

O SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS DA FAIXA MATEUS LEME-PITANGUI - PARTE MERIDIONAL DO CRATON DE SÃO FRANCISCO, MG - E SEU SISTEMA DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

Antônio W. Romano

ABSTRACT

The studied area is located at the southern São Francisco Craton, between the northwest corner of the *Quadrilátero Ferrífero* and the Upper Proterozoic Bambuí basin. The region comprises Archaean granite-gneisses and two supracrustal sequences: a) The Archaean Rio das Velhas Supergroup, which consists of a thick sequence of greenstones associated with metamorphic felsic volcanites, volcano-clastic and sedimentary rocks; and b) the overlying Early Proterozoic Minas Supergroup with its widespread banded iron formations.

Two major deformational events are present. The oldest D_n event can be detected only in the Rio das Velhas rocks and produced large folds with mainly E-W trending axis. The latter D_{n+1} of Transamazonian age ($\pm 2,0$ Ga) is a progressive deformational event, that has also affected the Minas Supergroup. It produces NW-SE to NE-SW folds associated to conspicuous planar and linear structures. This event evolved to a NW-vergent thrust system with the development of a strong stretch lineation. This event also produced strike-slip faults interpreted as tear-faults parallel to the direction of the thrusts.

This paper deals with the large hydrothermal alteration which has affected the lower volcanoclastics rocks of the Rio das Velhas Supergroup. This alteration has been produced by a solfataric hydrothermal system in mesothermal P-T conditions. It produced a high aluminium mineralogical assemblage of corundum, kyanite (minor andalusite) and muscovite. This mineralogy is latter retrograde altered to diaspore, pyrophyllite, kaolinite. Minor amounts of tourmaline, rutile, chloritoid are also present. A hydrothermal zoning with three major subdivisions is proposed as follows: high aluminium zone, sericitic (muscovitic) zone and propylitic zone. Some crystallochemical aspects of the mineralogical phases are discussed, and also the origin of the protolite and the relationship between alteration and deformation. The hydrothermal system has evolved under pre to syn tectonic conditions during the Archaean D_n tectonism.

For this event, a model of collisional tectonics is also proposed for the area, as the Rio das Velhas Supergroup represents a former continental back-arc basin.

INTRODUÇÃO

A espessa seqüência de rochas metavulcânicas e metassedimentares aflorantes na região entre Pitangui e Mateus Leme, corresponde à porção mais ocidental do Supergrupo Rio das Velhas e está caracteristicamente afetada por extensa e profunda alteração hidrotermal. Esta seqüência está em continuidade com o Supergrupo Rio das Velhas do Quadrilátero Ferrífero através da faixa da Serra do Curral ocidental, sotoposta localmente em discordância angular às rochas metassedimentares do Supergrupo Minas.

Distingue-se a faixa que vai de Mateus Leme até o sul de Esmeraldas orientada de NW-SE a NE-SW e aquela de Pará de Minas à Pitangui, de direção NW-SE. Esta última é parcialmente recoberta pelos metassedimentos do Grupo Bambuí, porém aflora descontinuamente até a Serra de Papagaios, nas imediações da cidade homônima.

Foi considerada como uma extensão da "Série de Minas" por Guimarães & Barbosa (1934) e pelo

mapeamento do Convênio Geofísico Brasil-Alemanha (1975), como Supergrupo Espinhaço por Menezes Filho *et al.* (1977) e como Supergrupo Rio das Velhas por Grossi Sad (1968) e Costa & Romano (1976). O mapeamento geológico do Instituto de Geociências Aplicadas-IGA (1982, 1983), levado a efeito respectivamente nas folhas Esmeraldas e Igarapé (1:50.000), fornece uma primeira idéia da litoestratigrafia da seqüência supracrustal, permitindo correlacioná-la às unidades do Supergrupo Rio das Velhas no Quadrilátero Ferrífero.

As primeiras estruturas vulcanogênicas (*pillow lavas*) foram descritas por Ladeira (1981) nas imediações de Pitangui. Romano (1989) apresenta uma tentativa de subdivisão litoestratigráfica regional, baseando-se no modelo de Ladeira (1980, in Ladeira *et al.* 1983) para a região do Quadrilátero Ferrífero, reconhecendo uma sucessão de termos vulcânicos, vulcano-clásticos e metassedimentares.

A dupla divisão em Supergrupos Rio das Velhas e Minas é admitida por Frizzo *et al.* (1991) que propõem a denominação Grupo Pitangui para a unidade vulcânica basal e Supergrupo Minas para a unidade metassedimentar superior. Teixeira & Aita (1986), Teixeira & Kuyumjian (1991) estendem o *greenstone belt* Rio das Velhas à toda a faixa e correlacionam igualmente suas unidades metassedimentares superiores ao Supergrupo Minas.

Os primeiros estudos sobre as alterações hidrotermais são devidos à Leinz (1938) e Moraes (1938) na região de Pará de Minas. Nogueira & Barzaghi (1972) tecem considerações sobre a mineralogia dos depósitos de alteração. Teixeira & Kuyumjian (1991) consideram a alteração como sendo epitermal, e produzida por um sistema de *hot springs*, de idade arqueana. Romano & Carmo (1992) propõem uma primeira cartografia das diferentes zonas de alteração hidrotermal para a região do sinclínório de Pitangui-Pequi.

O presente trabalho é baseado na tese de doutoramento do autor, bem como em suas pesquisas subsequentes, levadas a efeito principalmente nas minas de rochas peraluminosas (agalmatolitos), cuja importância industrial é ressaltada. Tem por objetivo a elaboração de uma síntese litoestratigráfica/estrutural regional, o estudo das características petrográficas e mineralógicas dessas rochas, e a proposição de um modelo genético para as mesmas.

As análises de minerais foram efetuadas em microsonda eletrônica Camébox, potencial de aceleração de 15 kV, da Université de Nancy I.

LITOESTRATIGRAFIA REGIONAL

O Supergrupo Rio das Velhas admite uma tríplice divisão, tanto para a faixa de Pará de Minas-Pitangui quanto para a de Mateus Leme-Esmeraldas, (fig 1A).

Faixa Pará de Minas-Pitangui

Nesta faixa reconhece-se o Grupo Pitangui de Frizzo *et al.* (1991) que pode ser dividido em duas unidades. A basal é composta por rochas metaígneas máficas e ultramáficas com cerca de 200 metros de espessura. A superior é composta por rochas metavulcânicas ácidas e intermediárias de caráter riolítico a andesítico, com forte participação de termos vulcanoclásticos e mostrando intercalações metassedimentares de filitos carbonosos, *metacherts* puros a ferruginosos, *Banded Iron Formations* e *ironstones*. A espessura deste grupo é superior a 2000m.

Propõe-se a denominação de Grupo Antimes para o pacote metassedimentar de caráter molássico sobreposto em discordância erosiva ao Grupo Pitangui. O Grupo Antimes é dividido em duas unidades:

-Unidade inferior. Constituída por quartzitos impuros com níveis de conglomerados oligomíticos, aflorantes ao longo das Serras do Rio do Peixe e Grande, com espessura máxima superior a 500m.

-Unidade superior. Constituída essencialmente por filitos sericíticos, aflorantes na depressão entre as duas serras acima citadas, com espessura acima de 1000m.

Faixa Mateus Leme-Esmeraldas

Esta faixa é de menor extensão em superfície, porém a litoestratigrafia acima estabelecida pode ser aqui reproduzida. São reconhecidas as seguintes unidades:

-Unidade metaígneas basal. É descontínua e mostra corpos de espessura decamétrica de serpentinito e metabasalto, a espessura máxima é de aproximadamente 200m.

-Unidade metavulcânica e vulcano-clástica superior. Tem espessura maior que 2000m e exibe lençóis de metandesito e metariolito associados à metassedimentação por vezes espessos, tais como xistos ferruginosos e grafitosos, *metacherts* puros a ferruginosos e finas lentes de *Banded Iron Formation* (BIF) tipo Algoma.

-Unidade molássica superior. É assentada em discordância erosiva sobre as rochas acima citadas, tem espessura em torno de 250m e compreende somente os quartzitos impuros, filitos quartzosos e metaconglomerados que sustentam a Serra da Boa Vista/Santo Antônio (Serra de Mateus Leme, ao norte da cidade homônima).

Ressalve-se que a identificação litológica pode ser prejudicada ou falseada, sobretudo na unidade metavulcânica-vulcanoclástica inferior, de ambas as faixas, pela existência da alteração hidrotermal, como será visto no item correspondente.

GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA

Reconhece-se na região duas fases principais de deformação regional denominadas D_n e D_{n+1} , (Romano 1989).

Estruturas geradas durante a fase D_n

A fase D_n é de natureza essencialmente dúctil e afeta somente o Supergrupo Rio das Velhas, sendo caracterizada por um sistema de dobras abertas de grande amplitude, bem como por dobras muito fechadas e anisópacas. A direção axial varia entre NW-SE e NE-SW, portanto com planos axiais dispostos em leque. A vergência é de difícil definição, porém nota-se uma tendência aparentemente S a SW. As dobras preservadas desta fase são o sinforme do Rio do Peixe e o sinforme da Serra Negra. À estas dobras é associada uma xistosidade de plano axial S_n bastante penetrativa e quase sempre transpondo S_0 , quando esta é visível. Desenvolve-se também lineação de crenulação e lineação mineral, ambas em torno de N-S, esta última caracterizada por blastese de cianita e

estauroлита, presente localmente nos níveis metassedimentares da vertente ocidental da Serra de Mateus Leme.

Estruturas geradas durante a fase D_{n+1}

A fase D_{n+1} afeta igualmente o Supergrupo Minas da Serra do Curral ocidental, é de caráter compressional progressivo e produz dobras apertadas cujos planos axiais variam de NE-SW à NW-SE. A xistosidade S_{n+1} é a mais nitidamente visível, com atitude variando entre N30 a N150. Esta deformação evolui para um cisalhamento dúctil a dúctil-rúptil de vetor de transporte NW, que deforma as estruturas geradas durante a fase D_n . Este cisalhamento é representado pelo sistema de cavalgamento da Serra do Curral, que se estende através de uma série de falhas paralelas de direção média E-W, até o sul da cidade de Florestal. A lineação associada, de estiramento/mineral cai 30° nos metassedimentos Minas, 45° em quartzitos situados no plano da falha de Azurita, até a posição sub vertical ao sul de Florestal, configurando uma rampa frontal de cavalgamento. Síncrono ao cavalgamento desenvolve-se uma outra geração de dobras muito fechadas e de pequena amplitude, de eixos N0 a N30 melhor visíveis nas rochas do Supergrupo Minas dispostas ao longo da Serra do Curral ocidental.

Outras estruturas associadas à deformação D_{n+1} , são a clivagem de crenulação em micro e mesoescala e *kink bands*, com direção paralela à direção de transporte tectônico e encontradas principalmente nas rochas metavulcânicas da área de Mateus Leme.

Na área de Pitangui os efeitos do dobramento da fase D_{n+1} não são muito nítidos, parecendo ter apenas gerado dobras abertas de amplitude hectométrica, com eixos variando de NW-SE a submeridianos.

Falhas de rejeito direcional

Durante a deformação D_{n+1} o bloco gnaissico-migmatítico à oeste (bloco de Itaúna), comportou-se de maneira rígida, sendo que todo o contato do Supergrupo Rio das Velhas, com rochas do bloco citado, desde a Serra do Curral até Pitangui é realçado por uma sistema denso de pequenas transcorrências (*tear faults*) paralelas. A terminação oeste da Serra do Curral, infletida em sentido sul, tem um comportamento tipo rampa lateral de cavalgamento. O sentido da movimentação, observado nas *tear faults* é sinistral, o bloco de Itaúna está rotacionado em relação ao "embasamento" da seqüência supracrustal Rio das Velhas. Dobras em bainha, de eixo X pouco desenvolvido e paralelos às *tear faults*, são comumente encontrados nas rochas metavulcânicas, ou seja, nos materiais mais susceptíveis à deformação dúctil.

Falhas de rejeito vertical

A medida que se caminha em sentido NW as zonas de cisalhamento assumem direção predominantemente NW-SE e as falhas associadas têm movimentação essencialmente normal. Não é possível precisar se essas estruturas foram formadas durante a fase D_n , concomitantemente ao desenvolvimento de S_n , ou se representam uma manifestação tardia da fase D_{n+1} , ou mesmo posteriores, já que o cisalhamento é predominantemente rúptil. A foliação S_n é verticalizada. A feição estrutural mais espetacular relacionada à esse cisalhamento é a falha da Serra Grande, de poucas dezenas de quilômetros de extensão em planta, direção predominantemente NW-SE, e que coloca em contato a seqüência metassedimentar do Grupo Antimes, com a seqüência vulcanoclástica do Grupo Pitangui. A separação vertical desta falha deve exceder 1000m, sendo ela responsável pelo alçamento das zonas profundas de alteração hidrotermal dispostas ao longo da Serra dos Ferreiras, norte de Onça do Pitangui.

Estruturas sedimentares/vulcanogênicas preservadas

As duas deformações são desenvolvidas em níveis superficiais da crosta, já que grande parte das estruturas sedimentares e vulcânicas são preservadas em todas as rochas regionais. Particularmente no Supergrupo Rio das Velhas, podem ser encontradas estruturas vulcanogênicas (*pillow lavas*, disjunções poliedrais), vulcanoclásticas (aleitamento tufáceo) e sedimentares (estratificação gradacional, plano-paralela e cruzada) pouco ou não deformadas.

Perfis esquemáticos interpretativos são mostrados nas figs. 1B e 1C; os grandes traços estruturais da região são reportados à fig. 2.

ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

A alteração hidrotermal é do tipo pós-vulcânica, de alto fluxo térmico e atua através de fissuras abertas por alta pressão de fluidos (fraturamento hidráulico). A alteração hidrotermal se desenvolveu em condições pré a tardi-tectônicas, tendo em vista que as fases minerais tardias são isentas de deformação pós cristalização. A zona alterada estende-se por mais de 50 km, desde à oeste da cidade de Pitangui, até a Serra Negra, ao sul de Esmeraldas. Na área de Pitangui (Serra da Cruz do Monte) e de Onça do Pitangui (Serra dos Antimes, Serra dos Ferreiras), as camadas alteradas são espessas, da ordem de centenas de metros, e se dispõem em níveis praticamente contínuos. A partir da estrutura antiformal da Serra do Andaime, à noroeste de Pará de Minas, as camadas se tornam lenticulares, com espessuras de metros a dezenas de metros, são descontínuas e se bifurcam em dois segmentos: o segmento norte passa por essa última

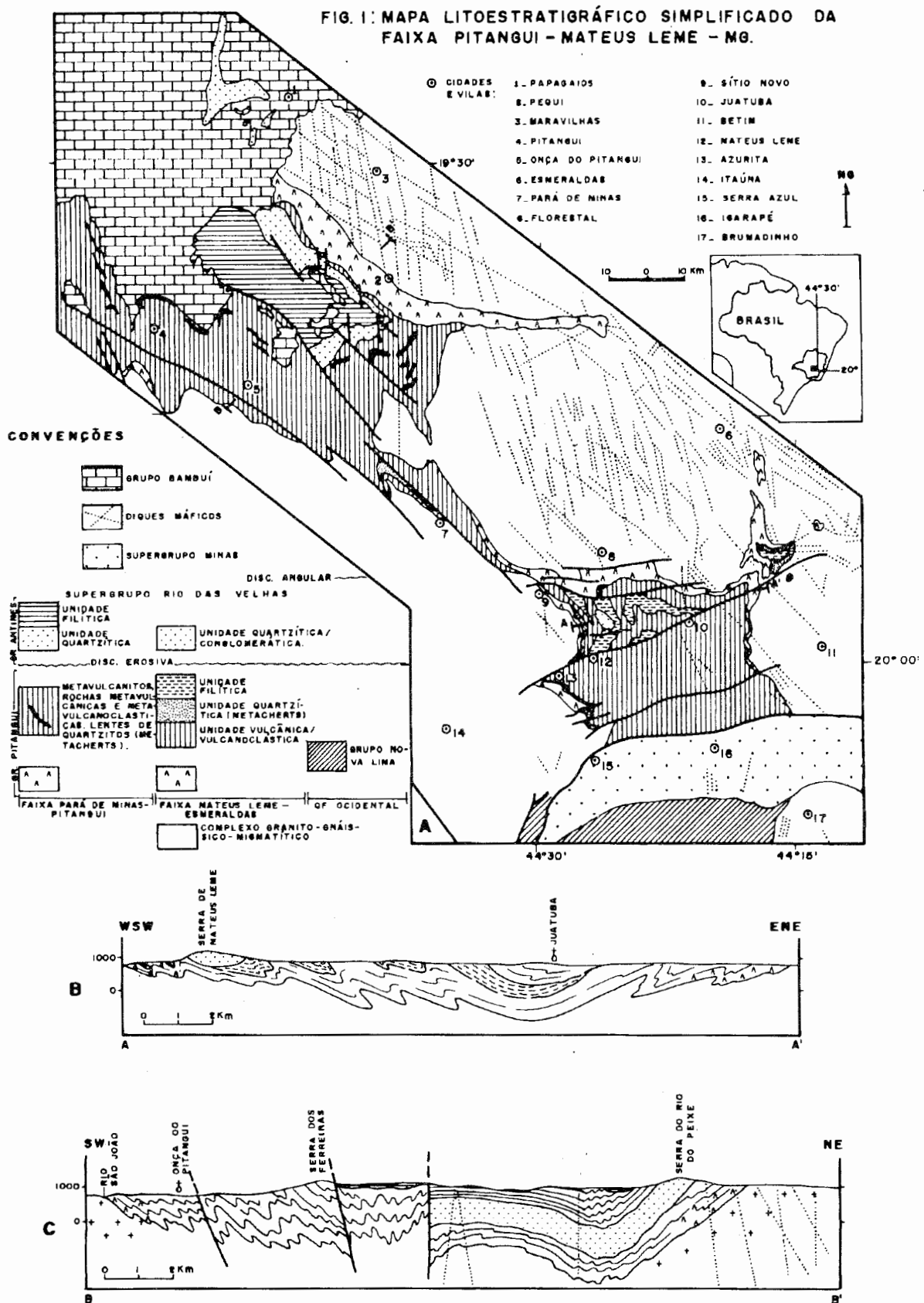


Figura 1: A-Mapa litoestratigráfico simplificado da Faixa Pitangui-Mateus Leme, MG; B-Perfil estrutural interpretativo entre a Serra de Mateus Leme e a cidade de Juatuba; C-Perfil estrutural interpretativo através do Sinclínio de Pitangui-Pequi.

cidade, pelo sul de Florestal e vai até a Serra Negra; o segmento sul, disposto bordejantemente ao complexo granitoide de Mateus Leme, vai desde a localidade de Sítio Novo até a de Azurita.

Do ponto de vista morfológico é salientado o fato de que os depósitos de material alterado condicionam cristas elevadas no relevo, pela simples razão da refratariedade do Al, face ao intemperismo químico.

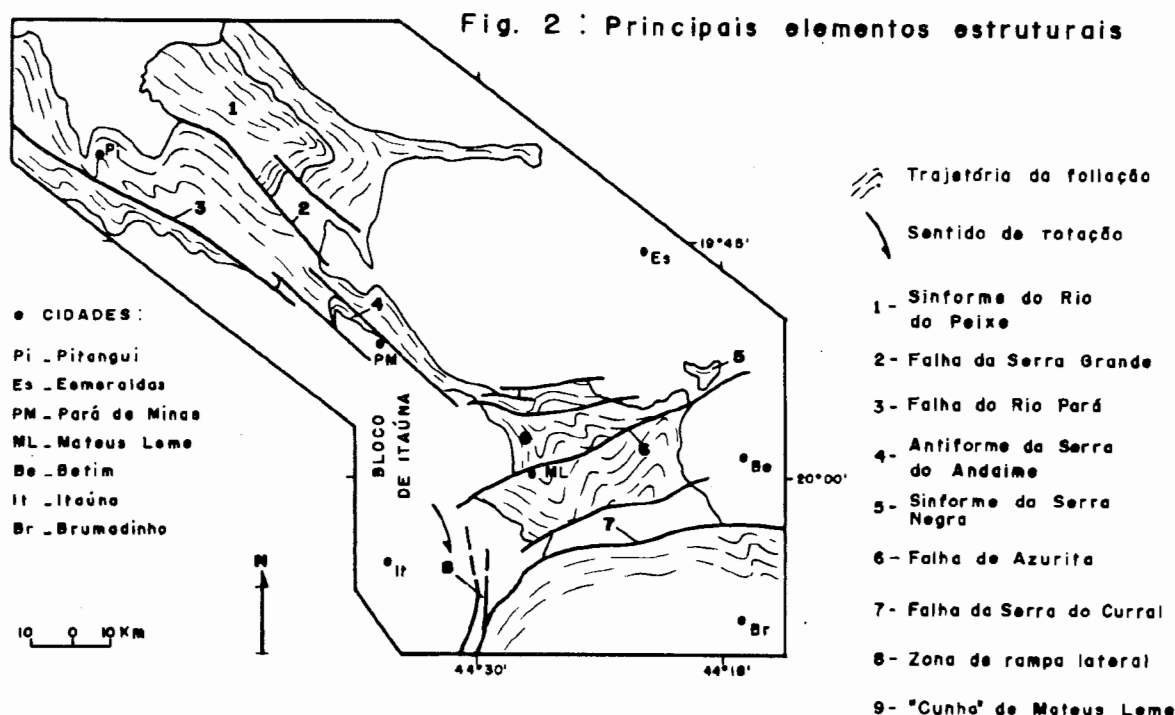


Figura 2: Principais estruturas da Faixa Pitangui-Mateus Leme.

PETROGRAFIA DA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

Os principais tipos litológicos formados durante o processo de alteração hidrotermal caracterizam-se pela progressiva solubilização do quartzo e pelo aumento da concentração relativa em Al, através de reações de hidrólise. A presença de metais alcalinos incorporados às fases minerais é inversamente proporcional à intensidade da hidrólise. Desta forma distinguem-se basicamente as seguintes litologias:

a- Rocha nodular peraluminosa, formada nas zonas de maior grau de hidrólise e caracterizada pela existência de nódulos tubulares, elípticos e esferoidais de coríndon puro e/ou associado à cianita e moscovita, envolvidos por uma "matriz" dos mesmos minerais reequilibrados em pirofilita, diásporo e caulinita (fotos 1 e 2). A rocha contém quantidades mais ou menos expressivas de minerais acessórios como turmalina, rutilo, cloritóide e rara baritina. A presença concomitante de cianita e andaluzita é reportada localmente (Mina Lamil em Pará de Minas);

b- Moscovititos, maciços, de granulação extremamente fina ou deformados, com desenvolvimento de xistosidade e por vezes de clivagem de crenulação; constituídos por moscovita

pura e subordinadamente, por pirofilita, turmalina, rutilo e caulinita;

c- Quartzo-moscovita-cianitaxisto, de granulação grossa, com cianita centimétrica e imprimindo lineação mineral. Os minerais secundários, oriundos de rehidratação da moscovita e da cianita, são a pirofilita, diásporo e caulinita. As camadas deste xisto são restritas à faixa Sítio Novo-Mateus Leme.

d- Quartzo-moscovitanisto. Que é a litologia mais importante dentro da zona alterada e "encaixante" de todas as camadas peraluminosas. É constituída por quartzo corroído, com grau de deformação variável e incipientemente recristalizado, envolvido pela moscovita normalmente fina (sericita), em uma textura que varia de granular a granular-lepidoblástica.

São encontradas também lentes de dimensões variáveis, em geral pouco espessas, de rochas monominerálicas como cloritoiditos, cianititos, diasporitos e pirofilititos. As ocorrências de turmalinitos, de espessura centimétrica a decimétrica, são comuns nos flancos da Serra do Andaime e na faixa Sítio Novo-Mateus Leme.

Todas estas rochas são conhecidas tradicional e comercialmente sob a denominação de "agalmatolitos", termo que significa em realidade uma rocha constituída essencialmente por pirofilita maciça, o que nem sempre é o caso, pois este

mineral é relativamente raro se comparado aos outros produtos de alteração.

ZONEAMENTO HIDROTHERMAL

A cartografia das zonas de alteração é possível na região da Serra dos Ferreiras e Serra dos

Antimes, porque aí elas têm dimensões suficientes para tal procedimento. A primeira tentativa neste sentido foi levada a efeito por Romano & Carmo (1992), sendo observado o seguinte zoneamento: (fig 3)

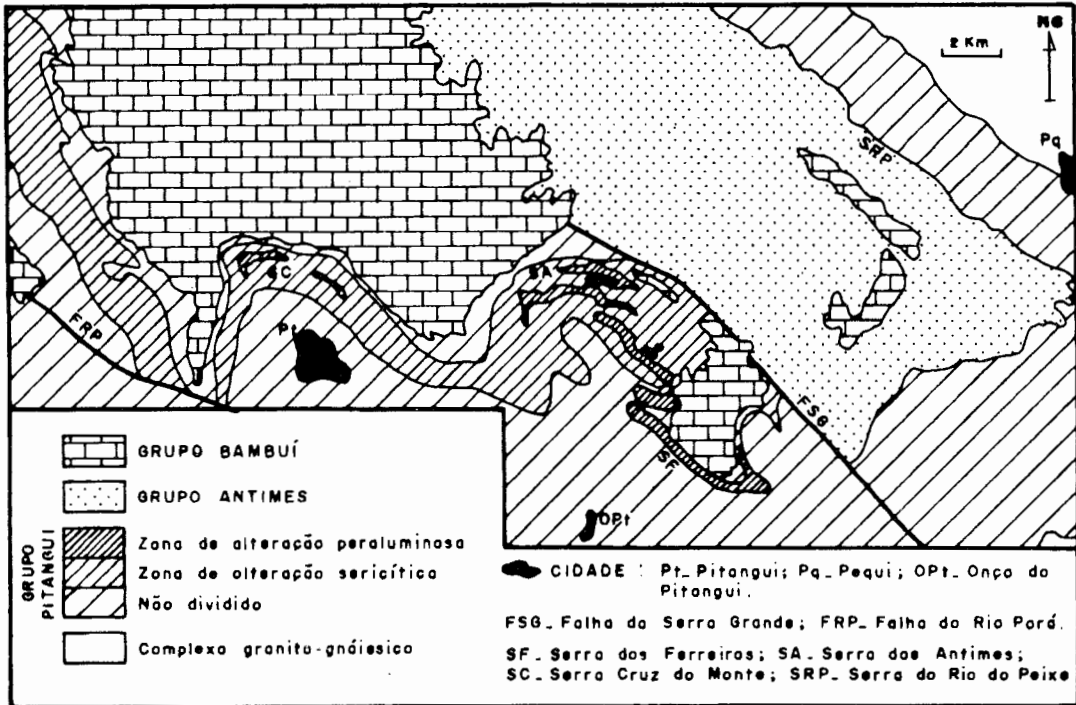


Figura 3

Figura 3: Zoneamento da alteração hidrotermal na região das serras dos Ferreiras, dos Antimes e Cruz do Monte, parte sul do Sinclínório de Pitangui-Pequi.

1-ZONA PERALUMINOSA. Este nome é proposto por Schimdt (1985), com a denominação de *high aluminium zone*, em substituição à zona argílica avançada do modelo epitermal clássico de Meyer & Hemley (1967); Rose & Burt (1979). Nesta última a alteração é por fluidos solfatáricos (ricos em SO_4^{2-}) pós-vulcânicos, com participação de fluidos meteóricos, agindo sobre queratófios de cúpulas andesíticas. Ela se processa pela destruição do K-feldspato, plagioclásio, micas, etc, com fixação de Al inerte e formação principalmente de sulfato de K e Al (alunita) e caulinita. As condições de P e T da zona peraluminosa aqui definida, estão portanto acima do limite de estabilidade das fases minerais geradas em condições epitermais. A mineralogia da zona peraluminosa é composta por corindon, cianita (rara andaluzita) e moscovita. Nas ocorrências estudadas, observa-se que a zona peraluminosa admite um zoneamento por vezes simétrico, estando os produtos gerados por máxima hidrólise, como os nódulos de cianita e corindon, situados no centro e as faixas portadoras de moscovita, por vezes pura, nas bordas, indicando a maior mobilidade do K^+ e Na^+ . A solubilização do quartzo é quase total,

subsistindo em raros nódulos e pequenas vênulas no meio das partes alteradas.

2-ZONA SERICÍTICA. É caracterizada pela transformação do K-feldspato, do plagioclásio e das micas, em sericita (moscovita) e caulinita subordinada, sendo também presentes, em quantidades variáveis, a turmalina e rutilo. São espessas, contínuas e simetricamente distribuídas em relação às zonas peraluminosas. O produto formado é um "quartzito sericítico", composto por 60-90% de quartzo e 10-40% de sericita e quantidades variáveis de turmalina e rutilo. É uma rocha geralmente de cores claras e muito homogênea. Em se tratando de contextos geológicos similares, estas rochas corresponderiam àquelas conhecidas como "quartzitos secundários", denominação esta utilizada pelos autores russos para os sericita-quartzoxistos claramente derivados de alteração hidrotermal de riolitos (Schmidt 1985).

3-ZONA PROPILÍTICA. Esta zona é de difícil definição e não é separável no terreno, em razão do profundo intemperismo que a afeta. As rochas são de cor verde escura e contêm expressiva percentagem de minerais cálcicos e

ferromagnesianos. Os vulcanitos, provavelmente andesitos na origem, assim alterados, são de difícil reconhecimento. A mineralogia desta zona é formada com os cátions mais móveis durante o processo de alteração hidrotermal. As associações minerais primárias incluem quartzo, plagioclásio, granada, cloritóide, anfibólios, biotita, ilmenita. A clorita é tardia, provindo da rehidratação de fases anteriormente formadas. Quantidades mais ou menos importantes de carbonatos ocorrem disseminados ou formando níveis de espessura variável. A presença constante de fases cálcicas e de carbonato conduz à designação genérica de "rochas calciossilicáticas" para estas rochas. Percentagens variáveis de minerais opacos, notadamente óxidos e sulfetos podem ser abundantes localmente.

Cartografia de detalhe mostram que zonas de cloritização, carbonatação, epidotização e sulfetação, podem ser individualizadas (Frizzo *et al.* 1991). Também é constatada a presença de níveis metassedimentares, com poeira de grafita mais ou menos abundante e mineralogia compatível com a das rochas metavulcânicas alteradas. Ressalte-se, entretanto, que no caso dos andesitos, grande parte da alteração propilitica pode ser deutérica e não relacionada necessariamente à uma alteração hidrotermal pós vulcânica.

Perfis levantados localmente, em escala de detalhe, dão uma visão da disposição espacial das associações minerais nas zonas peraluminosa e sericítica. (Figs. 4A e B)

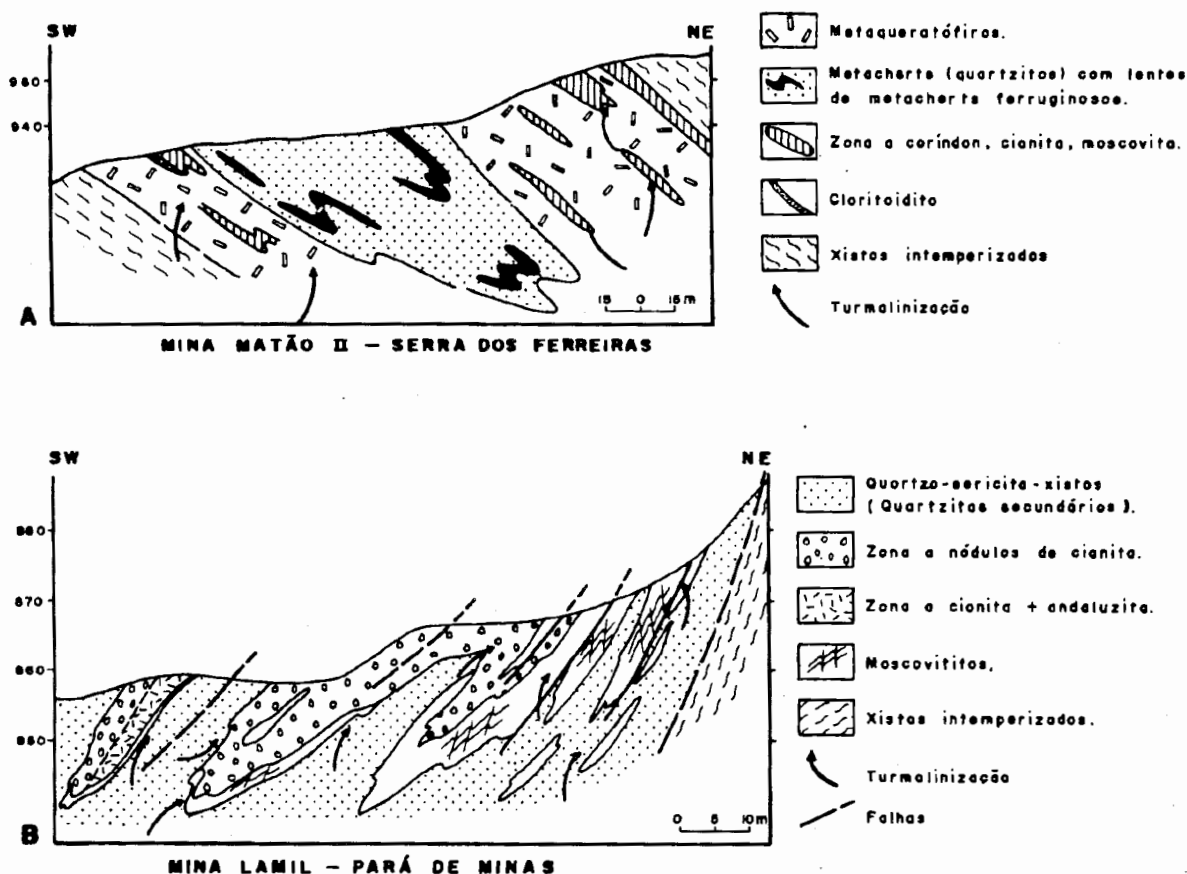


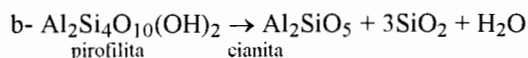
Figura 4: A-Perfil lito-estrutural na Mina Matão II, mostrando a disposição das zonas de alteração hidrotermal e sua relação com o protólito; somente as associações primárias de mais alto grau são descritas; B-Perfil lito-estrutural na Mina Lamil, mostrando a relação entre as zonas de alteração peraluminosa e sericítica; descritas somente as associações primárias de mais alto grau.

TRANSFORMAÇÕES TARDIAS NAS ZONAS DE ALTERAÇÃO PERALUMINOSA E SERICÍTICA

As reações de reequilíbrio, principalmente por hidratação, a partir das fases iniciais, são as seguintes, segundo Haas & Holdaway (1973)



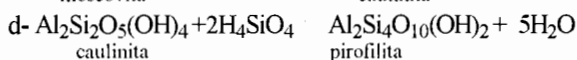
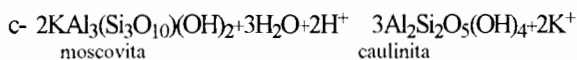
com limites inferior e superior de estabilidade respectivamente à 364°C, 2,5kb e 398°C, 7kb.



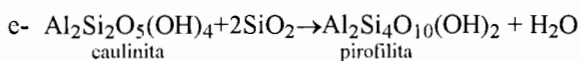
com limites inferior e superior de estabilidade respectivamente à 320°C, 2,4kb e 460°C, 7 kb.

Estas duas reações estão claramente representadas em lâminas delgadas, por causa da generalizada pseudomorfose da cianita por diásporo e pirofilita e por pirofilita pura (ver fotos 4 e 5)

A desestabilização da moscovita em pirofilita, passa pelo estágio intermediário de formação de caulinita em meio fortemente ácido, segundo as reações. Tsuzuki & Mizutani (1971):

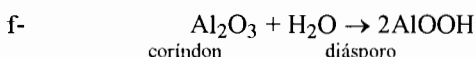


Este último equilíbrio é bem conhecido na literatura e Thompson (1970) propõe também a seguinte reação:



com pontos de equilíbrio à 325±20°C, 1kb; 345±10°C, 2kb; 375±15°C, 4kb. o que significa limite rígido de temperatura, porém num intervalo de pressão relativamente amplo.

Não há dados disponíveis para a desestabilização do coríndon em meio ácido. Os resultados experimentais, em presença de uma fase aquosa conduzem à equação clássica seguinte. (Fyfe & Hollander 1964):



Esta equação é calculada experimentalmente a 390°C e 1,5kb com pontos de equilíbrio a 220°C, 1 bar; 360°C, 170 bar e 460°C, 7,5kb (Haas 1972). Trata-se portanto, de uma curva divariante com limite de pressão extremamente amplo. À pressão total de H₂O de 1kb, Hemley *et al.* 1980 propõem o limite diásporo/coríndon a 337±10°C.

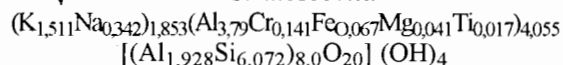
CRISTALOQUÍMICA

MOSCOVITA. Predomina a moscovita comum, existindo um certo grau de substituição fengítica (substituição de uma parte do Al^{IV} por Si⁴⁺) (fig 5A). Afim de conservar a neutralidade elétrica, por causa do excesso de carga imposto pela substituição acima citada, as moscovitas possuem uma certa quantidade de cátions, como o Ti⁴⁺, Mg²⁺, Fe²⁺, Mn²⁺ substituindo o Al^{VI} nos sítios octaédricos, (Ramboz 1980, in Leroy e Cathelineau 1981). Nota-se também a presença constante da solução sólida

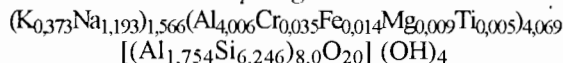
descontínua paragonita-muscovita, com uma média de 15% de molécula paragonítica, sendo o Na⁺ considerado como proveniente diretamente do plagioclásio do protólito (fig 5B). Os teores por vezes elevados de Cr são devidos também à substituição diadóxica de Al³⁺ por Cr³⁺ nos sítios octaédricos. As camadas ricas em Cr-moscovita são caracteristicamente de cor verde (fuchsitita) e podem ser expressivas em alguns depósitos, como por exemplo na Serra Negra, porém é normal a existência somente de manchas pontuais deste mineral. É nítido que os níveis mais ricos em Cr-moscovita são mais próximos às rochas ultramáficas e aonde a pilha alterada é relativamente fina, o que leva a supor uma possível contribuição hidrotermal. Goldschmidt (1958) relaciona a presença de fuchsitita em depósitos hidrotermais à uma certa mobilidade do Cr trivalente em meio ácido; Treloar (1987) admite que o Cr é transportado por fluidos, igualmente ácidos, por ocasião da formação de depósitos hidrotermais ricos neste elemento.

As fórmulas estruturais médias, calculadas na base de 22 oxigênios, são as seguintes:

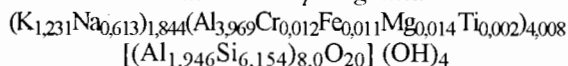
Cr-moscovita



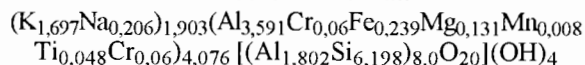
paragonita



moscovita-paragonita

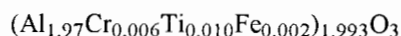


moscovita comum



CORÍNDON. Aparece exclusivamente nos nódulos peraluminosos, como cristais geralmente xenomorfos, transparentes, de cor cinza escuro a avermelhado, em prismas de dimensões superiores a 1cm. Por se tratar de uma fase metaestável é, na maior parte, substituído pelo diásporo (fotos 2 e 3). Foi encontrado preservado somente nos depósitos da Serra dos Ferreiras e naqueles da vertente oeste da Serra de Mateus Leme.

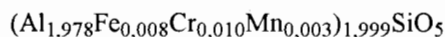
A fórmula estrutural média para estes últimos, calculada sobre a base de 6 oxigênios, é:



CIANITA. É o polimorfo de Al₂SiO₅ mais freqüente e distribuído uniformemente em toda a faixa alterada. Ocorre nos nódulos peraluminosos que têm até 0,70m de eixo maior (em geral cerca de 0,15m em média). Aparece sob a forma de finas agulhas brancas dispostas radialmente (foto 4). Ocorre também em porfiroblastos brancos a azulados, com até alguns poucos centímetros de dimensão, realçando a lineação mineral. Ocorre também preenchendo "buchos", nos "quartzitos"

peraluminosos do segmento Sítio Novo-Mateus Leme. Neste segmento a cianita é normalmente associada à estauroлита e cloritóide e contém um pouco de Cr^{3+} substituindo o Al^{3+} .

A cianita dos nódulos peraluminosos da vertente oeste da Serra de Mateus Leme apresenta a seguinte fórmula estrutural, calculada sobre a base de 20 oxigênios:



Quando associada à Cr-moscovita, o teor em Cr é maior:

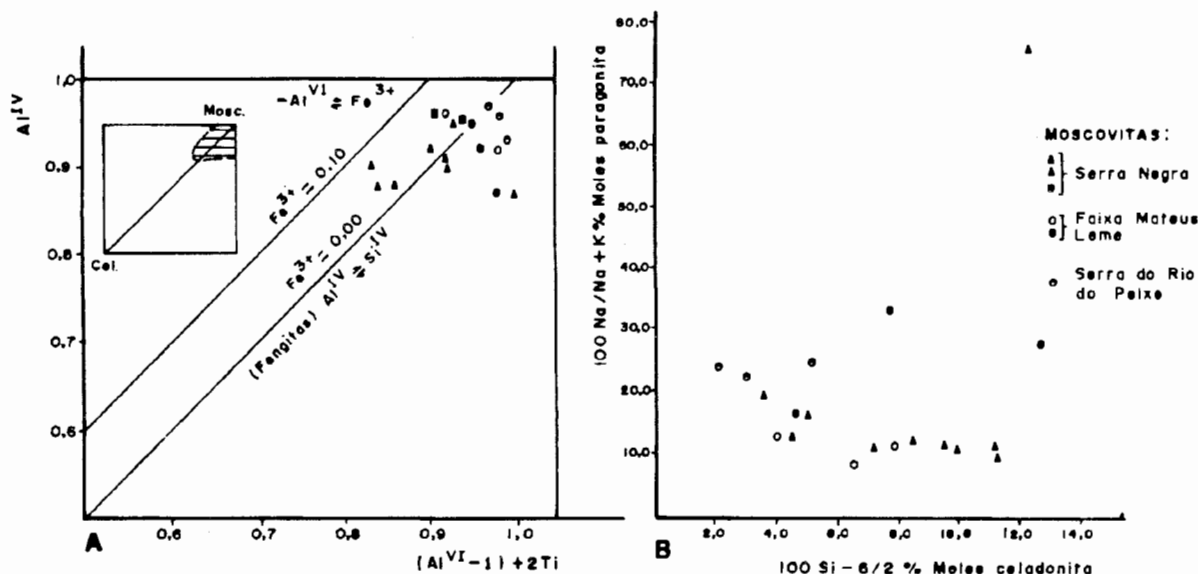
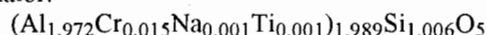


Figura 5

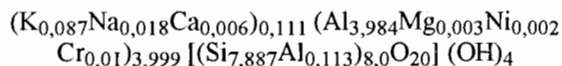
Figura 5: A-Diagrama $(\text{Al}^{\text{VI}} - 1) + 2\text{Ti} \times \text{Al}^{\text{IV}}$ aplicado às moscovitas de alteração; o caráter fengítico se traduz pela correlação positiva entre os dois parâmetros utilizados; B-Diagrama $100\text{Si} - 6/2 \times 100\text{Na} + \text{K}$ aplicado às moscovitas de alteração, para determinação do teor da molécula paragonítica.

ANDALUZITA. É o outro polimorfo de Al_2SiO_5 encontrado, cuja ocorrência se restringe à Mina Lamil em Pará de Minas, onde está presente como belos prismas rosados e de tamanho centimétrico, associados à cianita. Trata-se de uma fase metaestável e de ocorrência confinada à uma zona de cerca de 1m de espessura.

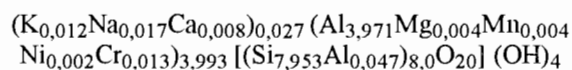
PIROFILITA. É tardia e provém da rehidratação da moscovita e da cianita, apresentando-se normalmente sob a forma microcristalina, detectável apenas por difratometria de raios X. Ocorre também em vênulas e lentes finas cortando as rochas alteradas. Excepcionalmente ocorre com *habitus* radial em "rosetas" esverdeadas milimétricas. Contém quantidade variável de cátions como Mg^{2+} , Cr^{3+} , Ni^{2+} em substituição ao Al^{3+} nos sítios octaédricos; a posição de K^+ , Na^+ e Ca^{2+} na rede cristalina é desconhecida (Deer *et al.* 1962).

As fórmulas estruturais médias, calculadas sobre a base de 22 oxigênios, são as seguintes:

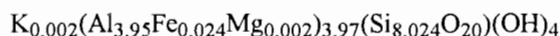
nódulos peraluminosos (vertente oeste da Serra de Mateus Leme)



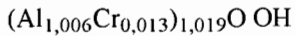
pirofilita maciça de vênulas (Serra dos Ferreiras)



pirofilita de quartzo-muscovitaxistos (vertente oeste de Serra de Mateus Leme)



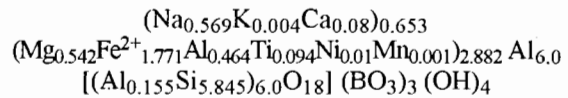
DIÁSPORO. É um mineral tardio muito frequente, chegando a formar lentes monominerálicas quase puras. Ocorre mais comumente como cristais submilimétricos, em agregados pseudomórficos dos minerais substituídos, principalmente da cianita (foto 5). Os cristais são tabulares, têm relevo e birrefringência muito fortes, sendo que algumas vezes são observados com sua macla característica que é constituída por seis indivíduos dispostos em ângulos de 60° , uns em relação aos outros. Contém sempre quantidades variáveis, mas nunca elevadas de Fe^{2+} , Ti^{4+} e Cr^{3+} em substituição ao Al^{3+} . A fórmula estrutural média, calculada sobre a base de 2 oxigênios, para um diásporo proveniente da cianita da Serra Negra é a seguinte:



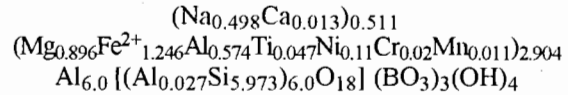
TURMALINA. É um mineral ubíquo e aparece em cristais isolados ou como lentes de turmalinitos de espessura centimétrica a decimétrica. Preenchendo fraturas ocorre normalmente em cristais finos submilimétricos e, não raramente, conformados à foliação. Excepcionalmente encontram-se prismas mais desenvolvidos de uns poucos centímetros. As turmalinas são freqüentemente zonadas mostrando diminuição do teor de Fe, Ti e Na do centro para a periferia e aumento do Mg e Cr no sentido inverso; as variedades de cor verde esmeralda muito clara são ricas em Ni (até 1,43% de NiO). A discriminação genética da turmalina foi feita segundo o diagrama estatístico de Henry & Guidotti (1986), (fig 6). A fórmula estrutural, calculada

sobre a base de 49 oxigênios e boro, para um cristal zonado proveniente da Serra dos Ferreiras, reflete a composição média para as turmalinas analisadas:

núcleo



zona intermediária



borda

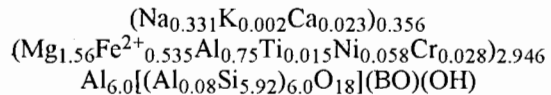


Figura 6

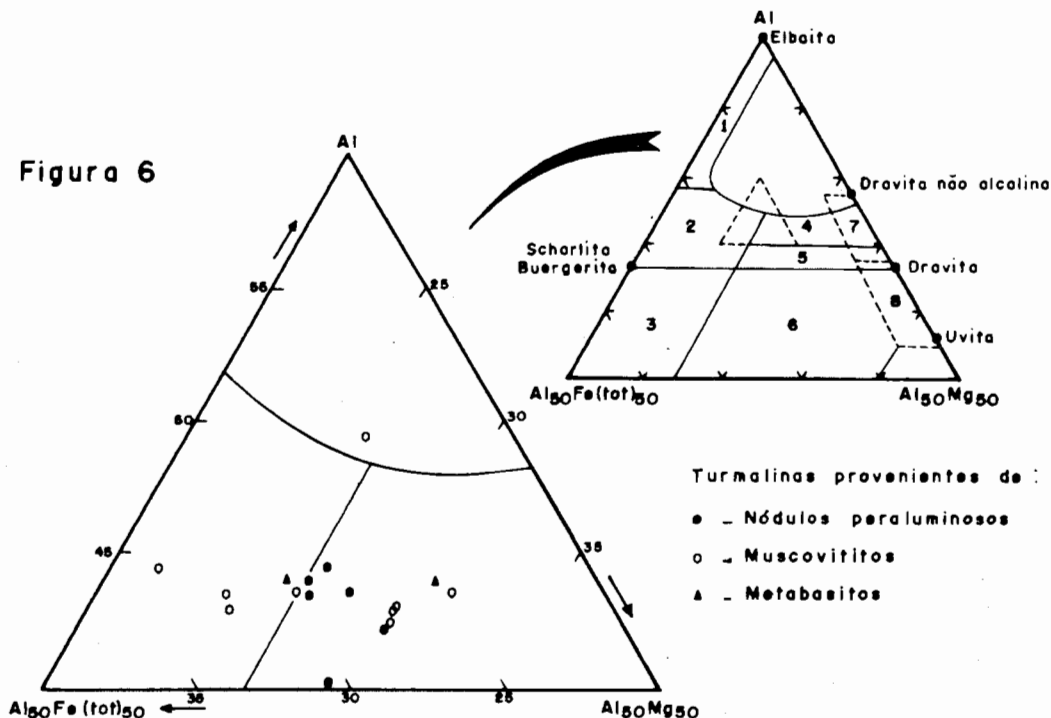
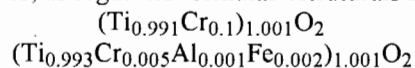


Figura 6: Diagrama discriminante para turmalinas. Os campos delimitados no diagrama completo significam turmalinas associadas à: 1-aplitos e pegmatitos associados à granitóides ricos em Li; 2-aplitos e pegmatitos associados à granitóides pobres em Li; 3-rochas a turmalina e quartzo ricas em Fe^{3+} , em geral granitóides hidrotermalmente alterados; 4-metassedimentos em presença de uma fase saturada em Al; 5-metassedimentos em presença de uma fase não saturada em Al; 6-rochas a turmalina e quartzo ricas em Fe^{3+} ; 7-metaultramáficas pobres em Ca e metassedimentos ricos em V e Cr; 8-metacarbonatos e metapiroksenitos.

RUTILO. É localmente abundante, podendo perfazer cerca de 10% em volume na rocha alterada. Apresenta-se geralmente em pequenos grãos idiomorfos submilimétricos, disseminados ou formando agregados policristalinos. Uma forma típica de ocorrência é na periferia dos nódulos peraluminosos, formando uma espécie de auréola de espessura milimétrica, constituída por uma infinidade de pequenos cristais neo-formados. Contém uma certa quantidade de Cr^{3+} e Fe^{2+} na

estrutura. Foram calculadas, sobre uma base de 2 oxigênios, as seguintes fórmulas estruturais médias:



CLORITÓIDE. Este mineral é relativamente freqüente, não só na zona de alteração peraluminosa, como também nas rochas metavulcânicas e vulcanoclásticas não alteradas. Normalmente ocorre em cristais idiomorfos, de forte

pleocroismo em tons de azul, que podem aparecer isoladamente ou como leitos decimétricos do mineral puro (cloritoiditos). Na base da seqüência da vertente ocidental da Serra de Mateus Leme, os leitos quartzosos mostram cloritóide passando à estauroлита e coexistindo com almandina. Trata-se normalmente de cloritóide de baixo Mg, no máximo 1,4%, ricos em Fe em até 25%. Nas rochas vulcanoclásticas o teor em Mg pode chegar no máximo a 2,7%. As fórmulas estruturais não são calculáveis pois as análises na microsonda eletrônica são normalmente superestimadas em termos de H_2O .

CAULINITA. É também uma fase tardia e proveniente da hidratação da pirofilita. É detectável na maioria dos difratogramas de raios X, principalmente nas porções em que a quantidade de pirofilita é também importante.

AValiação DA P E T

A avaliação das condições de P e T atuantes regionalmente, é tarefa delicada, pois as associações minerais primárias das zonas de alteração

hidrotermal estão em total desequilíbrio, não havendo também uma clara evidência de metamorfismo associado às fases de deformação.

Existem associações mineralógicas locais que podem dar alguma informação qualitativa a respeito das condições temperatura e pressão atuantes, pelo menos durante um dado instante da história geológica regional.

Uma dessa associações situa-se no segmento Sítio Novo-Mateus Leme, nas imediações do contato com as rochas granitóides. Neste local existe uma pilha litológica de *metacherts* impuros, em parte ferruginosos, com cerca de 30m de espessura. Esta pilha é constituída, na base, por níveis de almandina quase pura ($Alm_{95.40-94.84}Pir_{4.42-3.87}Gros_{0.50-0.45}Esp_{0.23-0.07}$); em direção ao topo encontram-se associações a quartzo-cloritóide-almandina, quartzo-cloritóide-estauroлита-almandina, quartzo-estauroлита-cianita, quartzo-cianita-moscovita. O teor em Fe decresce e o de Al aumenta em direção ao topo da pilha, i.e. penetra-se na zona de alteração hidrotermal propriamente dita. (Fig. 7)

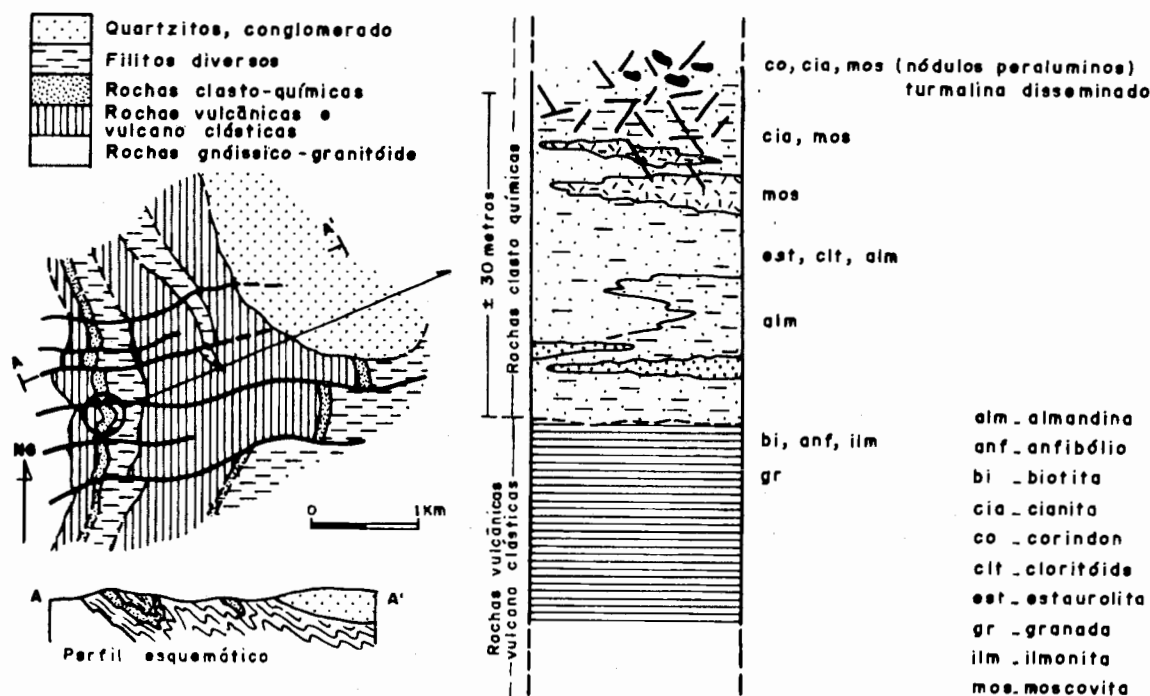


Figura 7

Figura 7: Contexto geológico da associação metamórfica a cianita, estauroлита, cloritóide e granada e sua relação com a alteração hidrotermal peraluminosa. Vertente oeste da Serra de Mateus Leme, noroeste da cidade homônima.

A segunda associação é aquela da Mina Lamil, onde existe andaluzita coexistindo com cianita. (Fig. 6B)

Evitando cálculos geotermobarométricos e adotando um procedimento apenas qualitativo, delimita-se o campo provável de variação da P e T, servindo-se da rede petrogenética de Spear &

Cheney (1989). Esta rede utiliza a relação Fe/Fe+Mg da almandina, as curvas divariantes de Fe-cloritoide/Fe-estauroilita e o sistema $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. (Fig 8)

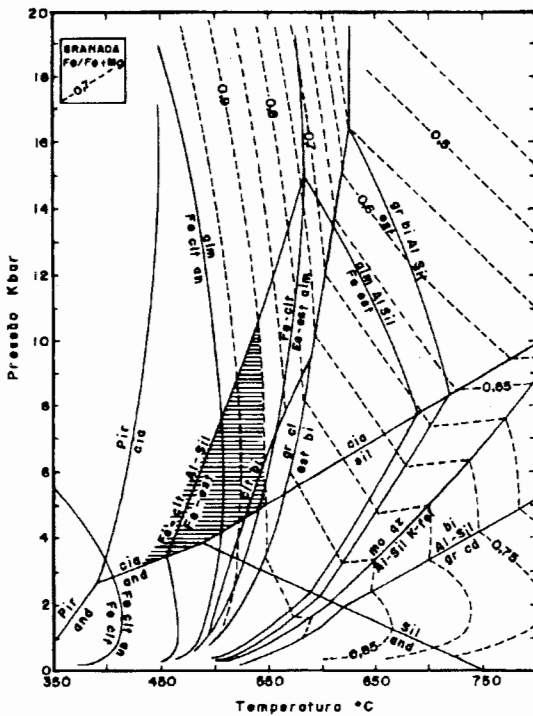


Figura 8

Figura 8: Rede petrogenética para localização aproximada do campo de P e T de mais alto grau, correspondendo à área hachurada.

DISCUSSÃO

Serão discutidos vários aspectos sobre a geologia das rochas peraluminosas.

Distribuição mundial

Rochas peraluminosas existem em terrenos de todas as idades e são associadas principalmente à alteração epitermal pós-vulcânica. São essencialmente de dois tipos. Do primeiro são as ocorrências associadas ao vulcanismo andesítico, ao longo da cordilheira andina e de idade terciária, e aos pórfiros cupríferos do oeste dos Estados Unidos e do Canadá, ambos de idade mesozóica. Do segundo tipo são as ocorrências do Japão e da Oceania, denominadas *Kuroko*, desenvolvidas sobre vulcanismo de arco de ilha. (Schmidt 1985)

No Paleozóico as ocorrências do Casaquistão são comparáveis àquelas do Cenozóico e do Mesozóico. São igualmente produtos de alteração epitermal pós-vulcânica em torno de pórfiros cupríferos (Schmidt 1985).

Os depósitos relatados ao Proterozóico Superior são aqueles dispostos ao longo dos Apalaches, desde o estado da Carolina do Sul até a península de

Avalon na Terra Nova. Nessa faixa, as ocorrências mais importantes são as da Carolina do Norte, ao longo do chamado *Caroline Slate Belt*, originadas a partir de alteração epi a mesotermal de vulcânicas ácidas a intermediárias. (Stuckey 1925; Espenshade & Potter 1960; Zen 1961; Papezik & Keats 1976; Sykes & Moody 1978; Schmidt 1985; Schreyer, 1988).

No Proterozóico Inferior e Arqueano, rochas peraluminosas são conhecidas na Região de O'Brien's Claims, no Zimbabwe e em Mashishimala, no Transvaal, formando depósitos de coríndon e fuchcita associados à *greenstone belts*. A origem dos protólitos é ainda obscura, existindo duas hipóteses. A primeira relata a alteração pós vulcânica agindo sobre precursores vulcânicos ácidos a intermediários com circulação de solfataras e formação de alunita (Schreyer *et al.* 1981; Schreyer 1982; Schreyer 1988). A dessilicificação extrema de komatiitos ultramáficos, com formação contínua de cloritos, coríndon e Cr-muscovita, em um ambiente epitermal extremamente ácido e em várias etapas de solubilização e aporte de elementos, sejam solúveis ou insolúveis, é defendida por Kerrick *et al.* (1987).

Em Namaqualand, África do Sul, níveis de sillimanita e de coríndon associados à uma pilha metassedimentar de fácies anfibolito alto, são interpretados como sendo metabauxitas, ou argilas ricas em Al, derivadas de alteração de rochas quartzo feldspáticas e pelíticas, em campos de fumarolas pós vulcânicas. São posteriormente retrabalhadas, sedimentadas em ambiente tipo *playa* e metamorfizadas (Moore, 1977, 1980; Tankart *et al.*, 1982; in Schreyer, 1988. Willner & Schreyer, 1987).

Os depósitos de sillimanita e coríndon do *plateau* de Meghalaya, na Índia, são considerados como paleossolos pré-cambrianos metamorfizados (Golani, 1989).

No Brasil a faixa estudada é muito importante, tanto pelo volume dos depósitos, quanto pelo seu valor econômico, pois as rochas peraluminosas sustentam a indústria de refratários sílico-aluminosos e alguns segmentos da indústria química (tintas, borracha, sabões), como carga mineral inerte. Ocorrência de diásporo e pirofilita são também assinalados em Gradaús, Pará (Amaral & Souza 1982).

Origem do protólito

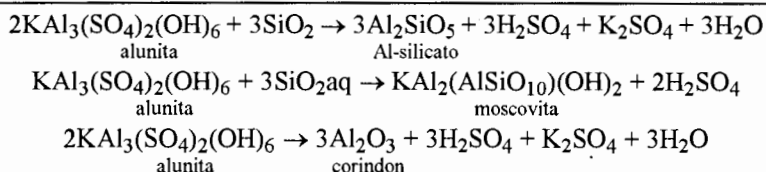
O primeiro ponto discutível é sobre o protólito da alteração. A dificuldade em identificá-lo reside no fato que os depósitos têm uma estrutura complexa e a alteração obliterou as características primárias das rochas, dificultando as relações de contato. Algumas hipóteses são visualizadas:

precursor vulcânico.

Em alguns locais como, por exemplo, na Serra dos Ferreiras, ocorrem rochas pouco ou não

deformadas, de indubitável origem vulcânica, com fenocristais de simetria ortorrômbica pseudomorfizados por moscovita, pirofilita e quartzo, em matriz igualmente quartzo-moscovítica. Estas rochas são prontamente identificados como metaqueratófiros. Os queratófiros são protólitos das alterações epitermais do tipo cordilheirano, condicionante de depósitos de pórfiros cupríferos (Schmidt 1985). Este tipo de alteração se passa em

meio extremamente ácido, rico em SO_4^{2-} , (exalitos sulfatários) Neste caso, forma-se necessariamente, na chamada zona argílica avançada, a alunita (sulfato de alumínio). Este mineral tem um campo de estabilidade restrito, desestabilizando-se a partir de 400°C e 1 kb, segundo as reações seguintes: (Hemley *et al.* 1969)



Nestas reações o Al-silicato formado é a andaluzita, mas é possível a ocorrência de dois ou mesmo dos três polimorfos, dependendo das condições de P e T. Nos depósitos estudados indicadores de fluidos ácidos, tais como a baritina, comumente existentes em depósitos similares (Papezik & Keats 1976), são encontrados, porém em quantidade insuficiente para justificar a quantidade de SO_4^{2-} posto em jogo no processo. Se a alteração da zona peraluminosa realmente se passou por desestabilização de massas importantes de alunita, é de se supor que as soluções aniônicas de SO_4^{2-} produzidas, migraram para as partes mais superiores da zona de alteração, onde foram erodidas, ou para zonas mais externas onde seriam responsáveis pela formação de sulfetos pela redução do sulfato. Massas de sulfetos disseminadas são encontradas em alguns locais da zona peraluminosa, porém são muito mais abundantes nas zonas externas da alteração (Frizzo *et al.* 1991). A única evidência da formação pretérita de alunita é a forma de ocorrência, em nódulos que encerram justamente a mineralogia típica da desestabilização desse sulfato de alumínio. A forma nodular é característica da alunita na zona de alteração argílica avançada. (ver Schmidt 1985). E

Além do protólito vulcânico, duas outras hipóteses são possíveis.

paleosolos ou paleobauxitas

A hipótese de um paleosolo bauxítico é de difícil comprovação em virtude de parâmetros geoquímicos rigorosos, já que as bauxitas de comparação são todas cenozóicas (Valenton 1972). Exemplos de bauxitas metamórficas são aquelas da ilha de Naxos na Grécia e da Turquia, constituídos por corindon e diásporo (Schreyer *et al.* 1981). As bauxitas cenozóicas são formadas por concentração de elementos inertes (Al, Fe, Ti, Cr, etc) em atmosfera oxidante, com lixiviação de elementos móveis (K, Na, Ca, Mg, Si, etc), os teores em Fe total são elevados, em geral acima de 15%, Al_2O_3 maior que 50%, Ti, V e Cr também elevados. Nas rochas aqui estudadas, os teores em Al são geralmente inferiores a 45%, a sílica é normalmente

acima de 30%, Fe muito baixo, Cr, Ni, V mostram valores dispersos, sendo que a razão Cr/Ni usada como discriminante para bauxitas (Schroll 1976, in Schreyer *et al.* 1981), mostra aqui valores aberrantes. O teor em Ti é também variável, podendo atingir a 10% de TiO_2 o que mostra protólitos já ricos neste elemento e de distribuição aleatória. Os teores em V variam também dentro de um intervalo muito amplo. Porém, um só argumento é contrário à esta hipótese: É o argumento estrutural/geométrico e litológico. Os depósitos aqui estudados são profundos, espessos e heterogêneos, com espessura que pode atingir a mais de 1000m, o que é totalmente incompatível com o que se conhece para mantos lateríticos cenozóicos ou de qualquer outra idade. Complementarmente, comente-se que uma atmosfera oxidante semelhante à atual começou a se desenvolver apenas a partir do final do Devoniano, com a colonização dos continentes pelas grandes florestas.

alteração hidrotermal de uma pilha sedimentar

A hipótese de formação de rochas peraluminosas, a partir de sedimentos, supõe a existência de uma área-fonte rica em Al. O mineral mais provável de se concentrar em sedimentos seria o caulim, que é necessariamente produto de alteração hidrotermal atuando sobre precursoros graníticos. Se bem que o boro possa ser singenético e estar incorporado aos minerais niicáceos, os teores elevados em Ti são dificilmente encontrados em sedimentos, mesmo contando-se a substituição diadóxica do Al^{3+} pelo Ti^{4+} . Porém, na área estudada os depósitos da Serra do Rio do Peixe, da Serra Grande e alguns finos níveis encontrados na Serra de Mateus Leme, estão associados à unidade quartzítica superior (ver fig 1A). Como estes quartzitos estão todos em discordância erosiva sobre os metavulcanitos alterados, é de se supor que os depósitos de rochas peraluminosas possam ter sido, pelo menos seus níveis superiores, retrabalhados e incorporados aos sedimentos, ou mesmo terem servido como substrato para a sedimentação posterior. É interessante notar que o sódio e

relativamente abundante nestes depósitos, o que não acontece nos anteriores. Este metal tem uma mobilidade mais acentuada que o potássio, concentrando-se preferencialmente nos níveis superiores da alteração hidrotermal.

Aspectos geoquímicos

No aspecto geoquímico a dificuldade maior de uma estudo discriminante, reside no fato da completa heterogeneidade, no tocante à distribuição dos elementos móveis e inertes. As razões entre os elementos inertes, tomando por base os diagramas binários de Al_2O_3 em relação ao Cr, V, Ti, (Moine *et al.* 1982) não mostram correlações interpretáveis.

No entanto, a correlação $Al_2O_3 \times TiO_2$ (Fig. 9), usada como discriminante para a origem vulcânica ou sedimentar, bem como para identificação de protólitos ante metamórficos (Migdisov 1960, in Barbey 1982), mostra uma nítida separação entre as diversas zonas de alteração e, mais consistentemente, entre as rochas com alteração peraluminosa e as outras de alteração diversa. Alguma correlação positiva pode ser observada localmente, o que mostra que o Ti comportou-se de maneira inerte e teve um enriquecimento relativo conjuntamente com o Al.

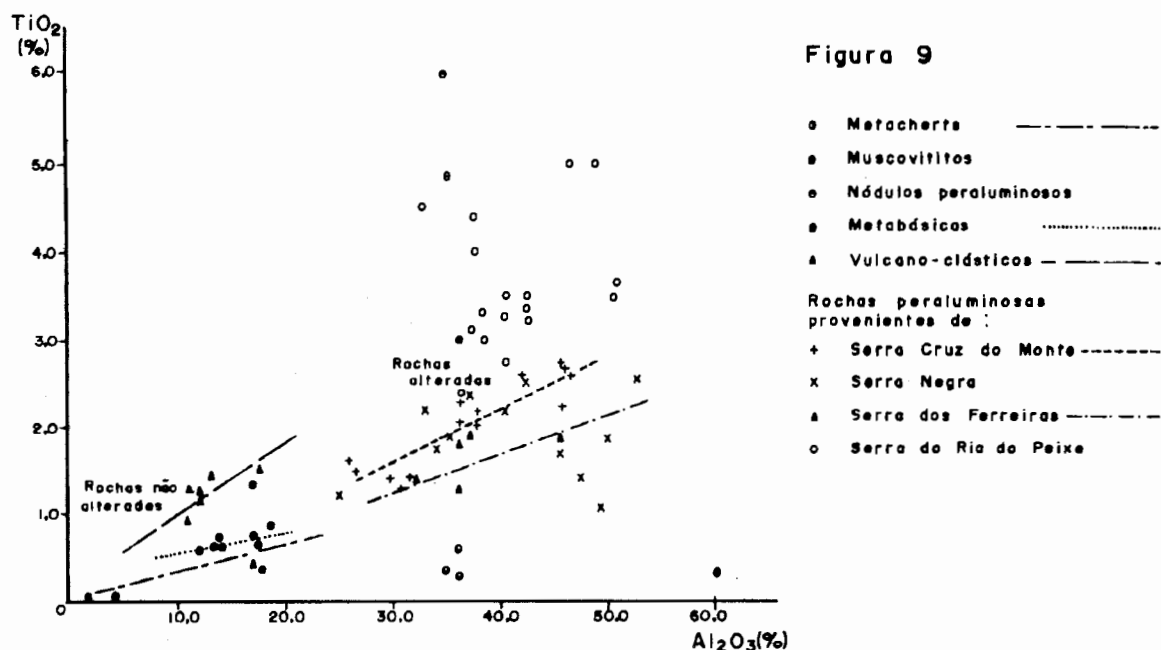


Figura 9

Figura 9: Diagrama $Al_2O_3 \times TiO_2$ aplicado às rochas alteradas e não alteradas; os trends de correlação correspondem a rochas cogenéticas e a rochas situadas em uma mesma zona de alteração, restrita em superfície

Aspectos mineralógicos

A formação de turmalina, seja disseminada, em veios, preenchendo fraturas, e mais caracteristicamente, nas bordas dos nódulos peraluminosos, indica que este mineral age com "captor" de cátions. Esses cátions são liberados de fases minerais alteradas ou aportados pelos fluidos hidrotermais. A turmalina é um típico mineral "sujo", e como tal, tem sido utilizada como indicador petrogenético para se estudar a história geoquímica do metamorfismo (Henry & Guidotti 1985).

Grande parte do rutilo provém de neocristalização, por ocasião da desestabilização de fases minerais pré existentes. A liberação de Ti^{4+} , como por exemplo, da moscovita, e a migração de rutilo recristalizados para as bordas dos nódulos peraluminosos, indica uma ligeira mobilidade deste elemento, na presença de fluidos ácidos.

Aspectos tectônico e geocronológico

No aspecto tectônico e geocronológico há de se ressaltar que o complexo granitóide-migmatítico ao norte da Serra do Curral consolidou-se durante o Arqueano, como atestado pelas idades U-Pb em zircões, situadas entre 2,59 Ga e 2,75 Ga para a região de Mateus Leme e Esmeraldas (Romano *et al.* 1991), compatíveis com aquelas obtidas pelo mesmo método em zircões para outras regiões do Quadrilátero Ferrífero (Machado *et al.* 1992; Machado & Carneiro 1992). A deformação transamazônica também é limitada à altura da Serra de Mateus Leme, de modo que a deformação regional ao norte desta serra deve ser, essencialmente, de idade arqueana. O gradiente termo-barométrico mais elevado na região de Mateus Leme, com formação de paragêneses de mais alto grau, pode estar relacionado à deformação transamazônica, o que, porém, não pode ser

avaliado com base nos dados disponíveis U-Pb em zircões.

A vergência bipolar da faixa, conforme mostrada nos perfis esquemáticos da Fig. 1B e 1C, é compatível com uma esquema colisional de pequenos núcleos continentais, colisões essas de direção predominante N-S e de idade seguramente arqueana, portanto contemporânea ao vulcanismo. A estruturação das falhas, na região do sinclínio de Pitangui-Pequi, é compatível com um modelo tectônico convergente. Em alguns locais, como por exemplo, à altura da Serra de Mateus Leme, a estruturação em "cunha", contornando o complexo granitóide, conforme observado em planta (fig 2), leva a supor a existência de colisões oblíquas, o que teria gerado falhas de rejeito direcional, que foram posteriormente reativadas, como cavalgamentos, durante o Transamazônico. A sedimentação localizada da molassa da Serra de Mateus Leme poderia ter se processado em uma bacia restrita, formada em regime transpressivo.

O vulcanismo é provavelmente, na falta de dados geoquímicos comprobatórios, de ambiência ensimática a continental. Ao passo que a sequência Rio das Velhas do Quadrilátero Ferrífero e da região de Mateus Leme-Esmeraldas se desenvolveu em condições ensimáticas, como um substrato oceânico, a da região entre Pitangui e Pará de Minas adapta-se a um modelo tipo retro-arco instalada sobre um pequeno núcleo continental. A alteração hidrotermal pós vulcânica evolui então em condições desde pré a tardi colisionais.

CONCLUSÕES

Do exposto, as características gerais dos depósitos alterados, são as seguintes:

- zonas de mineralogia definida, refletindo mobilidade diferencial de elementos, com distribuição aproximadamente simétrica em planta,
- morfologia nodular, tubular e esferoidal de agregados minerais da zona peraluminosa,
- associações metamórficas primárias (coríndon, cianita e moscovita) acima de condições epitermais,
- deformação generalizada, por vezes penetrativa, nos materiais mais dúcteis,
- geração de mineralogia tardia, caracterizada essencialmente pela rehidratação das fases primárias (pirofilita, diásporo e caulinita), absolutamente isenta de deformação posterior.

Conjuntamente com os dados disponíveis, sejam tectônicos (existência de uma tectônica convergente, caracterizada essencialmente por colisões frontais de pequenos núcleos continentais) sejam geocronológicos (idade arqueana do Supergrupo Rio das Velhas, reflexo da deformação transamazônica, apenas de caráter superficial, na região vizinha ao Quadrilátero Ferrífero e não penetrativa em sentido NW). Considerando ainda que o Supergrupo Rio das Velhas da faixa Pitangui-Pará de Minas, tem

características de bacia de retro-arco, instalada sobre substrato continental, pode-se concluir que:

-a alteração hidrotermal é compatível com alteração pós vulcânica tipo cordilheirano (zona argílica avançada) e propiciada por atuação de fluidos ricos em SO_4^{2-} (solfataras),

-esta alteração se processou em condições mesotermiais, acima do limite de estabilidade da alunita,

-as condições mesotermiais foram impostas durante o episódio colisional,

-a alteração evoluiu desde a fase pré colisional (alteração hidrotermal propriamente dita) até a fase tardi colisional (reequilíbrio das fases primárias).

AGRADECIMENTOS

O autor agradece ao Centro de Pesquisa Prof. Manoel Teixeira da Costa, na pessoa de seu diretor, Prof Antônio G. Costa, pelas facilidades oferecidas para a execução deste trabalho; aos professores Carlos A. Rosière, J. H. Grossi Sad e Lydia M. Lobato, pelas revisões, bem como pelas inúmeras críticas, sugestões e também pelas discussões travadas, que muito ajudaram a tornar mais compreensível o texto inicialmente proposto. Ao geólogo João César C. do Carmo, Sérgio S. Lage e Tarcísio A. Muffato, pelo indispensável apoio durante trabalhos de campo. A Vinícius J. M. Couto pela competência e paciência na execução dos desenhos.

O autor foi beneficiário de uma bolsa de Recém Doutor-CNPq e de auxílio individual à pesquisa, processo nº 401606/91, que tornaram possível a elaboração deste trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMARAL, M.A.M. & SOUZA, A.M.S. 1982. Ocorrência de diásporo em Gradaús, sudeste de Carajás. In: CONG. BRAS. GEOL., 32 Salvador, 1982. *Anais...* Salvador, SBG v. 2, p 79-81.
- BARBEY, P. 1982. Signification géodynamique des domaines granulitiques. 250p. (Thèse d'état. Fac. Scien. Univ. Nancy I, France)
- CONVÊNIO GEOFÍSICO BRASIL-ALEMANHA. 1975. Relatório de reconhecimento geológico-geoquímico da região de Papagaios-Pequi, Minas Gerais. rel. geol. final. 80p.
- COSTA, M.T. & ROMANO, A.W. 1976. Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais 1:1000000. IGA/SECT-MG. 1 mapa.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1962. *Rock-Forming Minerals*, vol 3, Sheet Silicates, Longman, London. 270p.
- ESPENSHADE, G.H. & POTTER, D.B. 1960. Kyanite, Sillimanite and Andaluzite deposits of the Southeastern States. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 336. 90p.
- FRIZZO, C.; TAKAI, V.; SCARPELLI, W. 1991. Auriferous mineralization at Pitangui, Minas Gerais. In LADEIRA, E.A. ed. *BRAZIL GOLD'91*. Rotterdam, Balkema. p 579-583.
- FYFE, W.S. & HOLLANDER, M.A. 1964. Equilibrium dehydration of diaspore at low temperatures. *Am. Jour. Scien.*, 262: 709-712.
- GOLANI, P.R. 1989. Sillimanite-Corundum Deposits of Sonopahar, Meghalaya, India: a Metamorphosed Precambrian Paleosol. *Pre Camb. Res.*, 43: 175-189.
- GOLDSCHMIDT, V. 1958. *Geochemistry*. MUIR, A. ed. Clarendon, Oxford Univ. Press. 730p.
- GROSSI SAD, J.H. 1968. Esboço geológico do Estado de Minas Gerais escala 1:1000000. 1 mapa. (inédito)

- GUIMARÃES, D. & BARBOSA, O. 1934. Mapa geológico do Estado de Minas Gerais escala 1:1000000. Serv. Geol. Est. Minas Gerais. 1 mapa.
- HAAS, H. 1972. Diaspore-corundum equilibrium determined by epitaxis of diaspore on corundum. *Am. Mineral.*, 57: 1375-1385.
- HAAS, H. & HOLDAWAY, M.J. 1973. Equilibria in the system $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ involving the stability limits of Pyrophyllite and Thermodynamic Data of Pyrophyllite. *Am. Jour. Scien.*, 273: 449-464.
- HEMLEY, J.J.; HOSTETLER, P.B.; GUDE, A.J.; MOUNTJOY, W.T. 1969. Some stability relations of alunite. *Econ. Geol.*, 64: 599-612.
- HEMLEY, J.J.; MONTOYA, J.W.; MARINENKO, J.W.; LUCE, R.W. 1980. Equilibria in the system $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ and some general implications for alteration/mineralization processes. *Econ. Geol.*, 75: 210-228.
- HENRY, D.J. & GUIDOTTI, C.V. 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *Am. Mineral.*, 70: 1-15.
- INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS APLICADAS. 1982. Projeto Região Metropolitana de Belo Horizonte. Mapas Geológicos das Folhas de Esmeraldas e Igarapé escala 1:50000. 2 mapas.
- KERRICK, R.; FYFE, W.S.; BARNETT, R.L.; BLAIR, B.B.; WILLMORE, L.M. 1987. Corundum, Cr-muscovite rocks at O'Briens, Zimbabwe: the conjunction of hydrothermal desilicification and LIL-elements enrichment-geochemical and isotopic evidences. *Contr. Min. Petrol.*, 73: 215-229.
- LADEIRA, E.A. 1981. Primeiras lavas com almofadas ("pillow") encontradas no supergrupo Rio das Velhas, de idade arqueana, no Quadrilátero Ferrífero e no distrito de Pitangui, Minas Gerais. *Ciênc. da Terra*, 1(1): 12-14.
- LADEIRA, E.A.; ROESER, H.M.P.; TOBSCHALL, H.J. 1983. Evolução petrogenética do cinturão de rochas verdes Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 3. Belo Horizonte, 1983. Anais...Belo Horizonte, SBG/MG, vol.3, 149-165.
- LEINZ, V. 1938. Petrografia e gênese dos agalmatolitos de Minas Gerais. *Rev. Min. Met.*, jul/ag. p 82-84.
- LEROY, J. & CATHELINEAU, M. 1982. Des minéraux phylliteux dans les gisements hydrothermaux d'uranium-cristallochimie des micas hérités et neofornés. *Bull. Mineral.*, 105: 99-109.
- MACHADO, N. & CARNEIRO, M. 1992. U-Pb evidence of late Archean tectono-thermal activity in the southern São Francisco shield, Brazil. *Can. J. Earth Sci.*, 29: 2341-2346.
- MACHADO, N.; NOCE, C.M.; LADEIRA, E.A.; BELO DE OLIVEIRA, O. 1992. U-Pb Geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 104: 1221-1227.
- MENEZES FILHO, N.R.; MATTOS, G.M.M.; FERRARI, P.G. 1977. Projeto Três Marias. MME/DNPM/CPRM. rel. final. 6 v.
- MEYER, C. & HEMLEY, J.J. 1967. Wall rocks alteration. In BARNES, H.L. ed. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. New York, Holt Rinehart and Winston, Inc. 670p.
- MOINE, B.; GAVOILLE, B.; THIEBAUT, J. 1982. Géochimie des transformations métasomatiques à l'origine du gisement de talc et chlorite de Trémouins (Luzenac, Ariège, France). I-Mobilité des éléments et zonalités. *Bull. Min.*, 105: 62-75.
- MORAES, L.J. 1938. jazidas de agalmatolitos em Minas Gerais. *Rev. Min. Met.*, jul/ag. p 89-99.
- NOGUEIRA, H. & BARZAGHI, L. 1972. Composição mineralógica do agalmatolito de Pará de Minas. *Cerâmica*, XVIII (71): 371-380.
- PAPEZIK, V.S.; KEATS, H.F. 1976. Diaspore in a pyrophyllite deposit on the Avalon Peninsula, New Foundland. *Can. Min.*, 14: 442-449.
- ROMANO, A.W. 1989. Evolution tectonique de la région Nord-Ouest du Quadrilátero Ferrífero-Minas Gerais-Brésil. 259p. (Thèse de Doctorat de l'Univ. de Nancy I, France)
- ROMANO, A.W.; BERTRAND, J.M.; MICHARD, A.; ZIMMERMANN, J.L. 1991. Tectonique tangentielle et décrochements d'âge Protérozoïque inférieur (orogénese transamazonienne, environ 2000 Ma) au Nord du "Quadrilátero Ferrífero" (Minas Gerais, Brésil). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 313(II): 1195-1200.
- ROMANO, A.W. & CARMO, J.C.C. 1992. Estratigrafia e alteração hidrotermal das rochas do supergrupo Rio das Velhas no sinclínio de Pitangui-Pequi, Minas Gerais. *Rev. Esc. Min.*, 45(1 e 2): 115-117.
- ROSE, A.W. & BURT, D.M. 1979. Hydrothermal alteration. In BARNES, H.L. ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. New York, John Wiley & Sons. p 173-235.
- SCHMIDT, R.G. 1985. High-Alumina hydrothermal systems in volcanic rocks and their significance to mineral prospecting in the Carolina Slate Belt. U.S. Geol. Survey. 59p. (Bull., 1562).
- SCHREYER, W. 1982. Fuchsite-Aluminium silicate rocks in Archean greenstone belts; Are they metamorphosed alunite deposits? *Geol. Rund.*, 71(1): 347-360.
- SCHREYER, W. 1988. Pre- or symmetamorphic metasomatism in peraluminous rocks? in HELGESON, H.C. ed. *Chemical Transport in Metasomatic Processes*. NATO ASI Series, C(218), p 265-296.
- SCHREYER, W.; WERDING, G.; ABRAHAM, K. 1981. Corundum-Fuchsite rocks in greenstone belts of Southern Africa: Petrology, geochemistry and possible origin. *J. of Petrol.*, 22(2): 191-223.
- SPEAR, F.S. & CHENEY, J.T. 1989. A petrogenetic grid for pelitic schists in the system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$. *Contr. Min. Petr.*, 101: 149-164.
- STUCKEY, J.L. 1925. The pyrophyllite deposits of Deep River region of North Carolina. *Econ. Geol.*, 20: 442-463.
- SYKES, M.L. & MOODY, J.B. 1978. Pyrophyllite and metamorphism in the Caroline Slate Belt. *Am. Miner.*, 63: 96-108.
- TEIXEIRA, N.A. & AITA, L. 1986. Contexto geológico das ocorrências de pirofilita entre Pitangui-Mateus Leme (MG). In CONGR. BRAS. GEOL., 34. Goiânia, 1986. *Resumos e breves comunic.*, Goiânia, SBG, p 292-293.
- TEIXEIRA, N.A. & KUYUMJIAN, R.M. 1991. The Mateus Leme-Pitangui hidrothermal zone: Do they represent a fossil hot spring system in the Rio das Velhas greenstone belt, Central Brazil? In LADEIRA, E.A. ed. *BRAZIL GOLD'91*. Rotterdam, Balkema. p 171-177.
- THOMPSON, A.B. 1970. A note on the kaolinite-pyrophyllite equilibrium. *Am. Jour. Scien.*, 268: 454-458.
- TRELOAR, P.J. 1987. The Cr-minerals of Outokumpu-Their chemistry and significance. *J. of Petrol.*, 28(5): 867-886.
- TSUZUKI, Y. & MIZUTANI, S. 1971. A study of rock alteration process based on kinetics of hydrothermal experiments. *Contr. Min. Petrol.*, 30: 15-33.
- VALENTON, I. 1972. Bauxites. *Developments in Soil Sciences*. Amsterdam, Elsevier. 226p.
- WILLNER, A.P. & SCHREYER, W. 1987. Peraluminous metamorphic rocks in Namaqualand/South Africa: Evidence for postvolcanic activity and subsequent metamorphism under a highly fluorine-bearing fluid phase. In: COLL. AFRICAN GEOL. 14. Berlim, 1987. *Abstracts...* Univ. Tec. Berlim. p 92.
- ZEN, E-an. 1961. Mineralogy and Petrology of the System $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ in some pyrophyllite deposits of North Caroline. *Am. Miner.*, 46: 38-65.

FOTOS



Foto 1: Modo de ocorrência dos nódulos peraluminosos em zona de alteração peraluminosa. Os bordos escuros são realçados por concentrações localizadas de turmalina. Mina do Hospital, entre Sítio Novo e Mateus Leme.

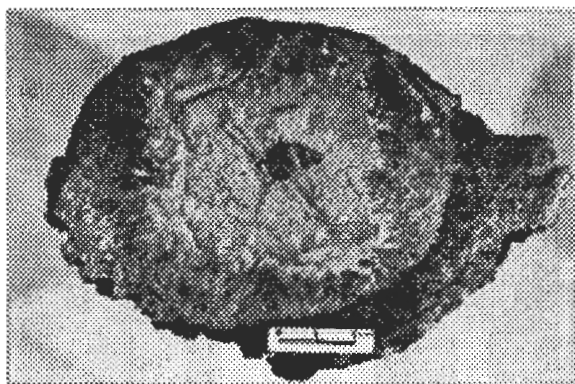
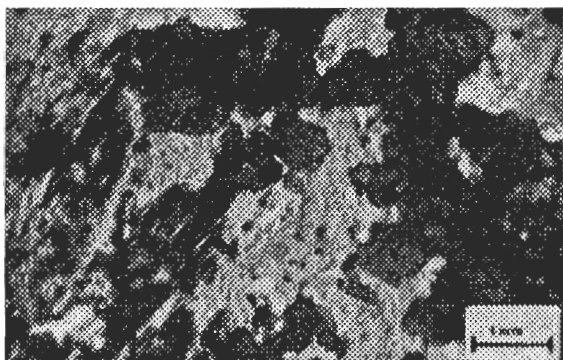


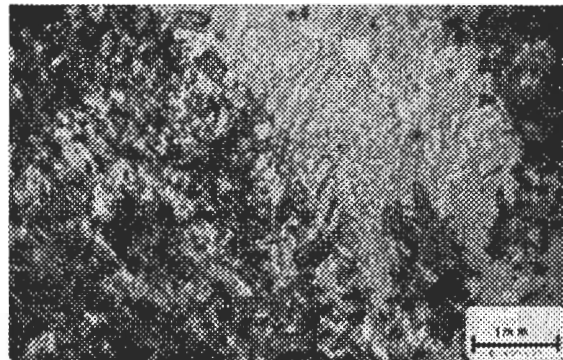
Foto 2: Detalhe de um nódulo peraluminoso, mostrando no centro um cristal de corindon sendo substituído pelo diásporo; agulhas de cianita crescem em disposição radial perpendicularmente às bordas; o espaço restante é preenchido por moscovita e pirofilita, a periferia é realçada por concentração de finíssimas agulhas de turmalina. Mesmo local da foto 1.



Fotomicrografia 4: Finos prismas de cianita em disposição radial, sendo parcialmente substituídos pelo diásporo e pirofilita.- Nódulo de cianita proveniente da Mina Lamil, Pará de Minas.



Fotomicrografia 3: Pseudomorfose de corindon por diásporo, em uma massa microcristalina de pirofilita e muscovita; os grãos escuros são de rutilo. Amostra proveniente da Serra dos Ferreiras.



Fotomicrografia 5: Diásporo em cristais tabulares substituindo completamente a cianita, em massa microcristalina de moscovita, pirofilita e caulinita. Amostra proveniente da Serra dos Ferreiras.