

A ORIGEM DOS FILITOS HEMATÍTICOS DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL, MINAS GERAIS

Luiz Guilherme Knauer* & Alfonso Schrank**

ABSTRACT

This work presents stratigraphic, mineralogical and geochemistry dates about the "hematitic phyllites" of the Espinhaço Range, specially in its meridional portion. For these rocks, composed essentially by sericite/moscovite and hematite and very poor in quartz, many investigators have suggested an origin from a low grade metamorphism of some unique igneous rocks.

Typical of the "Guinda Group", basal portion of the Espinhaço Supergroup, with Paleo/Mesoproterozoic age (1.7 - 1.75 G.y.), the hematitic phyllites presents an interesting chemistry composition, characterized by 35,4% SiO₂, 5,4% TiO₂, 23,2% Al₂O₃, 25,3% FeO, 0,1% MnO, 1,5% MgO, 0,5% CaO, 0,3% Na₂O; 7,9% K₂O and 0,4% P₂O₅. These number shows, clearly, alteration processes.

The evolutive aspects of the Espinhaço Supergroup put constraints that indicate one of the follow processes: modification from fluid percolation in shear zones or superficial alteration processes in atmosphere - lithosphere boundary. The present studies show that the last alternative (superficial processes) is more feasible to explain the characteristic of the hematitic phyllites.

Thus, we believe that these rocks are paleoregolith/paleosols (from Paleo/Mesoproterozoic) specially originated from the basalts of the "Espinhaço Basin" opening. Associated rocks with so much chloritoid (90,0%) are, probably, paleobauxites with variable iron content.

INTRODUÇÃO

Pelo menos desde a década de 30 (eg. Correns 1932; Moraes 1934), um dos assuntos mais discutidos sobre a geologia da Serra do Espinhaço Meridional relaciona-se aos chamados "filitos hematíticos", rochas constituídas prioritariamente por sericita/moscovita e óxidos de ferro, e consideradas usualmente (e. g. Schöll & Fogaça 1979; Fogaça & Schöll 1984) como produtos do metamorfismo sobre rochas originalmente ígneas. Deve-se acrescentar ainda que, devido à descrição de ocorrências de diamantes em filitos hematíticos da Lavra de Perpétua (Moraes 1934), muitos autores afirmam que estas rochas seriam as fontes originais dos diamantes da Formação Sopa-Brumadinho na região de Diamantina (e. g. Barbosa 1951; Herrgesell 1984).

Ao mesmo tempo, as peculiaridades geoquímicas destes litotipos, refletidas por sua mineralogia não usual para rochas originalmente ígneas, tem dificultado uma discussão mais aprofundada do ponto de vista genético. Isto fica demonstrado claramente pela aceitação de seu caráter ígneo de forma praticamente unânime (e. g. Paternoster 1979; Chaves 1987; Hoppe 1978; Dossin et al 1993), enquanto que o magma original já foi suposto ácido (Moraes & Guimarães 1930), intermediário (Correns 1932), traquítico (Barbosa 1951), básico (Schöll & Fogaça 1981) ou ultrabásico (Herrgesell, 1984).

Pretende-se aqui apresentar, ainda que de forma reduzida, parâmetros estratigráficos, petrográficos e geoquímicos que possibilitem a discussão da origem destas rochas, fundamentais na elaboração de modelos de desenvolvimento ambiental para o

início da individualização da "Bacia Espinhaço", por volta dos 1,75 - 1,70 bilhões de anos (Machado et al 1989). A maior parte dos dados e idéias aqui utilizados encontram-se desenvolvidos mais detalhadamente em Knauer (1990), que demonstra a compatibilidade da proposta agora apresentada com os modelos usuais de evolução do Paleoproterozóico/Mesoproterozóico da Serra do Espinhaço em Minas Gerais.

POSICIONAMENTO ESTRATIGRÁFICO

Constituindo pacotes que, quando não duplicados por tectonismo, alcançam os 20 ou 30 metros de espessura, o posicionamento estratigráfico dos filitos hematíticos e rochas associadas tem sido objeto de controvérsias recorrentes entre os pesquisadores da região. Assim, estas rochas, no todo ou em parte, tem sido incluídas não só no Supergrupo Espinhaço, mas também em outras unidades consideradas mais antigas, tais como a Sequência Vulcano-Sedimentar de Conceição do Mato Dentro (Soares F^o et al 1986), o Supergrupo Minas (no sentido de Uhlein 1982), ambos do Paleoproterozóico. Também a associação de rochas similares com unidades mais novas tem sido propostas, em especial no Grupo Macaúbas da região de Desembargador Otoni - Planalto de Minas por Schrank et al. (1978).

Estudos mais recentes (e. g. Knauer 1990; Almeida Abreu 1993) comprovam, entretanto, que estes filitos estão íntima e exclusivamente associados à unidades do Supergrupo Espinhaço ou outras eventuais seqüências a ele correlatas, seja em Minas Gerais, seja na Bahia, na região de Afrânio Peixoto (Herrgesell 1984). Seu posicionamento, via

* CPMT/IGC/UFMG

** IG/UNICAMP

de regra concordante, preferencial nas unidades basais do Supergrupo Espinhaço (conforme já proposto por Pflug 1968, e Schöll & Fogaça 1979, entre outros) é claro, e pode ser verificado em campo nas regiões de Diamantina, Gouveia e Serro.

Estas unidades basais podem ser incluídas no chamado Grupo Guinda (Knauer 1990, Almeida Abreu 1993), e representam variações verticais e laterais de fácies desde ambientes claramente continentais até marinhos rasos mais a leste, correspondendo às Formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho e à Sequência Itapanhoacanga (no sentido de Almeida Abreu et al 1989). Na região central da Serra do Espinhaço Meridional, os filitos hematíticos associam-se mais comumente com a Formação São João da Chapada (constituindo o "Nível B" de Schöll & Fogaça 1979), enquanto que mais a leste vão se tornando cada vez mais comuns na Formação Sopa-Brumadinho (conforme já sugerido por Pflug, 1968). O horizonte decamétrico de filitos hematíticos da Sequência Itapanhoacanga constitui, ainda que repetido tectonicamente, o limite mais oriental conhecido de ocorrência destas rochas.

Deve-se enfatizar aqui o caráter sin-sedimentar destas rochas, mesmo que localmente alguns corpos discordantes, usualmente na forma de diques, tenham sido descritos (e. g. Knauer 1984; Dossin et al 1985). A presença de seixos e blocos retrabalhados destes filitos hematíticos na base da sequência de quartzitos mais superiores da Formação São João da Chapada ("Nível C" de Schöll & Fogaça 1979) descaracteriza o "caráter intrusivo" de idade do final ou pós-deposicional da Formação Sopa-Brumadinho conforme sugerida por Chaves (1987) e Uhlein (1991). Ao mesmo tempo, estudos geocronológicos U-Pb (Machado et al 1989) e Pb-Pb (Dossin et al 1993), fornecendo idades entre 1,70 e 1,72 G. a. para estas rochas, confirmam seu posicionamento na interface Paleo-Mesoproterozóico, descaracterizando de forma cabal as assertivas de Uhlein (1993), que coloca todas as sequências basais do Supergrupo Espinhaço no horizonte entre 1.3 e 1.1 bilhão de anos.

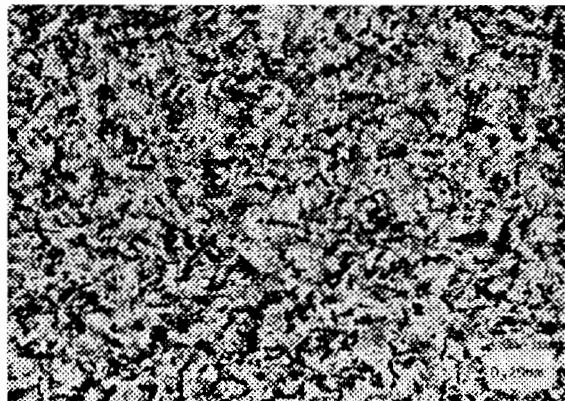
CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA

Os filitos hematíticos mais típicos são rochas que apresentam, quando frescas, típica coloração cinza escura e elevada densidade, adquirindo tons mais claros ou avermelhados quando afetados por alteração superficial recente. Apresentando uma mineralogia essencial à base de sericita/moscovita e óxidos de ferro (os quais, normalmente representados por hematita, se situam ao redor de 25-30% da rocha), possuem uma característica que os diferenciam facilmente dos outros filitos ferruginosos ocorrentes na região: a pequena quantidade de quartzo, que só excepcionalmente (e. g. região de Itapanhoacanga) ultrapassa os 8% do volume total da rocha.

Em todos os tipos descritos, é comum o aparecimento de quantidades variáveis (que não excedem os 8-10%) de turmalina, seja como cristais isolados orientados, seja na forma de agregados fibro-radiais contornados pela foliação. Também o leucoxênio não é raro, se bem que em quantidades muito menores, muitas vezes constituindo o núcleo das concentrações maiores de hematita. Menos comumente podem aparecer clorita, constituindo a foliação junto com a sericita /moscovita, e cloritóide, localmente desenvolvendo agregados fibro-radiais. Cristais de magnetita/martita não são raros, podendo ocasionalmente constituir o óxido de ferro dominante. Outros minerais acessórios eventualmente presentes incluem biotita, stilpnomelano, epidoto, rutilo, granada, zircão, apatita e pirofilita.

O amplo predomínio de moscovita/sericita e óxidos de ferro como constituintes das rochas tem impedido uma separação eventual em grupos com base na mineralogia. Apesar de artificial, uma classificação textural (já proposta por Schöll & Fogaça 1981) é possível, podendo ser reconhecidos quatro tipos principais: a) textura difusa; b) textura bandada; c) textura "mosqueada" e, e) textura relicta. Deve-se frisar, entretanto, que não foi observada ainda uma regra clara de distribuição entre estes quatro conjuntos, seja do ponto de vista estratigráfico, seja do ponto de vista geográfico.

Especialmente na região mediana-central da Serra do Espinhaço Meridional predominam rochas com textura difusa (Fotografia 1), com uma distribuição mais ou menos uniforme de hematita (ao redor de 30%) e de sericita/moscovita (aproximadamente 65-70%), apresentando concentrações ocasionais do primeiro mineral. Raramente aparecem agregados hematíticos estirados, localmente na forma de estruturas circulares similares à concreções. A textura bandada é marcada pela alternância de níveis milimétricos até centimétricos com maior concentração de hematita, com preservação local de microdobras.



Fotografia 1: Aspecto de filito hematítico típico em seção delgada, com distribuição mais ou menos uniforme de hematita e sericita, com pequenas concentrações locais do primeiro mineral. Amostra das proximidades de Guinda, a sul de Diamantina.

Na antiga estrada de ferro, nas proximidades de Barão de Guaicuí, estes níveis formam estruturas concêntricas centi-a decimétricas, interpretadas por Schöll & Fogaça (1981) como prováveis relictos de "pillow-lavas".

Também na região de Barão de Guaicuí afloram as rochas de textura "mosqueada", caracterizadas por uma matriz sericitica-hematítica contendo concentrações, arredondadas de sericita, via de regra de tamanho centimétrico. Digno de nota é a ocorrência local desta mesma textura (Fotografia 2) nos xistos verdes da Lavra de Damásio, na região de Sopa. Finalmente, a leste de Biribiri (norte de Diamantina) afloram os tipos com provável textura relictica, marcados por cristais tabulares sericitizados, com formas que lembram feldspatos e com arranjos indicando textura original subofítica/ofítica. Parecem corresponder as famosas "pseudomorfoses de feldspatos sericitizados", já descritas por Correns (1932). Observa-se, no caso, uma passagem gradacional para rochas esverdeadas com muito menos hematita e quantidades importantes (20-30%) de clorita.

Principalmente na região central da serra, pode ocorrer uma íntima associação espacial destes filitos hematíticos com rochas esverdeadas escuras, normalmente sem foliação visível. Estas são constituídas essencialmente por cloritóide (que pode exceder os 90% do volume total da rocha) e por acessórios que incluem quartzo (que ultrapassa localmente os 20%), sericita, hematita, zircão e rutilo.



Fotografia 2: Seção delgada de xisto verde da Lavra do Damásio, na região de Sopa, mostrando o desenvolvimento local de mineralogia e texturas típicas de filitos hematíticos (cinza esbranquiçado = sericita; preto = hematita)

CONSIDERAÇÕES SOBRE A GEOQUÍMICA

A peculiaridade destas rochas, associada a uma possível ocorrência de diamantes (Moraes 1934), determinou uma relativa abundância de análises químicas na bibliografia, com valores confiáveis de pelo menos trinta amostras. Foram selecionados treze análises dos indivíduos mais típicos (algumas das quais apresentadas na Tabela 1), a partir das quais é possível a obtenção dos valores médios mais reais sobre o quimismo destas rochas, fornecendo um aqui denominado "filito hematítico padrão". Sua composição, em base seca, seria a seguinte: 35,4% de SiO₂, 5,4% de TiO₂, 23,2% de Al₂O₃; 25,3% de FeO (total), 0,1% de MnO, 1,5% de MgO, 0,5% de CaO, 0,3% de Na₂O; 7,9% de K₂O e 0,4% de P₂O₅.

Tabela 1: Análises de filitos hematíticos da região de Diamantina, com óxidos em porcentagem e menores em ppm. (nd = não determinado; * = ferro total) (Referências completas em Knauer 1990).

	TFH-05	TFH-11	TFH-15	TFH-16	TFH-18	TFH-21	TFH-24	TFH36
SiO ₂	29,85	31,80	33,00	32,10	35,31	30,31	35,34	38,71
TiO ₂	3,64	6,10	5,40	5,30	4,73	5,49	4,15	3,40
Al ₂ O ₃	18,03	21,90	23,90	19,70	23,63	21,14	21,00	24,62
Fe ₂ O ₃	35,52	25,20	23,20	27,50	22,44*	31,80*	25,39*	19,67*
FeO	0,27	1,82	0,26	1,97	-	-	-	-
MnO	0,01	0,04	0,03	0,06	0,03	0,03	0,04	0,01
MgO	0,94	0,83	1,10	1,80	1,18	0,72	1,88	1,77
CaO	0,60	0,20	0,20	0,10	0,04	0,01	0,05	0,01
Na ₂ O	0,23	0,22	0,03	0,14	0,27	0,90	0,22	0,01
K ₂ O	6,27	7,49	8,60	7,52	8,20	6,96	8,19	8,19
P ₂ O ₅	0,39	0,06	0,09	0,14	0,10	0,06	0,16	0,03
H ₂ O	3,06	4,02	3,86	3,62	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
V	-	164	246	142	-	-	-	-
Cr	-	10	12	28	-	-	-	-
Co	-	6	38	10	-	-	-	-
Ni	-	18	72	28	-	-	-	-
Rb	-	54	268	50	-	-	-	-
Sr	-	200	110	206	-	-	-	-
B	-	1570	1980	840	-	-	-	-
Y	-	162	148	70	-	-	-	-
Ga	-	41	36	28	-	-	-	-
Nb	-	148	126	76	-	-	-	-
Zr	-	680	570	420	-	-	-	-

Em termos de elementos menores e traços, o "filito hematítico padrão", quando comparado com os valores médios na crosta terrestre (e. g. Mason e

Moore 1982), mostra-se enriquecido em vanádio (178 ppm), gálio (37 ppm), rubídio (140 ppm), ítrio (158 ppm), zircônio (544ppm), nióbio (117 ppm),

boro (1380 ppm) e itérbio (12 ppm). Valores relativamente baixos são evidenciados por cromo (16 ppm), cobalto (18 ppm), níquel (37 ppm) e estrôncio (297 ppm).

Os filitos hematíticos foram considerados, especialmente à partir das pesquisas de Correns (1932), como resultantes do metamorfismo de rochas originalmente ígneas. Desde então, várias evidências têm sido apresentadas para atestar este caráter ígneo sin-sedimentar: corpos na forma de diques cortando outras litologias (e. g. Moraes 1934; Schöll & Fogaça 1979), pseudomorfoses de feldspatos sericitizados (Correns 1932), prováveis relictos de "pillow-lavas" (Schöll & Fogaça 1981), altos teores de óxidos de titânio, passagens "gradacionais" até metariolitos (Paternoster 1979) e material brechóide associado à metassomatismo (Chaves 1987).

Os dados geoquímicos existentes, no entanto, mostram-se incongruentes com uma origem ígnea direta, o que fica evidente quando se consideram as propostas para o magma original apresentadas na bibliografia, já discutidas anteriormente.

O problema é bem ilustrado quando se considera a comparação dos valores médios dos óxidos do filito hematítico com aqueles de rochas ígneas normais (e. g. Le Maitre 1976). Esta mostra que os valores de SiO_2 e Na_2O indicam rocha original ultrabásica, enquanto que os de MgO correspondem aos de alcalinas (assim como os de Al_2O_3) ou até mesmo ácidas. O CaO é muito baixo, enquanto TiO_2 e FeO (t) são extremamente altos, do mesmo modo que K_2O , similar aos de alguns basanitos de ocorrência restrita.

Deve-se frisar, portanto, que este comportamento anormal compromete a utilização, já tentada (e. g. Herrgesell 1984), de diagramas usualmente aplicados para a classificação de rochas ígneas. A incongruência interna relativa dos valores dos óxidos não justifica a criação de uma nova classe de rochas ígneas, conforme já sugerido "en passant" por alguns pesquisadores (e. g. R. Pflug, com. verbal).

Por outro lado, a atribuição de um caráter metassedimentar para essas rochas, descaracterizando-as como produto de metamorfismo sobre rochas ígneas, não é factível. Ficaria extremamente difícil explicar uma série de evidências que demonstram uma origem ígnea, tais como as pseudomorfoses de feldspatos, os cristais de quartzo bem formados, os raros diques e a preservação local de textura ofítica/subofítica.

A solução definitiva parece passar por algum tipo de alteração que tenha provocado modificações nas razões intreelementais, e que expliquem, especialmente, a diminuição no teor de sílica, o aumento relativo de TiO_2 e FeO (total), a depleção em MgO , Na_2O e, principalmente em CaO , e o marcante aumento nos valores de K_2O .

PROCESSOS DE ALTERAÇÃO

As características evolutivas do Supergrupo Espinhaço na região considerada, especialmente nos seus aspectos sedimentológicos e estruturais, devem servir de parâmetros limitantes para a definição do processo responsável pelas modificações observadas. Um ambiente deposicional claramente continental até transicional para o Grupo Guinda está comprovado (e. g. Almeida Abreu 1993), assim como uma estruturação à partir de tectônica tangencial marcada por falhas de empurrão / zonas de cisalhamento ductil com marcante transporte de massa de leste para oeste (e. g. Knauer 1990). Consequentemente, dois possíveis processos devem ser analisados com maior detalhe: a) percolação de fluidos relacionados à zonas de cisalhamento; e b) alteração superficial.

A ocorrência de trocas químicas mais ou menos importantes, relacionadas especialmente a zonas de cisalhamento, tem sido reiterada nos últimos anos. A importância e a amplitude das modificações daí decorrentes dependem de inúmeros fatores, com destaque para aqueles relacionados à composição mineralógica original, às fases secundárias desenvolvidas e à composição dos fluidos atuantes, assim como ao grau do metamorfismo e ao mecanismo predominante da deformação.

Na tentativa de verificar a eventual existência de regras gerais que efetivamente caracterizem o processo, Knauer (1990) considerou dados bibliográficos sobre diferentes zonas de cisalhamento nas fácies xisto verde e anfíbolito, desenvolvidas sobre diversos tipos de rochas originais. Esta análise demonstrou, conforme já esperado, a extrema variabilidade comportamental dos elementos menores e óxidos maiores dentro de cada exemplo considerado, impedindo a visualização de regras gerais para a sua caracterização. Um fato notável, entretanto, é a não homogeneização geoquímica das seqüências, ao contrário do que é verificado, pelo menos em parte, para os filitos hematíticos.

Também nos processos de alteração superficial, mostrando a passagem rocha-saprólito-solo, vários fatores interferem na caracterização de parâmetros seguros e gerais, incluindo a temperatura dominante, presença e tipo de vegetação, índice pluviométrico, topografia, composição, textura e estrutura da rocha original e tempo de atuação do fenômeno. De qualquer modo, exemplos de solos atuais, considerados por Knauer (1990), ainda que pontuais, mostram regras gerais (com exceções locais) que incluem depleção em SiO_2 , CaO , MgO e Na_2O , acompanhados do enriquecimento relativo em TiO_2 , Al_2O_3 e FeO . Se estas observações combinam com boa parte das características descritas para os filitos hematíticos, o comportamento do K_2O é, entretanto, bastante diferente, já que nos solos atuais normalmente ele mostra uma marcante depleção.

Deve-se considerar, entretanto, que processos de alteração superficial se desenvolvem na interface litosfera/atmosfera e, conseqüentemente, a composição desta última é fundamental na definição do produto final. Os dados e inferências existentes (e. g. Wilker 1982) indicam que esta sofreu importantes modificações com o passar do tempo geológico. A identificação destes produtos de alteração do Pré-Cambriano, e que caracterizam a atmosfera de então (Retallack et al 1984), é bastante difícil e polêmica (e. g. Palmer et al 1989). Critérios físicos usualmente utilizados foram descritos por Grandstaff et al (1986), mas não podem ainda ser considerados como definitivos.

A caracterização geoquímica destes processos do Pré-Cambriano e, conseqüentemente, de seus produtos (paleoregolitos e paleosolos), é ainda mascarada por eventuais modificações introduzidas por outros processos, sejam diagenéticos ou metassomáticos. Apesar disso, alguns paleoregolitos e paleosolos têm sido descritos no Arqueano e no Proterozóico, especialmente no sul da África (e. g. Button e Tyler 1981; Martini 1986; Retallack et al 1984; Retallack 1986) e no Canadá (e. g. Holland, 1984).

Apesar da dependência demonstrada por todos os fatores considerados, observa-se especialmente para aqueles à partir do fim do Paleoproterozóico, uma tendência geral fortemente similar àquela mostrada pelos processos mais recentes de alteração superficial. Um interessante perfil de alteração de 1,8 bilhão de anos foi recentemente descrito por Holland et al (1989), na região de Flin Flon, na Província Churchill (Escudo Canadense). Neste observa-se progressiva substituição das cloritas das metavulcânicas não alteradas por micas sericíticas, dos óxidos por hematita granular e óxidos criptocristalinos de Fe-Ti, eventualmente com formação de densos agregados. Interessante é o aparecimento, cada vez mais notável para o topo, de estruturas concêntricas marcadas pela alternância de bandas ricas em óxidos de ferro e bandas ricas em sericita.

Do ponto de vista geoquímico, o perfil observado em Flin Flon mostra claramente um enriquecimento nas concentrações de alumínio, titânio e ferro, acompanhado de virtual remoção de cálcio e magnésio. O potássio está nitidamente se enriquecendo para o topo, enquanto o MnO mostra decréscimo constante e o Na₂O comportamento algo irregular. Tanto neste paleosolo, como em outros estudados na bibliografia citada, dois fatos são marcantes: a) o grande enriquecimento em Al₂O₃ (típico segundo Reimer 1986) e b) o alto conteúdo em K₂O, via de regra raro ou incomum nos perfis de alteração de idade mais recente.

Esta concentração de K₂O (que pode exceder os 8,0 ou 10,0%) é motivo de grandes controvérsias nos estudos dos processos de alteração superficial do Pré-Cambriano. Este enriquecimento poderia ser explicado por águas percolantes no final do processo de alteração ou durante a diagênese, ou

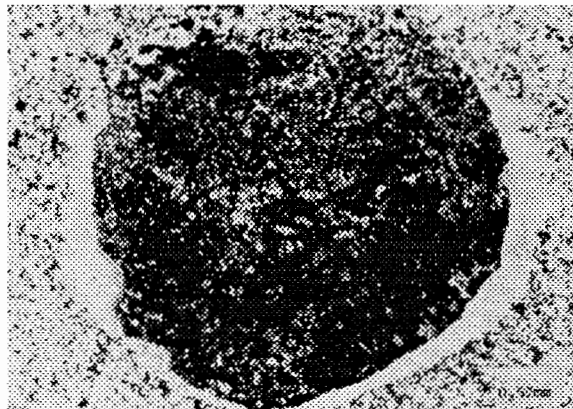
mesmo por metassomatismo potássico posterior. Retallack (1989), entretanto, lembra a importância, em perfis mais recentes, da atuação e eficiência das plantas vasculares na retirada de K₂O do solo.

CONCLUSÃO

As características descritas para os filitos hematíticos indicam que estes correspondem, em boa parte, ao metamorfismo de rochas originalmente ígneas submetidas a processos de alteração que modificaram sua composição mineralógica/geoquímica inicial. A comparação do comportamento dos óxidos maiores nos processos metassomáticos e de alteração superficial mostram uma maior similaridade destes últimos com a gênese das rochas em questão.

Processos de alteração superficial explicam, neste caso, a perda verificada nos conteúdos de SiO₂, MgO, CaO e Na₂O, acompanhada do aumento relativo do titânio e do ferro. O enriquecimento do K₂O observado nos filitos hematíticos é típico de paleosolos/paleoregolitos do Pré-Cambriano. Também mineralogicamente e texturalmente esta correlação é possível, exemplificado inclusive pelas estruturas concêntricas descritas a norte de Barão de Guaicuí, essencialmente similares àquelas do paleosolo de Fin Flon, no Canadá (Holland et al, op. cit.).

Os critérios anteriormente definidos por Grandstaff et al (1986) para depósitos deste tipo podem ser observados nos filitos hematíticos. Isto inclui seu caráter estratiforme, sua relativa pequena espessura, contatos superiores bruscos, variações intensas de cor, destruição das texturas primárias, formação de revestimentos de origem argilosa sobre grãos e crostas de ferro (Fotografia 3), formação de minerais argilosos ou equivalentes, clastos nos sedimentos de cobertura e foliação geralmente paralela ao contato.



Fotografia 3: Detalhe de seção delgada de filito hematítico da região de Bandeirinha, com formação de verdadeiros "nódulos" de hematita capeados por filmes sericíticos.

Então, se os filitos hematíticos efetivamente representarem o metamorfismo de produtos de alteração de idade Pré-Cambriana, pelo menos

localmente devem ser observados os litotipos originais. A íntima associação em campo dos filitos hematíticos com xistos verdes do Grupo Guinda, inclusive com passagens gradacionais de um tipo a outro, parecem indicar estes últimos como resultantes do metamorfismo dos termos pouco ou não alterados. Do ponto de vista geoquímico, esta passagem é marcada pelo progressivo decréscimo de SiO₂, CaO, Na₂O e MgO, acompanhado do incremento nos teores de ferro, titânio, alumínio e potássio.

Um aumento tão expressivo dos teores de ferro não tem sido usualmente citado nos exemplos de literatura, mas Reimer (1986) descreve rochas, por ele interpretadas como "paleolateritas", com este comportamento. É interessante notar que, neste caso, pode-se admitir para os "cloritóide-fels", associados aos filitos hematíticos, uma origem à partir do metamorfismo de bauxitas pouco, até muito ferruginosas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA ABREU, P. A. (1993) - "A evolução geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil". Albert-Ludwigs Univ., Tese de Doutorado, 156 pp, Freiburg.
- BARBOSA, O. (1951) - "Contribuição à origem do diamante em Diamantina, MG". DNP/M/DGM, Bol 136: 1-36, Rio de Janeiro.
- BUTTON, A. & TYLER, N. (1981) - "The character and significance of Precambrian paleoweathering and erosion surfaces in southern Africa". Econ. Geol., 75th anniv. Vol., pp 686-709, El Paso.
- CHAVES, M. L. S. C. (1987) - "Novas contribuições à geologia da região de Diamantina (MG)". 4º Simp. Geol. MG., Atas, pp. 72-87, Belo Horizonte.
- CORRENS, C. W. (1932) - "Über die Diamontenlagerstätten des Hochlandes von Diamantina, Minas Gerais, Brasilien." Z. Prak. Geol. 10: 161-181.
- DOSSIN, I. A.; DOSSIN, T. M.; CHARVET, J.; COCHERIE, A. & ROSSI, P. (1993) - "Single-zircon dating by step-wise Pb-evaporation of Middle Proterozoic magmatism in the Espinhaço Ronge, Southeastern São Francisco craton (Minas Gerais, Brazil)". II Simp. Craton S. Francisco, Anais, pp. 39-42, Salvador.
- GRANDSTAFF, D. E.; EDELMAN, M. J.; FOSTER, R. W.; ZBINDEN, E. e KIMBERLEY, M. M. (1986) - "Chemistry and Mineralogy of Precambrian paleosols at the base of the Dominion and Pongola Groups". Prec. Res. 32: 97-131.
- HERRGESELL, G. (1984) - "Das Prekambrium am Ostrand der nördlichen Serra do Cipó (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien)". Diss, Univ. Freiburg, 247 pp, Freiburg.
- HOLLAND, H. D. (1984) - "The chemical evolution of the atmosphere and oceans". Princeton Univ. Press, 250 pp, Princeton.
- HOLLAND, H. D.; FEAKES, C. R.; ZBINDEN, E. A. (1989) - "The Flin Flon paleosol and the composition of the atmosphere 1.8 BYBP". Am. J. Sci. 289: 362-389.
- KNAUER, L. G. (1990) - "Evolução Geológica do Pré-Cambriano da porção centro-leste da Serra do Espinhaço Meridional e metalogênese associada.". UNICAMP, Tese de Mestrado, 298 pp, Campinas.
- LE MAITRE, R. W. (1976) - "The chemical variability of common igneous rocks". J. Petrol, 17(4): 589-637.
- MARTINI, J. E. J. (1986) - "Stratiform gold mineralization in paleosol and ironstone of Early Proterozoic age, Transvaal Sequence, S. Africa.". Mineral Depos. 21: 306-312.
- MASON, B. e MOORE, C. B. (1982) - "Principles of Geochemistry". Wiley Publ., 300 pp, N. York.
- MORAES, L. J. (1934) - "Depositos diamantíferos do norte de Minas Gerais". DNP/M, Bol 3: 1-7, Rio de Janeiro.
- MORAES, L. J. e GUIMARÃES, D. (1930) - "Geologia da região diamantífera do norte de Minas Gerais". Acad. Bras. Ciênc., Anais, 2: 153-186.
- PALMER, J. A.; PHILLIPS, G. N. e MCCARTHY, T. S. (1989) - "Paleosols and their relevance to Precambrian atmospheric composition". J. Geol., 97: 77-92.
- PATTERNOSTER, K. (1939) - "Interdigitação entre fácies de conglomerados diamantíferos e formações ferríferas (BIF) no Sul da Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil". Univ. Freiburg, Tese de Doutorado, 88 pp, Freiburg.
- PFLUG, R. (1968) - "Observações sobre a estratigrafia da série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais". DNP/M/DGM, Notas Prel. Est. 142: 1-20, Rio de Janeiro.
- REIMER, T. O. (1986) - "Alumina-rich rocks from de Early Precambrian of the Kaapvaal Craton as indicators of paleosols and as products of other decompositional reactions". Prec. Res. 32: 155 - 179.
- RETALLACK, G. J. (1986) - "Reappraisal of a 2.200 - Ma - old paleosol from near Waterval Onder, South Africa". Prec. Res. 32: 195-252.
- RETALLACK, G. J., GRANDSTAFF, D. e KIMBERLEY, M. (1984) - "The promise and problems of Precambrian paleosols". Episodes 7(2): 8-12.
- SCHOLL, W. U. & FOGAÇA, A. C. C. (1978) - "Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina". 1º Simp. Geol. MG, Anais, pp 55-73, Diamantina.
- SCHOLL, W. U. & FOGAÇA, A. C. C. (1981) - "Mapeamento Geológico das Quadrículas de Guinda e Gouveia (MG)". Proj. Map. Esp. Merid., DNP/M/UFMG, Rel. Int., 51 pp, Diamantina.
- SCHRANK, A., DOURADO, B. C. V e BIONDI, J. C. (1978) - "Estudo preliminar dos metavulcanitos do Grupo Macaúbas na região do Alto Jequitinhonha - MG". XXX Cong. Bras. Geol., Anais 3: 1323 - 1335, Recife.
- SOARES Fº; B. PINHEIRO, S. F. & COSTA, M. N. S. (1986) - "Contribuição ao estudo da Geologia de Conceição do Mato Dentro, MG." - METAMIG, Relat. Int., 14 pp, Belo Horizonte.
- UHLEIN, A. (1982) - "Geologia e Mineralizações de Cromita e Itabiritos da Região de Serro, Minas Gerais". UnB, Tese de Mestrado, 198 pp, Brasília.
- UHLEIN, A. (1991) - "Transição craton - faixa dobrada: exemplo do Craton do São Francisco e da Faixa Arauaí no Estado de Minas Gerais. Aspectos estratigráficos e estruturais". USP, Tese Dout., 295 pp. São Paulo.
- WILKER, J. C. G. (1982) - "The Earliest atmosphere of the Earth". Prec. Res. 17: 147-171.