicionar para termos graníticos e nas proximidades do corpo granítico, os greisens apresentam crescente participação do plagioclásio como mineral essencial.

As variações na composição mineralógica dos greisens são interpretados como resultantes da atuação da alteração sobre litologias de diferente quimismo original. A interação físico-química das soluções sobre diferentes litotipos resulta em séries mineralógicas distintas que representam assinaturas litoquímicas distintas.

Com a descrição microscópica dos principais componentes mineralógicos, a seguir sintetizada, procura-se evidenciar particularidades texturais e de associação, consideradas importantes para a compreensão da sucessão dos eventos de alteração.

O *quartzo* constitui, em geral, agregados policristalinos que compõe uma textu-

ra em mosaico, granoblástica equigranular ou poligonal.

Apresenta normalmente duas gerações. A primeira é identificada por cristais maiores (1 - 5 mm) com contornos retos e lobulares entre si, forte extinção ondulante, deformação lamelar, associados com a albita, o topázio, a fluorita e a muscovita, com evidências de recristalização em seus bordos. A segunda constitui-se por cristais menores (0,25 mm) que se agrupam formando uma textura em mosaico e apresentam inclusões opacas e transparentes (fluídas).

As relações de contato sugerem que o quartzo corroe e substitui o topázio, a muscovita e o K-feldspato, especialmente em rochas transicionais com os tipos graníticos.

A *biotita* apresenta dois tipos. O primeiro é representado por pequenos cristais que se organizam sob a forma de manchas difusas, pouco orientadas, derivadas da alteração dos plagioclásios (tipos transicionais com os granitos). O segundo, mais bem representado, é constituído por cristais tabulares, na forma de agregados policristalinos, sem orientação, formando lentes, ou faixas alongadas orientadas. Tem dimensões que variam de 0,5 a 9 mm, forte pleocroísmo (amarelo claro $= \alpha$; marrom esverdeado $= \gamma$), ângulo de 2 V $\approx 10^{o}$ e halos pelocróicos marrons escuros ao contato com minerais metamícticos.

As lamelas de biotita apresentam-se encurvadas ("kink bands"), sendo comum o seu inter-crescimento com a clorita e a muscovita ao longo de planos paralelos à clivagem (Fig. 3, E).

A sua substituição pela clorita é evidente, apresentando-se também fortemente corroída e parcialmente substituída por quartzo, muscovita e fluorita.

A *muscovita* ocorre sub duas formas principais: em pequenos cristais (< 1 mm), como inclusões no quartzo e no topázio e como produto de alteração dos feldspatos, biotita e topázio ou em cristais médios a grandes (1 - 5 mm) constituindo faixas monomineralicas.

As faixas com predomínio de muscovita são caracterizadas por texturas lepidoblástica ou poligonal poiquiloblástica, em que os cristais tabulares englobam pequenos cristais arredondados de quartzo e topázio.

Os minerais apresentam-se incolores ou debilmente pleocróicos com α = incolor $\beta = \gamma$ = incolor ou levemente amarelado 2 V $\approx 30^{o}$ e frequentemente com lamelas encurvadas ("kink bands"). É comum a presença de halos pleocróicos amarelados, proporcionados pela inclusão de zircão ou de minúsculos minerais metamíticos.

A muscovita surge como produto de substituição do topázio, plagioclásio e biotita e é corroída e substituída por quartzo e fluorita. Uma feição comum é a intercalação alternada com a clorita ao longo de planos paralelos à clivagem (Fig. 3, F).

Os domínios ricos em topázio possuem textura decussada poiquilítica, com cristais de granulação média a grossa (1,5 - 5 mm), anedrais, que se limitam entre si por superfícies retas ou levemente engrenadas e com os outros minerais, por superfícies retas, lobuladas ou interpenetradas (Fig. 3, C). Apresenta comumente inclusões de quartzo, fluorita, muscovita, zircão e opacos, porém quando compõe veios, mostra-se límpido e sem inclusões.

As relações de contato mostram a sua alteração para muscovita, quartzo e fluorita. Em um grau mais avançado de substituição, ocorre na forma de "relictus" muito corroídos, englobados na muscovita.

O *plagioclásio* é constituído por oligoclásio ($A_n \pm 30$), com cristais de granulação média (0,1 a 0,2 mm), bastante sericitizados e propilitizados com aparência turva e bordos recristalizados à albita ($A_n \pm 5$). Apresentam uma macla polissintética segundo a lei da albita, e mais raramente, segundo as leis periclina e "carsbald".

O *microclínio* constitui cristais subédricos a anédricos, com contornos arredon

dados, aspecto turvo, pontuações escuras e às vezes com geminação em grade. É comum a presença de cristais micro-pertíticos que corroem e substituem os plagioclásios.

Seus principais minerais de alteração são a albita, o quartzo e a muscovita.

A *fluorita* ocorre como cristais grandes (1 - 4 mm) e pequenos (< 0,3 mm). No primeiro caso associa-se à muscovita e ao topázio, constituindo faixas policristalinas mais ou menos orientadas. Os cristais menores podem formar uma matriz intersticial ou filonetes alojados ao longo de fraturas ou planos de clivagem das micas. Apresentam contatos irregulares e amebóides, corroendo os demais silicatos.

A proximidade de minerais metamícticos provoca o surgimento de uma tonalidade "lilás", típica deste mineral.

A *clorita* constitui lamelas intercaladas com as micas, cordões monomineralicos intersticiais ou cristais irregulares isolados. Apresenta um forte pleocroísmo: α = verde forte; γ = amarelo acastanhado; β = verde ($\alpha < \beta > \gamma$) elongação positiva, elevada birrefringência e figura de interferência típica de minerais biaxiais negativos com pequeno ângulo de 2 V. Foi identificada como sendo da variedade pennina.

A clorita corroe e substitue total ou parcialmente a biotita e o plagioclásio.

Dentre os minerais acessórios destacam-se o carbonato que compõe invariavelmente vênulos submilimétricos que seccionam os demais minerais, o zircão como cristais euédricos dispersos que geram halos pleocróicos nos filossilicatos, o berilo como inclusão na fluorita e a sericita e a apatita associadas ao epídoto e a fluorita.

Veios de Quartzo

Os veios e vênulos de quartzo constituem de maneira geral a zona nuclear das áreas mais intensamente greisenizadas, mas também preenchem fraturas tensionais nas rochas encaixantes e no próprio granito, quando mantêm estreitas salbandas de alteração.

A sua presença mais comum relaciona-se às zonas hidrotermalizadas que incidem indistintamente sobre todas litologias locais.

A mineralização de tungstênio está contida exclusivamente em veios de quartzo que, compõe um campo filoneano situado no bordo noroeste do Granito Musa (Fig. 2).

Os veios são comumente sub-verticais, com direção geral N80°W. Possuem uma espessura média 0,80 m (variável entre 0,25 e 4,00 m) e uma extensão longitudinal aflorante de até 600 m.

Compõe-se essencialmente por quartzo leitoso e proporções variáveis de muscovita, topázio, fluorita, wolframita, hematita, magnetita, pirita, calcopirita, marcassita, molibdenita, bismutinita, esfalerita e calcita. A presença de núcleos monomineralicos compostos por muscovita de granulação grossa é comum.

Os veios de quartzo apresentam abundantes feições de corrosão e dissolução, que resultam em estruturas vacuolares e miarolíticas, em cujo interior dá-se a deposição secundária de quartzo, mica e sulfetos. Estruturas similares são observadas no interior de cristais de wolframita, sugerindo terem sido submetidos a um processo similar de corrosão (Fig. 4, D).

Os veios de quartzo mineralizados ocorrem nas proximidades da intrusão ou das

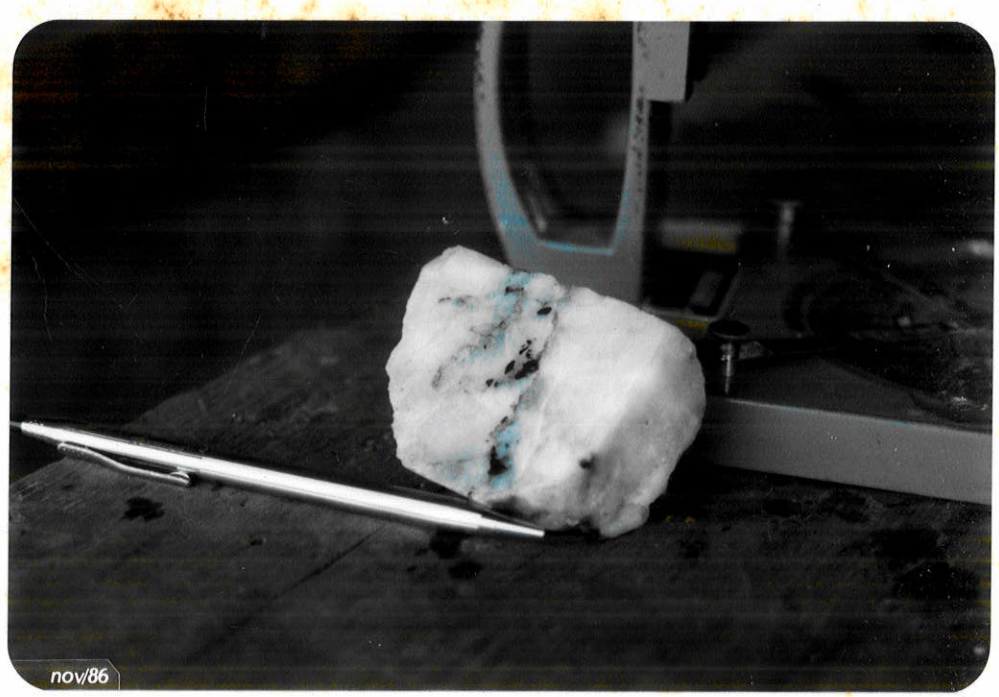


FOTO Nº 3

Quartzo de veio com cristais de wolframita.

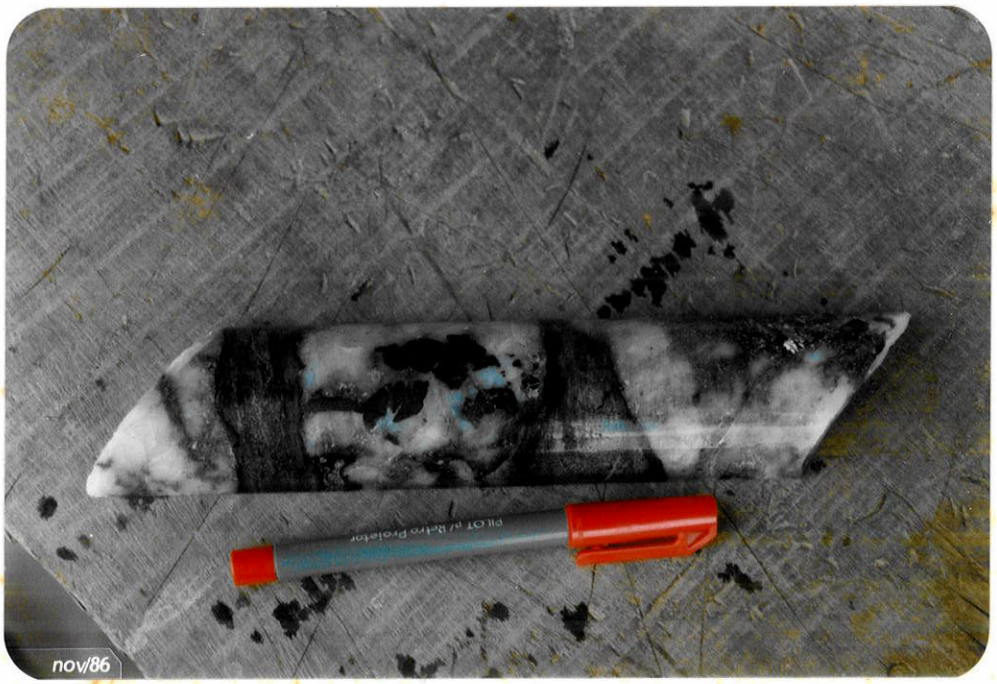
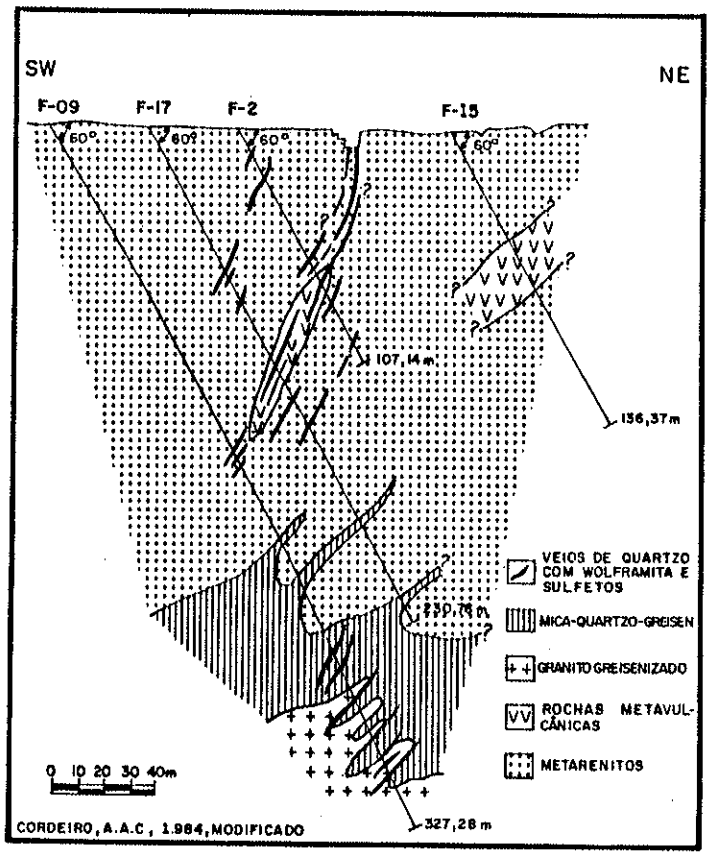


FOTO Nº 4

Veio de quartzo com cristais euédricos de wolframita. Zonas de fratura preenchidas por muscovita e clorita.

FIGURA 8

SEÇÃO GEOLÓGICA SW-NE, COMPOSTA PELOS PERFIS DOS FUROS F-9; F-17; F-2; F-15



apófises graníticas (Fig. 8).

Minerais de Ganga - Estudos em Lâminas Delgadas

Estudos mineralógicos semi-quantitativos preliminares, indicam que o quartzo compõe aproximadamente 95% do volume dos veios. Apresenta-se sob forma leitosa e raramente bem cristalizada. A aparência leitosa é atribuída pelas abundantes inclusões fluídas que contêm (Fig. 3, F).

A presença de núcleos de corrosão é muito frequente, bem como o seu preenchimento parcial por uma segunda geração de quartzo, mais grosseiro, que desenvolve cristais euédricos, bem terminados. Tais elementos sugerem que a deposição do quartzo da primeira geração tenha se processado mais rapidamente, ao contrário da segunda geração, que parece ter sido mais lenta e em um ambiente de espaços abertos. Microscopicamente os grãos de quartzo compõem agregados policristalinos, com uma textura granoblástica engrenada. Apresentam cristais de grandes dimensões (1,0 a 5,0 mm) com contornos retos ou lobulados entre si. Possuem forte extinção ondulante, deformações lamelares e mantêm uma íntima associação com o topázio, a fluorita, e a muscovita (Fig. 3, H).

A *muscovita* é o segundo mineral de ganga mais abundante nos veios e também é identificada constituindo disseminações nos halos de greisenização que envolvem os veios de quartzo. Ocorre típicamente sob forma de agregados monomineralicos de granulação grossa, preenchendo superfícies de fraturas, espaços intercristalinos e vazios produzidos pela dissolução do quartzo.

Ao microscópio mostra-se incolor ou levemente pelocróica ($\beta = \alpha$ - amarelo claro), com algumas lamelas encurvadas ("kink-bands") e halos pleocróicos quando inclue o zircão ou outros minerais metamícticos.

Altera-se à clorita resultando em um intercrescimento peculiar, paralelo aos

planos de clivagem (Fig. 3, F). É corroída e parcialmente substituída por quartzo e fluorita.

O *topázio* é outro constituinte importante, identificado na forma de cristais irregulares, de granulação média a grossa (1,5 - 5,00 mm), límpidos, concentrados em zonas individualizadas ou associados ao quartzo, à muscovita e ao zircão (Fig. 3, G). Apresenta uma alteração muito característica, que proporciona um halo envoltório de muscovita, finamente granulada.

A *fluorita* também compõe um importante acessório, localizando-se nos espaços intercristalinos ou constituindo uma matriz de preenchimento dos vazios de corrosão. Mostra-se incolor ou com cores violáceas e associa-se ao quartzo, à muscovita e ao topázio. Suas relações texturais com os demais minerais sugerem que sua geração sucede os principais eventos geradores das fases óxidos e sulfetos.

Minerais Carbonáticos ocorrem raramente, constituindo vênulos ou preenchimento de fraturas submilimétricas, recortando todas as outras fases minerais.

O *berilo*, o *zircão* e a *apatita* também são identificados como minerais acessórios de importância secundária.

Minerais de Minério - Estudos em Secções Polidas

Os minerais de minério presentes nos veios de quartzo podem ser classificados em três categorias: óxidos, tungstatos e sulfetos.

Os *tungstatos*, devido ao seu nível de concentração atribuem importância econômica ao depósito.

TABELA 12. MINERAIS DE MINÉRIO PRESENTES NOS VEIOS DE QUARTZO

	AMOSTRA	ORIGEM	ASSOCIAÇÃO DOS MINERAIS METÁLICOS (%)								DESCRITO POR
			Pirita	Calcopirita	Wolframita	Bismutinita	Molibdenita	Magnetita	Blenda	Outros	
1	F-01-P1	testemunho	25	5	70	-	-	-	-	-	Juarez
2	F-01-P2	testemunho	10	5	85	-	-	-	-	-	Juarez
3	F-01-P5	testemunho	5	TR	95	TR	-	-	-	-	Juarez
4	F-01-P6	testemunho	15	5	80	-	-	-	-	-	Juarez
5	F-01-P7	testemunho	18	2	80	-	-	-	-	-	Juarez
6	F-01-P10	testemunho	-	-	100	-	-	-	-	-	Juarez
7	F-03-P1	testemunho	90	8	-	-	-	2	-	-	Juarez
8	F-03-P2	testemunho	25	5	70	-	-	-	-	-	Juarez
9	F-06-P1	testemunho	5	-	95	-	-	-	-	-	Juarez
10	F-06-P3	testemunho	98	2	-	-	-	-	-	-	Juarez
11	F-08-P1	testemunho	2	TR	98	-	-	-	-	-	Juarez
12	F-08-P4	testemunho	13	2	85	TR	-	-	-	-	Juarez
13	F-09-P2	testemunho	50	50	-	-	-	-	-	-	Juarez
14	F-09-P3	testemunho	55	5	40	-	-	-	-	-	Juarez
15	F-13-P2	testemunho	-	-	98	-	2	-	-	-	Juarez
16	F-13-P3	testemunho	5	-	95	-	-	-	-	-	Juarez
17	F-13-P4	testemunho	20	-	-	-	80	-	-	-	Juarez
18	F-13-P5	testemunho	15	-	85	-	-	-	-	-	Juarez
19	F-13-P6	testemunho	10	-	90	-	-	-	-	-	Juarez
20	F-15-P1	testemunho	65	35	-	TR	-	-	-	-	Juarez
21	F-15-P2	testemunho	70	27	-	-	-	-	3	-	Juarez
22	F-15-P3	testemunho	20	5	60	-	-	15	-	-	Juarez
23	F-15-P4	testemunho	10	TR	70	-	-	20	-	-	Juarez
24	F-17-P1	testemunho	100	-	-	-	-	-	-	-	Juarez
25	F-17-P3	testemunho	5	TR	95	-	-	-	-	-	Juarez
26	F-17-P4	testemunho	18	2	80	-	-	-	-	-	Juarez
27	F-17-P5	testemunho	10	-	90	-	-	-	-	-	Juarez
28	MJ-01	superfície	95	5	-	-	-	-	-	-	Juarez

Nos veios portadores de mineralização, a wolframita constitui cristais euédricos, prismáticos alongados, organizados em arranjos semiradiais, preferencialmente localizados nas proximidades das paredes dos veios.

A wolframita acha-se imersa na ganga quartzosa e suas relações texturais sugerem que ambos minerais foram co-precipitados.

Alguns cristais são parcialmente substituídos por scheelita, que evolue ao longo dos planos de clivagens ou fraturas (Fig. 4, C). Não foi identificada qualquer evidência da deposição de scheelita primária.

A substituição parcial da wolframita pela scheelita parece ter ocorrido em uma fase imediatamente subsequente à formação da wolframita, mas antecedentes à deposição da fase sulfetada.

Alguns cristais de wolframita contêm estruturas de corrosão que originaram vacúolos, parcialmente preenchidos por quartzo e sulfetos de geração secundária (Fig. 4, D).

A análise química de alguns cristais individuais atribue ao mineral de minério uma composição típica de wolframita (Tabela 13).

Os *óxidos* são representados por hematita e magnetita. A hematita é bem formada e, a exemplo da wolframita, acha-se imersa na massa do veio de quartzo. Sua deposição parece ter sido penecontemporânea à da wolframita, durante a primeira fase de constituição dos veios. A magnetita é identificada preenchendo zonas de fratura, sem manter relações de contato direto com os demais minerais de minério. Sua ocorrência é restrita aos veios que seccionam as rochas máficas ricas em magnetita disseminada, sugerindo constituir um produto de remobilização.

A molibdenita constitui-se no primeiro *sulfeto* a se depositar. Não é muito comum e apresenta-se invariavelmente sob a forma de pequenos cristais folicula

TABELA 13. COMPOSIÇÃO MÉDIA DO MINÉRIO PROVENIENTE DE PEDRA PRETA		
	A	B
Wo_2 %	72,50	75,80
FeO %	15,20	12,10
MnO %	6,71	8,40
SiO_2 %	1,72	2,60
Al_2O_3%	0,58	0,33
CaO %	0,16	0,10
Na_2O %	0,014	0,005
K_2O %	0,025	0,009
P_2O_5 %	0,13	0,19
MgO %	0,04	0,002
TiO_2 %	0,10	0,10
S %	0,054	0,06
Sn %	1,95	0,03
Nb %	0,040	0,1015
Mo %	< 0,001	< 0,001
As %	< 0,001	< 0,001
	99,22	99,74

A = Composição Média do minério bruto selecionado manualmente (cristais de wolframita) - Pedra Preta

B = Composição Média do concentrado após o tratamento do minério (Pedra Preta).

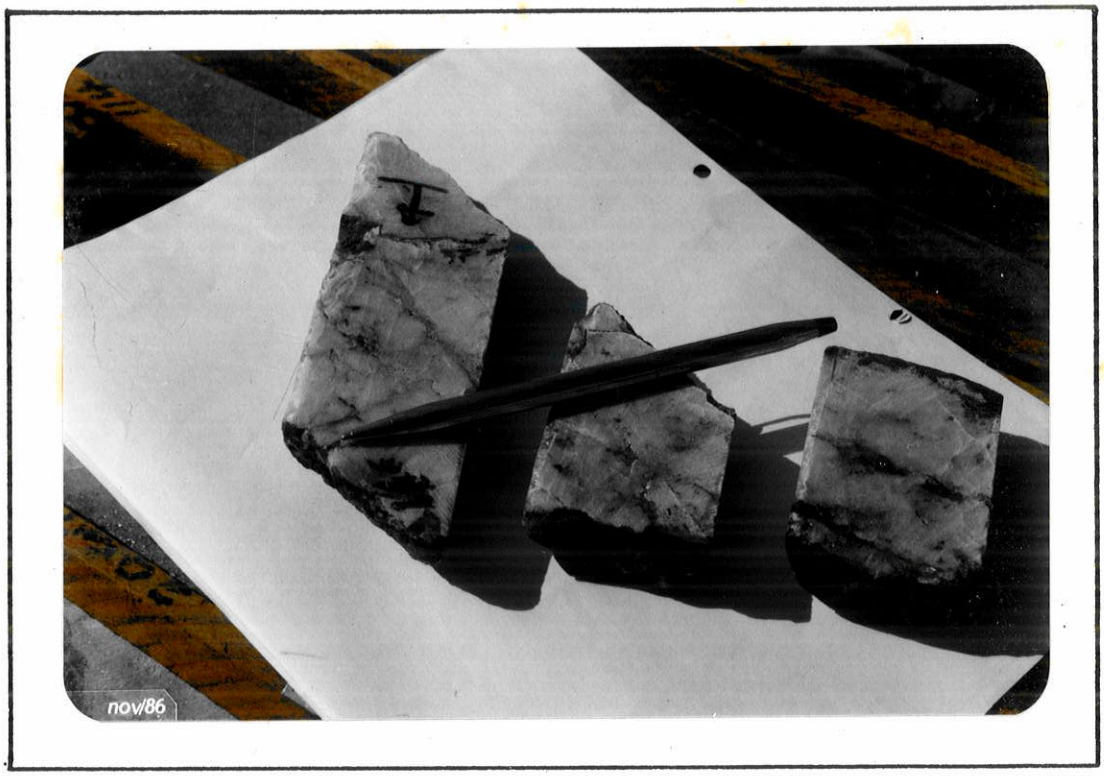


FOTO Nº 5

Veio de quartzo com cristais euédricos de wolframita.

FOTO Nº 6

Cristais de wolframita associados ao quartzo, muscovita e sulfetos.

res, disseminados no quartzo de ganga (Fig. 4, H).

A pirita é o sulfeto mais abundante, ocorrendo na forma disseminada em todos os veios e também nas rochas encaixantes. Nos veios é identificada com formas euédricas com dimensões de até 1,5 cm, preenchendo fraturas com forma irregular ou preenchendo núcleos de corrosão.

A pirita preenche vênulos e fraturas em cristais de wolframita, caracterizando uma geração tardia em relação aos tungstatos (Fig. 4, B). É substituída parcial ou quase totalmente pela calcopirita, marcassita, pirrotita, esfalerita e bismutinita.

A calcopirita é o segundo sulfeto mais abundante nos veios, apesar de muito subordinada à pirita (1:9). Apresenta o mesmo condicionamento deposicional que a pirita, mantendo com esta contatos lobulados e irregulares e típicas texturas de substituição (textura em cárie). Em estádios mais evoluídos, engloba poiquiliticamente restitos arredondados de pirita. Parece manter uma relação espacial e temporal com a deposição da esfalerita, que se faz presente muito subordinadamente.

A calcopirita e a esfalerita corroem e substituem a pirita e a pirrotita (Fig. 4, G).

A pirrotita é um mineral mais raramente encontrado. Situa-se preferencialmente nas proximidades das paredes dos veios, ocupando os espaços intergranulares e associada a muscovita, ao topázio e à fluorita.

A bismutinita é muito rara e ocorre finamente disseminada ou associada à calcopirita. Parece haver uma relação de contemporaneidade na deposição dos sulfetos de bismuto, cobre e zinco.

O PROCESSO DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL

Os processos resultantes da ação dos fluídos hidrotermais vinculados ao alojamento das intrusões graníticas e a sua influência na geração dos depósito minerais tem sido objeto da dedicação de diversos cientistas.

Na atualidade os sistemas hidrotermais são entendidos como resultantes da atuação de fases hidratadas "sensu latu" que, submetidas à elevação do gradiente térmico local, atuam ativamente no sentido de solubilizar e transportar os elementos constituintes das fases minerais primitivas, proporcionando a neoformação de associações mineralógicas estáveis em novas condições de P e T.

A elevação da temperatura e a participação de elementos eletroquímicos ativos como os íons fluoreto, cloreto e sulfeto, conferem aos fluídos hidrotermais uma elevada capacidade de corrosão dos minerais pré-existentes, incorporando os íons anteriormente imobilizados nas redes cristalinas, favorecendo a sua complexação.

O transporte dos elementos no meio fluído tem sido justificado por mecanismos que envolvem a participação de íons complexos e mesmo polímeros, que devido a variações adiabáticas, de Eh, pH ou pelo índice de concentração de determinados componentes, resultam na deposição das novas fases minerais.

A discussão científica estende-se quanto à origem dos componentes químicos dos fluídos hidrotermais. Certos pesquisadores atribuem aos mesmos uma origem plutogênica, afirmando que tais elementos derivam basicamente de resíduo resultante da cristalização do magma granítico, sem uma contribuição expressiva das rochas encaixantes. Cientistas asiáticos assumem alguns conceitos conflitantes. Aceitam que os núcleos granitóides são responsáveis pela elevação do gradiente

térmico, porém os fluídos e os principais componentes químicos são proporcionados pela interação das águas conatas e meteóricas que provocam uma intensa lixiviação das rochas encaixantes.

Tais questões tem sido objeto de estudos factuais e experimentais e ainda não apresentam denominadores comuns aceitáveis.

Não é pretensão do autor discutir em profundidade tais elementos, mas somente mencionar a abrangência e complexidade dos fatores que controlam o fenômeno.

A alteração hidrotermal vinculada às fases terminais do alojamento das intrusões granitóides possuem uma vinculação direta com a geração de depósitos minerais, especialmente de metais raros (Sn, W, Mo, Be, Li, T. R.).

Na presente dissertação a nomenclatura utilizada segue a terminologia russa, em que o processo metassomático hidrotermal, como um todo, é definido como greisenização ou ambiente de greisenização. Os termos greisen s.s. e greisenização s.s. são aplicados para definir os tipos litológicos resultantes do processo de alteração e o último estádio do processo de alteração hidrotermal, respectivamente (SCHERBA, 1970; SCHERBA e KORMUSHIN, 1984).

A greisenização desenvolve-se preferencialmente na região apical das intrusões graníticas, abrangendo a rocha granítica e as rochas encaixantes adjacentes (SCHERBA, 1970).

A eficiência do processo metassomático é função de inúmeros fatores como: diferencial do gradiente térmico, disponibilidade de fluídos ativos, índice de preparação estrutural das rochas (fraturamento); reatividade das litologias envolvidas, profundidade do alojamento do corpo granítico, etc...

Estudos desenvolvidos em plutões graníticos geradores de depósitos hidrotermais, sugerem que tais intrusões graníticas estabilizaram-se a profundidades rasas na crosta (1 - 4 km), que houve interação das águas conatas e meteóricas ao sistema hidrotermal e que as rochas encaixantes reagiram com os fluídos hidrotermais circulantes; GREGORIEV (1964); VLASOV (1968); KARAYEVA (1968); SCHERBA (1970); STEMPROK (1977); TISCHENDORF (1977); TAYLOR (1979); YONGLE e WEN (1982); POLLARD (1983) e SCHERBA e KORMUSHIN (1984).

Em sistemas hidrotermais de gradiente normal (decréscimo progressivo de P e T), tem sido definidos ciclos evolutivos que envolvem três estádios principais que se sucedem sequencialmente: a K-feldspatização, a Na-feldspatização e a greisenização s.s., VLASOV (1968); SCHERBA (1970); TAYLOR (1979); POLLARD (1984); SCHERBA e KORMUSHIN (1984) e SHOUXI et al (1984).

Os dois primeiros, denominados estádios alcalinos por SCHERBA (1970), promovem o desenvolvimento do K-feldspato secundário (microclínio) às expensas do plagioclásio e a substituição parcial dos ferro-magnesianos. Segue-se a substituição dos K-feldspatos por albita. A albitização pode caracterizar-se pela constituição de pertitas ou pela substituição direta do K-feldspato por cristais neoformados de albita que constituem auréolas envolventes. Em princípio, tal fenômeno poderia ser justificado pela desmescla dos feldspatos sódicos, porém a intensidade da albitização e sua vinculação às zonas mais intensamente fraturadas é mais compatível com um processo matassomático sódico, POLLARD (1983).

A principal alteração pós-albitização, observada em especial em granitóides portadores de mineralização a elementos raros, é a greisenização s.s. Desenvolve-se quase sempre ao longo de fraturas e na zona da cúpula da intrusão. Promove a substituição dos feldspatos por quartzo, micas e minerais de flúor (topázio, fluorita, apatita), segundo TAYLOR (1979).

Inicialmente a greisenização s.s. é proporcionada pela intensa lixiviação dos radicais básicos pela ação de soluções ácidas aquecidas e enriquecidas em voláteis. A lixiviação proporciona a concentração dos elementos raros no fluído hidrotermal, VLASOV (1968).

A greisenização s.s. resulta em greisens s.s. de diferentes fácies mineralógicas (quartzo, feldspato, muscovita, topázio, fluorita, etc...) que comportam veios contendo wolframita, molibdenita, cassiterita, topázio, bismutinita, fluorita, pirita, calcopirita, esfalerita, galena, tenantita ...

A mineralização aloja-se em dois níveis estruturais: no corpo do maciço granítico alterado (endo-greisen) e nas rochas encaixantes (exo-greisen), segundo SCHERBA (1970).

A sucessão, o controle estrutural e a característica do metassomatismo indicam que a greisenização é um processo tardi a pós-magmático (POLLARD, 1983).

EVIDÊNCIAS DA ALTERAÇÃO HIDROTERMAL NA PEDRA PRETA

Os estudos conduzidos na área da Pedra Preta resultaram na identificação de um processo de greisenização que afetou a cúpula do Granito Musa e as rochas vulcano-sedimentares situadas nas proximidades do bordo noroeste da intrusão.

A intensidade do processo de alteração e os produtos resultantes do mesmo, variam a depender da composição química e mineralógica das rochas originais, da efetividade da preparação estrutural de cada litologia, da natureza dos fluídos circulantes, das condições de P, T, Eh e pH, etc.

No pacote de rochas vulcânicas máficas, a alteração das rochas anfibolíticas é caracterizada pela constituição de filossilicatos (muscovita e fluorita). A assembléia mineralógica original foi alterada como resultado de um provável decréscimo de SiO_2, Fe total, Cao e MgO acompanhado de um acréscimo de Al_2O_3, K_2O Na_2O e de um aumento relativo dos componentes voláteis (F, H_2O).

Os metaquartzitos são mais fraturados mas apresentam uma baixa reatividade química. A alteração hidrotermal resultou na generalizada remobilização da sílica e no aumento relativo dos componentes alcalinos e voláteis (K_2O, Al_2O_3, F e H_2O), proporcionando o desenvolvimento de muscovita, topázio e fluorita, especialmente ao longo das zonas mais fraturadas.

No Granito Musa a alteração hidrotermal foi conspícua. Evidencia-se uma fase inicial de feldspatização potássica que proporciona a substituição do oligoclásio original por microclínio (Fig. 3, A). A substituição do plagioclásio por K-feldspato sugere a remoção de Na e Ca e adição de K na estrutura dos feldspatos, sendo que a composição das fases em equilíbrio será função da temperatura.

ROSE e BURT (1979), apresentam a seguinte fórmula para justificar o estádio de

K-feldspatização:

$$Na, Ca\ Al\ Si_3O_8 + K^+ \rightleftharpoons K\ Al\ Si_3O_8 + Na^+ + Ca^+ \qquad (1)$$

A ocorrência de sericita como produto de alteração do plagioclásio durante o processo de microclinização é comum, tendo sido registrado no Granito Musa (Fig. 3, A). Segundo ROSE e BURT (1979) o fato indica que a razão K^+/H^+ situa o sistema no limite entre os campos de sericita e o K-feldspato.

O microclínio pertítico foi posteriormente submetido a um processo de exsolução albítica que evoluiu até atingir uma albitização extensiva, com a constituição de bordos albíticos, bem como cristais neo-formados de albita na matriz.

Aparentemente o processo de albitização pós-magmático é difícil de ser explicado somente em termos do equilíbrio de um sistema simples a dois feldspatos. Entre os fatores que parecem modificar esta relação, POLLARD (1983) inclue a presença de outros cátions (Ca, Mg, Sn, Ta, Nb, W, etc...) e outros ânions (especialmente o F) na solução.

O desenvolvimento de feldspatos secundários, a alteração dos feldspatos a sericita e epídoto, bem como a substituição da biotita por clorita e sericita, identificadas no estudo do Granito Musa, são indicativos de modificações "sub-solidus" proporcionadas pela ação de fluídos hidrotermais. Estas feições, em especial o desenvolvimento dos feldspatos secundários, são similares àquelas descritas no estudo de granitóides associados à depósitos de estanho e tungstênio TAYLOR (1979); TISCHENDORF (1977) e HIGGINS (1985).

Os estádios alcalinos iniciais foram sucedidos pelo estádio de greisenização s. s., que incide diretamente sobre a cúpula granítica e no exo-contato, ao longo das zonas de fratura, POLLARD (1983).

O Granito Musa apresenta evidências de ter sido submetido ao processo de lixiviação alcalina que caracteriza a fase inicial da greisenização s.s., tais como: presença de vacúolos de dissolução e cavidades miarolíticas, segregação e venulação de quartzo de segunda geração.

O decréscimo da acidez e da temperatura, tende a neutralizar as soluções, proporcionando a substituição dos minerais primitivos e a deposição de novas fases minerais.

A greisenização é expressa pela substituição progressiva dos feldspatos por quartzo, mica e minerais portadores de flúor (topázio, fluorita e apatita).

As reações na fase de greisenização são predominantemente de hidrólise, com a participação ativa de voláteis, segundo ROSE e BURT (1979) e NURMI e HAAPALA (1986):

$$3/2\ K\ Al\ Si_3O_8 + H^+ \rightleftharpoons 1/2\ K\ Al_3\ Si_3O_{10}\ (OH)_2 + 3\ SiO_2 + K^+ \quad (2)$$

$$Ca\ Al_2\ Si_2O_8 + 4\ HF \rightleftharpoons CaF_2 + Al_2\ F_2\ SiO_4 + SiO_2 + 2\ H_2O \quad (3)$$

A destruição dos feldspatos proporciona também a liberação dos metais raros retidos em sua estrutura cristalina original que, concentrados no "liquidus" residual, resultam na cristalização dos óxidos metálicos (Sn, W, Nb, Ta).

A grande quantidade de hidrogênio exigida na fase de greisenização sugere que o sistema seja aberto e alguns estudos de isótopos de oxigênio indicam a presença de água de origem não magmática na composição dos fluídos hidrotermais.

As alterações fílicas e silícicas são mais constantes nas proximidades das zonas mais intensamente fraturadas, que proporcionam canais de acesso aos fluídos aquecidos.

Os produtos finais da metassomatose hidratada são caracterizados por mica-quartzo-greisen ou topázio-mica-greisen, que muitas vezes englobam núcleos constituídos por veios de quartzo mineralizados.

A MINERALIZAÇÃO DA PEDRA PRETA

A mineralização na área da Pedra Preta acha-se restrita aos veios de quartzo, nucleares às zonas de greisenização e compõe um campo filoneano com uma expressão superficial de 0,75 km^2, localizado no bordo noroeste da intrusão granítica da Musa (Fig. 2).

O depósito apresenta interesse econômico como consequência da elevada concentração de tungstatos, cristalizados na forma de wolframita. Associam-se aos tungstatos, alguns fluoretos e sulfetos que podem constituir-se em importantes sub-produtos quando da futura lavra do depósito.

Características Químicas, Paragênese e Sucessão dos Minerais de Minério e da Ganga

A mineralização de interesse econômico acha-se restrita aos veios de quartzo. As análises químicas evidenciam elevadas concentrações de tungstênio e enriquecimentos esporádicos no conteúdo de cobre, molibdênio, bismuto e prata (Tabela 14).

As análises químicas refletem a variação na composição mineralógica da associação dos minerais de minério, que comumente apresentam concentrações variáveis de pirita, calcopirita, molibdenita e bismutinita.

A composição média do wolframato que constitue o minério de tungstênio registra uma proporção de 74% de Fe para 26,0% de Mn (atômico). A proporção relativa de Fe e Mn caracteriza o mineral como wolframita - (Fe, Mn) WO_4, muito próxima à composição teórica da ferberita (Fe-80% - Mn 20%) (Tabela 13).

O depósito teve suas reservas estimadas, a partir da análise de "bulk samples",

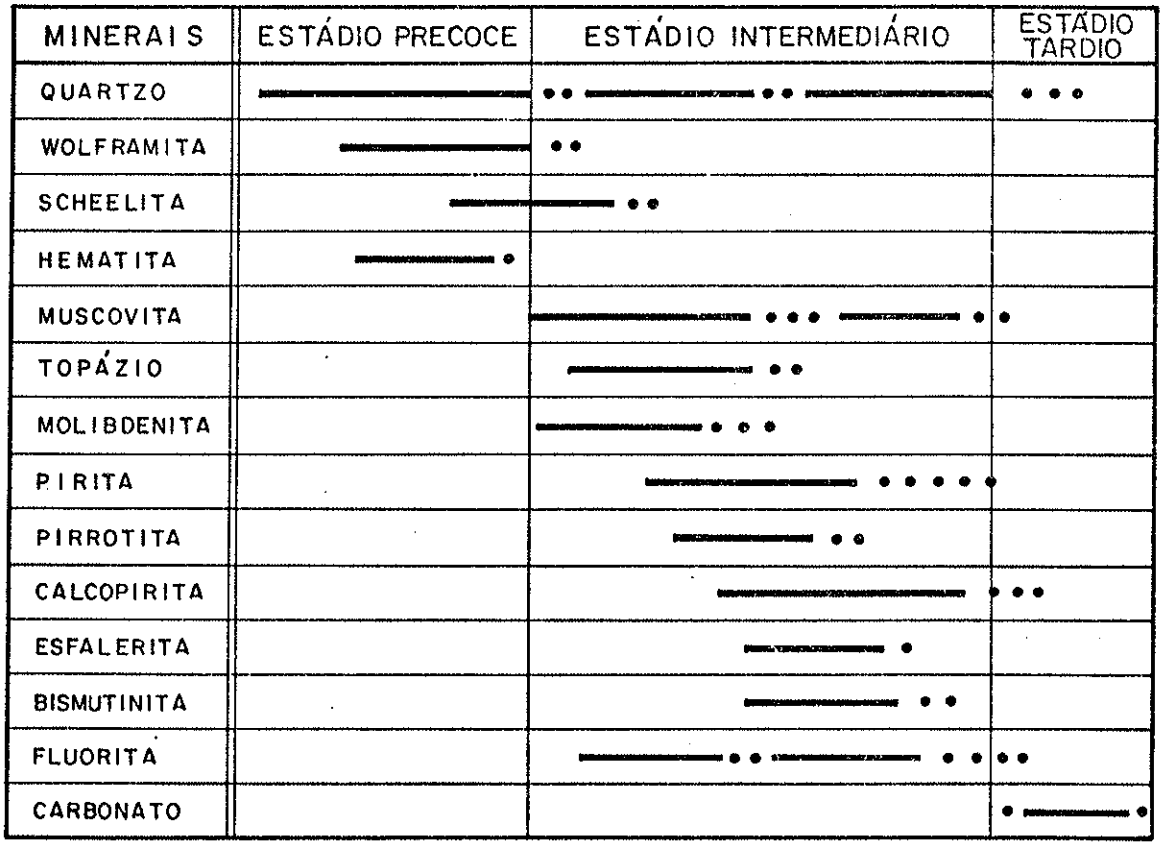
TABELA 14. COMPOSIÇÃO QUÍMICA DOS VEIOS DE QUARTZO

ANÁLISES QUÍMICAS

Nº	AMOSTRA	LABORATÓRIO	Wo (%)	Cu	Pb	Zn	As	Ag	Au	Mo	Bi	Ba	Sn	Nb	Ta
1	F-01-P1	Geobel	0,75	1340	22	38	10	4,8	<0,05	40	-	-	-	-	-
2	F-01-P2	Geosol	3,30	1690	28	81	< 1,0	1,9	<0,05	19	<10	<20	< 5	28	<25
3	F-01-L2	Geosol	0,01	1010	8	36	< 1,0	2,4	<0,05	< 5	<10	37	< 5	<20	<25
4	F -01-L4 (P5)	Geosol	6,10	267	15	14	< 1,0	<0,1	<0,05	71	76	<20	< 5	88	<25
5	F-01-P6	Geobel	0,80	910	14	32	-	3,0	<0,05	40	-	-	-	-	-
6	F-01-L5 (P7)	Geosol	2,80	2540	26	22	< 40	3,4	<0,05	< 5	50	<20	< 5	44	<25
7	F-01-L8 (P10)	Geobel	4,27	2130	26	42	10	-	<0,05	10	-	-	-	-	-
8	F-01-L9	Geobel	<0,20	270	10	20	-	0,2	<0,05	-	-	-	-	-	-
9	F-03-P1	Geosol	0,07	1410	20	28	< 1,0	12	<0,05	144	<10	37	< 5	20	25
10	F-03-P2	Geosol	0,33	2830	15	77	< 1,0	12	<0,05	42	68	<20	< 5	20	<25
11	F-03-L3	Geobel	0,20	680	15	42	10	< 0,2	<0,05	60	-	-	-	-	-
12	F-06-P1	Geosol	13,10	241	31	19	< 1,0	< 0,1	<0,05	56	88	<20	< 5	118	<25
13	F-06-P3	Geosol	0,09	570	20	40	< 0,1	2,6	<0,05	< 5	<10	<20	< 5	<20	<25
14	F-07-L1	Geobel	0,93	92	7	35	< 1,0	< 0,2	<0,05	10	-	-	-	-	-
15	F-08-L2	Geosol	0,03	11500	28	19	< 1,0	9,0	<0,05	210	420	26	< 5	20	25
16	F-08-P1	Geobel	0,10	86	6	7	< 1,0	-	<0,05	10	-	-	-	-	-
17	F-08-P1	Geobel	0,85	430	10	15	< 1,0	-	0,08	<10	-	-	-	-	-
18	F-08-P2	Geobel	< 0,1	16100	-	-	< 1,0	-	<0,05	-	-	-	-	-	-
19	F-09-L5 (P3)	Geobel	< 0,1	200	-	-	< 1,0	-	<0,05	-	-	-	-	-	-
20	F-09-L6	Geobel	< 1,0	1000	-	-	1,0	-	<0,05	-	-	-	-	-	-
21	F-13-L2 (L3)	Geobel	0,30	<0,01	-	-	< 1,0	-	<0,05	40	-	-	-	-	-
22	F-13-L4(L5,P2,3,4,5)	Geobel	0,60	<0,01	-	-	5	-	<0,05	2900	-	-	-	-	-
23	F-13-L6 (L7, P6)	Geobel	0,80	<0,01	-	-	5	-	<0,05	40	-	-	-	-	-
24	F-17-L2 (P1)	Geobel	0,50	0,02	-	-	-	-	<0,05	-	-	-	-	-	-
25	F-17-L6 (P3)	Geobel	0,90	0,02	-	-	< 1	-	<0,05	-	-	-	-	-	-
26	F-17-L7 (P4)	Geobel	2,30	<0,01	-	-	< 1	-	<0,05	-	-	-	-	-	-
27	F-17-L8	Geobel	0,40	<0,01	-	-	< 1	-	<0,05	-	-	-	-	-	-
28	F-17-P5	Geobel	1,70	<0,01	-	-	< 1	-	<0,05	-	-	-	-	-	-
29	MJ-01	Geosol	2,40	1320	10	12	< 1	2,40	<0,05	< 5	84	<20	< 5	72	<25

FIGURA 9

PARAGÊNESE DOS MINERAIS DE MINÉRIO DO DEPÓSITO DE PEDRA PRETA.



amostras de canal e intersecções de sondagem. A DOCEGEO avaliou, somente nos dois filões principais, uma reserva da ordem de 510 X 10^3 t de minério (190 X 10^3 t medidas), com um teor médio de 1,01% WO^3, considerando-se um teor de corte de 0,3% WO^3 (cut-off).

A paragênese e sucessão dos minerais de minério foi inferida a partir do estudo dos veios mineralizados em secções polidas e é sintetizada na Fig. 9.

Foram caracterizados três estádios de sucessão das fases minerais: o estádio precoce, o estádio intermediário e o estádio tardio.

A principal característica do estádio precoce é a contemporaneidade de deposição de quartzo, de wolframita e de hematita, seguida da formação scheelita por alteração da wolframita (Fig. 4, C).

No estádio intermediário verifica-se a cristalização da série mineralógica típica da fase de greisenização s.s. (muscovita, fluorita, topázio), seguida de deposição da fase sulfetada (molibdenita, pirita, calcopirita, marcassita, esfalerita e bismutinita) e de quartzo geração secundária.

Os últimos eventos são caracterizados pela deposição de carbonato, associado ao quartzo, muscovita, fluorita e sulfetos da geração tardia.

A paragênese da sucessão dos minerais de minério e de ganga, sugere a existência de uma evolução espaço-temporal relacionada a um processo hidrotermal de gradiente normal (decréscimo progressivo de P e T).

Os três estádios de sucessão identificados na Pedra Preta, mantêm grande similaridade com aqueles assinalados no distrito tungstífero de Xihuashan, situado no sul da R. P. da China, responsável por quase 30% do total de produção de

tungstênio naquele país. Inúmeros estudos realizados em Xihuashan levaram a caracterização de três estádios sucessivos, denominados: óxido, sulfeto e carbonato, cujas paragêneses são comparáveis aquelas aqui descritas, TANELLI (1982) e YONGLE e WEN (1982).

O atual nível de informação sobre o comportamento tridimensional do depósito, não permite a extrapolação da distribuição espacial das mencionadas associações paragenéticas, não sendo possível realizar afirmações a respeito da possível presença de telescopagem ou zoneamento da mineralização.

TIPOLOGIA E GÊNESE DO JAZIMENTO DE PEDRA PRETA

O depósito de tungstênio de Pedra Preta classifica-se na categoria dos depósitos hidrotermais precoces (alta temperatura), vinculados espacial e geneticamente à intrusões graníticas epi e mesozonais, no conceito de HOSKING (1982) (Tabela 15).

Os jazimentos de quartzo-wolframita, hospedados em exo-greisens, contituem, segundo SCHERBA (1970), um produto do processo de greisenização, característicamente vinculado aos estádios tardios do alojamento das intrusões de carácter ácido a ultra-ácido. O processo gerador da mineralização promove a transformação das rochas intrusivas e encaixantes, pela ação das soluções ácidas residuais, ricas em sílica e voláteis, a elevadas temperaturas (500 - 300° C). A alteração das rochas e a concomitante deposição dos minerais de minério, representam processos químicos de troca irreversível, realizados entre as soluções hidrotermais e as rochas locais.

São incluídos na categoria dos depósitos de tungstênio, tipo hidrotermal precoce (alta temperatura), os jazimentos de tungstênio de veios ou enxame de veios, vinculados à cúpulas e apófises graníticas. Tais depósitos, conhecidos genericamente como "veios de quartzo a wolframita", constituem a mais importante fonte mundial de tungstênio (75% do total produzido).

Os jazimentos de veios de quartzo a wolframita, ocorrem característicamente no corpo granítico ou nas proximidades de sua cúpula, apresentando grande variação de forma, dimensões, associações mineralógicas e complexidade estrutural.

Em certas províncias como em Cornwall, Inglaterra, os veios mineralizados e wolframita e cassiterita são restritos ao núcleo granítico (endo-greisen). Em outras, os veios são encaixados indistintamente na rocha granítica ou nas encai-

TABELA 15. CLASSIFICAÇÃO DOS DEPÓSITOS DE TUNGSTÊNIO (Seg. HOSKING, 1982)

1. Granitóides bandados ricos em tungstênio (U.R.S.S., Auvergne - França)
2. Depóstios pegmatíticos (Namíbia - África e R.P.China)
3. Depósitos pirometassomáticos (Fujigatani-Japão, Sangdong - Coréia)
4. Depósitos hidrotermais
   - vinculados espacial e geneticamente a intrusões graníticas de epi e mesozona
     - Precoces (alta temperatura) (Jiangxi-R.P. China; Panasqueira-Portugal, Carmnenellis-Inglaterra)
     - Tardios (baixa temperatura) (Raub - Malásia)
   - Vinculados espacial e geneticamente com efusivas ácidas e intrusões graníticas sub-vulcânicas
     - Xenotermais (Ashio - Japão, Bolívia)
     - Pórfiro (Climax-EUA, U.R.S.S., R.P.China)
     - Águas termais (Sodaville - EUA, Uncia - Bolívia)
5. Depósitos evaporíticos e salmouras (Searls Lake, EUA; U.R.S.S.)
6. Depósitos "stratabound" (Felbertal, Austria, Ordalen - Noruega)
7. Depósitos detríticos (secundários), (Cornwall-Inglaterra, Vivarais-França)

xantes, a exemplo de Mawchi, em Burma. Já em Panasqueira, Portugal, os veios mineralizados estão encaixados exclusivamente nas rochas metamórficas regionais (exo-greisen).

Em Jiangxi, R. P. da China, a região de maior produção mundial de tungstênio, os jazimentos filoneanos são relacionados à intrusões graníticas jovens do ciclo Yanshanian, alojadas em sequências metamórficas de baixo grau. Os depósitos desta categoria, apresentam-se na forma de veios sub-verticais, constituindo enxames de até milhares de veios (Xihuashan).

A mineralogia dos depósitos chineses é variável, sendo o quartzo o principal mineral de ganga e a wolframita o mineral de minério predominante. A scheelita ocorre secundariamente e a molibdenita, ausente em alguns depósitos, pode constituir um importante sub-produto em outros. A turmalina, o topázio, a fluorita e a sericita compõem os demais minerais não metálicos da ganga.

Os jazimentos a quartzo-wolframita são comumente envolvidos por expressivos halos de greisenização.

Em Panasqueira, Portugal, os veios mineralizados apresentam-se sub-horizontalizados, encaixados em filitos pré-cambrianos e dispostos ao longo de planos subparalelos à cúpula granítica greisenizada. Os veios de quartzo contêm wolframita, cassiterita, arsenopirita, molibdenita, pirrotita, esfalerita, loelingita, calcopirita e pirita. A ganga e a associação dos minerais não metálicos é proporcionada pela presença de quartzo, apatita, muscovita, berilo, siderita, dolomita, calcita e fluorita (THADEU, 1951).

A mineralização em Panasqueira relaciona-se ao processo de greisenização do corpo granítico e das rochas adjacentes, seguida da intensa turmalinização dos filitos encaixantes.

As evidências registradas no depósito de tungstênio de Pedra Preta, discutidas no presente texto, conduzem à conclusão que a mineralização de tungstênio foi produto da ação do processo de greisenização, proporcionado pelo alojamento do núcleo intrusivo da Musa.

A greisenização incidente sobre o ápice da intrusão, também atuou sobre a sequência metamórfica, que encaixa os veios a quartzo-wolframita que definem o jazimento (exo-greisen).

O depósito de Pedra Preta é aqui classificado como um jazimento de tungstênio hidrotermal precoce (alta temperatura), segundo HOSKING (1982) e suas características se assemelham sobremaneira às dos depósitos filoneanos a quartzo-wolframita que ocorrem na Província de Jiangxi, da R. P. da China.

CONCLUSÕES

A jazida de tungstênio de Pedra Preta é representada por filões de quartzo, portadores de wolframita, encaixados em um pacote de rochas metamórficas, localizados no bordo noroeste do corpo intrusivo da Musa.

O bordo noroeste do Granito Musa é constituído por um biotita-granito, com composição monzogranítica a sienogranítica, segundo a classificação de STREICKEISEN (1976). Apresenta um quimismo que o caracteriza como uma rocha ultra-ácida, rica em álcalis e alumina, e pobre em cálcio.

Determinações radiométricas, baseadas no método K/Ar, indicam uma idade mínima de 1.857 ± 55 m.a. para a fácies noroeste da intrusão, sugerindo o seu enquadramento na série granítica Serra dos Carajás.

Os parâmetros, aferidos durante a realização do estudo, permitem a comparação do Granito Musa com os granitos especializados metalogeneticamente, TISCHENDORF (1976); os granitos tipo "A", PLIMER (1983); os granitos intraplacas (WPG), PEARCE et al (1984) e os granitos de transformação, KEQIN et al (1984). Uma característica comum a todos estes granitos é a sua vinculação genética com jazimentos de metais raros (Sn, W, Mo, Be, Bi, T.R.).

Evidências registradas durante o estudo, relacionam a metalização aos fenômenos de alteração hidrotermal de caráter metassomático (greisenização), que afetaram indistintamente a cúpula granítica e as rochas circundantes.

A alteração hidrotermal, vinculada às fases terminais do alojamento do corpo granítico, promoveu a cristalização de sucessivas fases minerais, relacionadas espacial e temporalmente. Três fases principais foram caracterizadas: a felds

patização potássica (microclinização), a feldspatização sódica (albitização) e a greisenização s.s.

Os veios de quartzo mineralizados, constituem as zonas nucleares das áreas mais intensamente greisenizadas. Apresentam uma paragênese mineral, desenvolvida durante a fase de greisenização s.s., que identifica três estádios sucessivos de evolução: o estádio precoce, o estádio intermediário e o estádio tardio.

A wolframita, o principal mineral de minério, foi precipitada no estádio precoce, seguida da associação sulfetada (Fe, Cu, Mo, Bi, Zn) cristalizada a mais baixa temperatura. Culmina o ciclo, a cristalização de minerais carbonatados.

Por suas características, a jazida de Pedra Preta é classificada como um depósito de tungstênio hidrotermal precoce (alta temperatura), HOSKING (1982), vinculado espacial e geneticamente à intrusão granítica da Musa.

O depósito de Pedra Preta é comparável aos jazimentos filoneanos tipo quartzo-wolframita que ocorrem no distrito mineiro de Xihuashan, na província de Jiangxi, R. P. da China.

A existência de depósitos a metais raros possivelmente relacionados à núcleos graníticos intrusivos da série Serra dos Carajás (± 1.800 m.a.), abre uma atraente perspectiva de prospecção na região centro-sul da amazônia.

RECOMENDAÇÕES FINAIS

A jazida de Pedra Preta, constituída por filões de quartzo a wolframita associados a uma intrusão granítica é a primeira deste tipo a ser estudada na região amazônica.

A pesquisa do depósito e o estudo pormenorizado de alguns aspectos relacionados às características e aos controles da mineralização, revelaram dados e interpretações consideradas importantes para a futura condução dos trabalhos de prospecção e pesquisa em áreas similares na região.

Reconhecendo a vasta abrangência de aspectos a serem pesquisados e a importância da obtenção de determinados parâmetros específicos, que possam efetivamente contribuir para o maior conhecimento deste tipo de mineralização, o autor recomenda que os trabalhos futuros enfoquem estudos relativos à: termometria da associação mineral associada à mineralização, análises de inclusões fluídas, determinação da variação do conteúdo dos elementos-traço nos filossilicatos, determinação radiométrica da idade relativa das demais fácies graníticas da intrusão da Musa, etc.

Pesquisas complementares sobre a jazida de Pedra Preta e outros depósitos similares existentes na região deveriam ser incentivados, no sentido de aprofundar o conhecimento sobre a metalogênese granítica na região.

BIBLIOGRAFIA CONSULTADA

AMARAL, G., 1974 - Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica - Tese Msc., Universidade de São Paulo - 186 p.

AMARAL, G., 1984 - Províncias Tapajós e Rio Branco; em ALMEIDA, F.M. e HASUI, Y. - O Pré-Cambriano do Brasil - Edgar Blücher ed., São Paulo, pp 8-18.

BIESIGEL, W.R.; BERNADELLI, A.L.; DRUMMOND, N.F.; RUFF, A.W. e TREMAINE, J.W., 1983 - Geologia e Recursos Minerais da Serra dos Carajás - Rev. Bras. Geol., 3(4): 215-242.

CHAOQUN, Y., 1984 - The Genetic Types of Granitoids in South China: em Geology of Granites and their Metallogenetic Relations - KEQIN, X. e GUANGCHI, T. eds., Science Press, Beijing, R. P. da China, pp 253-276.

CHAPPEL, B.W. e WHITE, A.J.R., 1984 - I and S Type Granites in the Lachlan Fold Belt, Southern Australia; em Geology of Granites and their Metallogenetic Relations - KEQIN, X. e GUANGCHI, T. eds., Science Press, Beijing, R. P. da China, pp 87-102.

CORDANI, V.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASCI, M.A.S. e KAWASHITA, K., 1979 - Evolução Tectônica da Amazônia com Base nos Dados Geocronológicos; em Anais do II Cong. Geol. Chileno, Arica, pp 137-148.

CORDEIRO, A.A.C. e SAUERESSING, R., 1980 - Serra das Andorinhas: Geologia e Principais Ocorrências de Ouro: em Abstr. XXXI Cong. Bras. Geol. Camboriú-SC, 2: 344-345.

CORDEIRO, A.A.C.; ALVES, C.A.; FONSECA, L.R.; NASCIMENTO, J.A.S.; AZEVEDO, I. L. e dos SANTOS, F.F., 1984 - Pesquisa Geológica da Jazida de Wolframita de Pedra Preta, Rio Maria-PA: em Anais II Symposium Amazônico, Manaus, DNPM ed., pp 375-379

GREGORI'EV, I.F., 1964 - Os greisens, seus Tipos Mineralógicos e suas Condições de Formação - Trad., public. CAEG, Escola de Geologia, UFRGS, 67 p.

HIGGINS, N.C., 1985 - Wolframite Deposition in a Hydrothermal Vein System: The Grey River Tungsten Prospect, Newfoundland, Canada: Econ. Geol., 80: 1297-1327.

HOSKING, K.F.G., 1982 - A General Review of the Occurrence of Tungsten in the World: em Anais do Tungsten Geology Symposium, Jiangxi, China, ESCAP-RMRDC, Bandung, Indonésia - Geological Publish. House, Beijing, China, pp 59-86.

KARYEVA, Z.G., 1968 - Geochemistry of Mineralized Granitoids - Trad., Int.Geol. Rev., 179(6): 1436-1439.

KEQIN, X.; NAI, S.; DEZI, W.; SHOUXI, H.; YINGJUN, L. e SHOUYUAN, J., 1984 - Petrogenesis of the Granitoids and their Metallogenetic Relations in South China: em KEQIN, X. e GUANGCHI, T. eds., Geology of Granites and their Metallogenetic Relations - Beijing, Science Press, pp 1-32.

KUIRONG, Y.; XINYI, Y. e JIANGCHENG, L., 1984 - A Preliminary Study of the Hercinian Granites of South China: em Geology of Granites and their Metallogenetic Relations - KEQIN, X. e GUANGCHI, T. eds., Science Press, Beijing, pp. 157-171.

LIMA, M.I.C., 1984 - Províncias Geológicas do Cráton Amazônico em Território Brasileiro: em Anais II Symposium Amazônico, Manaus, DNPM ed., pp 9-24.

LOISELLE, M.C. e WONES, D.R., 1979 - Characteristic and Origin of Anorogenic Granites - Geol. Soc. America, Abstract Programs, 11: 468-469.

MAC DONALD, G.A. e KATSURA, T., 1964 - Chemical Composition of Hawaiian Lavas - Journal of Petrol., 5: 82-133.

NURMI, P.A. e HAAPALA, I., 1986 - The Proterozoic Granitoids of Finland: Gra

nite Types, Metallogeny and Relation to Crustal Evolution: Bull. Geol. Soc. Finland, 58 (1): 203-233.

PEARCE, J.A.; NIGEL, B.W.; HARRIS, S. e ANDREW, G.T., 1984 - Trace Elements Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks, Journal Petrol., 25: 956-983.

PLIMER, I.R., 1983 - The Geology of Tin and Tungsten Deposits - Institut Für Mineralogie und Petrologie, Montan University, Leoben, Austria, 96 p.

POLLARD, P.J., 1983 - Magmatic and Postmagmatic Processes in the Formation of Rocks Associated with Rare Elements Deposits: Inst. Mining Metallurgy Trans. 92: B-1-9.

ROSE, A.W. e BURT, D.M., 1979 - Hidrothermal Alteration: em Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 2 nd Ed., BARNES, H.L. ed., John Wiley & Sons, New York, pp 173-230.

SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S. e GUIMARÃES, G., 1974- Geologia, Folha SB-22 (Araguaia) e SC-22 (Tocantins): Projeto RADAM, Rio de Janeiro, DNPM ed., 4: 13-143.

SHAND, S.J., 1951 - Eruptive Rocks - N. York, John Wyley ed.

SCHERBA, G.N. - Greisens: em International Geol. Rev., 12 (3): 239-255.

SCHERBA, G.N. e KORMUSHIN, V.A., 1984 - Hydrothermal Systems of Tungsten-Bearing Stockworks: em Janelidze T. V. and Tvalcherlidze, G., eds., Anais do Sixt Quadrennial IAGOD Symposium, Stuttgart, 1: 437-444.

SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R. e ASMUS, A.E., 1984 - Geologia do Brasil - DNPM ed., 541 p.

SHOUXI, H.; MINGZHI, S.; ZHENGFU, Y.; JINFANG, X.; XIANYUN, C. e YING, Y., 1984-

An Important Metallogenetic Model for W. Sn and Rare Granitophile Elements Ore Deposits Related to Metassomatically Altered Granites: em KEQIN, X. e GUANGCHI, T. eds., Geology of Granites and their Metallogenetic Relations, Beijing, Science Press, pp 519-538.

STEMPROCK, M., 1974 - The Source of Tin, Tungsten and Molybdenum of Primary Ore Deposits, em Mawan (Metallization Associated with Acid Magmatism), STEMPROCK, M. ed., Praga 2: 127-167.

STREICKEISEN, A.S., 1976 - To Each Plutonic Rock its Proper Name - Earth. Sci. Rev., 12: 1-33.

TANELLI, G., 1982 - Geological Setting, Mineralogy and Genesis of Tungsten Mineralization in Dayu District, Jiangxi (People's Republic of China), an Outline: Min. Deposita, 17: 279-294.

TAYLOR, R.G., 1979 - Geology of Tin Deposits - New York, Elsevier Sci. Publ. Co., Developments Econ. Geol., (11): 543.

THADEU, D., 1951 - Geologia do Couto Mineiro de Panasqueira - Com. Serv. Geol. Portugal, (32): 5-64.

TISCHENDORF, G., 1976 - Criteria for Distinguish Normal Granites from Metallogenetic Specialized ones - Studia Geologica, Salamanca, 16: 1-14.

TISCHENDORF, G., 1977 - Geochemical and Petrographic Characteristics of Silic Magmatic Rocks Associated with Rare-Element Mineralization: em STEMPROCK, M.; BURNOL, L. e TISCHENDORF, G. eds. - Mawan (Metallization Associated with Acid Magmatism), Praga, 2: 41-46.

TUREKIAN, K.K. e WEDEPOHL, K.H., 1961 - Distribution of the Elements in Some Major Units of the Earths Crust - Geol. Soc. of Am. Bull., 72: 175-192.

TUTTLE, O.F. e BOWEN, L.N., 1958 - Origin of Granites in the Light of Experimen

tal Studies in the System Na Al SiO_3/K Al Si_3O_8 - SiO_2 - H_2O - Geol. Soc. Am. Memoir 74.

VINOGRADOV, A.P., 1962 - Average Contents of Chemical Elements in the Main Types of Eruptive Rocks - Geoch. Intern., pp 641-664.

VLASOV, K.A., 1968 - Geochemistry and Mineralogy of Rare Elements and Genetic Types of their Deposits: English Transl. Z. Lerman, Jerusalém, S. Monson Press, 3: 641.

WILSON, M.R., 1980 - Granite Types in Sweden - Geol. Fören. Stockholm, 102: 167-176.

YONGLE, W. e WEN, M.Y., 1982 - Multi-Phase Intrusion and Multi-Phase Mineralization in Xihuashan Tungsten Ore Field: em Anais Tungsten Geology Symposium ESCAP, RMRDC, Bandbung, Indonésia, Beijing - Geol. Publ. House, pp 437-449.

YINGJUN, L.; JINGRONG, Z.; CHENGYUN, S.; DONGSHENG, M.; ENGUANG, Q. e JUN, C., 1984 - The Geochemical Characteristics of Trace Elements in Granitic Rocks of South China: em KEQIN, X. e CUANGCHI, T. eds., Geology of Granites and their Metallogenetic Relations, Beijing, Science Press, pp 753-770.