

EVOLUÇÃO GEOQUÍMICA DO GRUPO RIACHO
DOS MACHADOS, PORTADOR DE MINERALIZAÇÃO
AURÍFERA

E. Fonseca

Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais,
Belo Horizonte, MG

L.M. Lobato

Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais,
Belo Horizonte, MG

F.J. Baars

Rio Doce Geologia e Mineração S.A., Belo Horizonte, M.G.

Rio Doce Geologia e Mineração, University of Cape Town

ABSTRACT

The Riacho dos Machados Mine is located southwest of a so-called town, at the north of Minas Gerais State, Brazil. It is hosted in rocks of the Araçuaí Fold Belt at the eastern margin of the São Francisco Craton. The mineralization occurs associated mainly with a sulfide-bearing quartz-muscovite schist, derived from the hydrothermal alteration of pelitic and quartzofeldspathic schists of the Riacho dos Machados Group (RMG). Amphibolite facies typical mineral associations are progressively altered to greenschist facies compatible assemblages, along shear zones. It has become evident from the studies that the process of segregation and concentration of chemical elements and minerals is the very process of mineralization, involving the concentration of Au.

The RMG is constituted of ultramafic, mafic, intermediate and acid metavolcanic rocks intercalated in a sequence of metapelites. The metasedimentary rocks have macroscopic features and geochemistry compatible with greywacke compositions, probably associated with a continental volcanic arc environment. The acid volcanic rocks have chemical compositions suggesting a calc-alkaline association (predominantly of dacitic composition), originated in an island arc. The mafic and ultramafic metavolcanic rocks also indicate this environment for their formation, however with a tholeiitic subalkaline association. The thrust faults, that establish the regional architecture, and to which the Riacho dos Machados gold mineralization is associated, may be related to a continental collision in that region, considering that the rocks of the RMG present geochemical behavior compatible with an island arc environment. The collided terrains and the age of the collision are, as yet, not identified.

RESUMO

A Mina de Riacho dos Machados está localizada a sudoeste da cidade homônima, norte de MG, e insere-se em rochas da Faixa de Dobramentos Araçuaí, borda leste do Cráton São Francisco. A mineralização ocorre associada, principalmente, a um quartzo-moscovita xisto com sulfetos, originado a partir da alteração hidrotermal de xistos pelíticos e xistos quartzofeldspáticos do Grupo Riacho dos Machados (GRM). Associações minerais típicas da fácies anfíbolito são progressivamente alteradas para associações compatíveis com a fácies xisto verde, ao longo de zonas de cisalhamento. Ficou evidenciado, durante os estudos, que o processo de segregação e concentração de elementos químicos e minerais é o próprio processo da mineralização, com concentração de Au.

O GRM é constituído por rochas metavulcânicas ultramáficas, máficas, intermediárias e ácidas, intercaladas numa seqüência de metapelitos. As rochas metassedimentares têm geoquímica e feições macroscópicas compatíveis com composição grauvaquiana, provavelmente, associada a ambiente de arco vulcânico continental. As rochas vulcânicas ácidas têm composição química sugestiva de associação cálcio-alcalina (composição predominantemente dacítica), originada em arco de ilhas. As metavulcânicas máficas e ultramáficas também indicam essa ambiência para a sua formação, embora com associação subalcalina toleítica. Os falhamentos de empurrão que estabelecem o arcabouço regional, aos quais se associa a mineralização aurífera de Riacho dos Machados, podem estar relacionados a uma colisão continental naquela região, considerando que as rochas do GRM apresentam comportamento geoquímico compatível com ambiente de arcos de ilha. Os terrenos colididos e a idade de colisão ainda não são conhecidos.

INTRODUÇÃO

Este trabalho apresenta estudos geoquímicos na seqüência metavulcanossedimentar de Riacho dos Machados, hospedeira de mineralização aurífera. A Mina de Riacho dos

Machados, localizada a sudoeste de da cidade-homônima, no norte de Minas Gerais, insere-se em rochas da Faixa de Dobramentos Araçuaí, borda leste do Cráton São Francisco (Almeida, 1977). O depósito, denominado Depósito Aurífero

de Ouro Fino, foi descoberto em 1985, pela Rio Doce Geologia e Mineração S.A. - Docegeo - e explotado pela Companhia Vale do Rio Doce - CVRD - de 1990 a 1996, até a exaustão de suas reservas a céu aberto. As reservas foram esti-

madras em cerca de 3 milhões de toneladas de minério, com teor médio de 2,2 g/t Au. Em 1993, deu-se início aos trabalhos de abertura da mina subterrânea, que foram suspensos no final de 1996, devido a falta de viabilidade

A geologia da área abrange um complexo basal gnáissico-migmatítico, rochas metavulcanossedimentares do Grupo Riacho dos Machados-GRM (GRM), rochas supracrustais do Grupo Macaúbas (Proterozóico Superior) e rochas intrusivas graníticas. Análises estruturais indicam cavalgamento de E para W, onde rochas do embasamento e intrusivas graníticas sobrepõem-se ao GRM. Cavalgamentos E-W de rochas granito-gnáissicas sobre seqüências supracrustais são descritos ao longo da borda leste do Cráton São Francisco. Ocorrências minerais são conhecidas ao longo desse alinhamento, nos contatos do embasamento com as supracrustais, e podem estar relacionadas a essa estrutura maior. Como exemplo, podem ser citadas a ocorrência de ouro na região de Montezuma, norte de MG (Silva et al., 1991), e o depósito uranífero de Lagoa Real, Bahia (Lobato & Fyfe, 1990). Guimarães et al. (1993) mostram que a estruturação do Complexo Basal e do GRM deve-se, em parte, a tectonismo mais antigo que do Grupo Macaúbas. Inclui-se, nesse contexto, falhamentos reversos de baixo ângulo e subverticais reversos mais tardios, com vergências para oeste.

A mineralização ocorre associada, principalmente, a um quartzo-moscovita xisto com sulfetos, originado a partir da alteração hidrotermal de xistos pelíticos e xistos quartzo-feldspáticos do GRM. Associações minerais típicas da fácies

anfíbolito são progressivamente alteradas para associações compatíveis com a fácies xisto verde, ao longo de zonas de cisalhamento.

Os trabalhos conhecidos até hoje na área referem-se, principalmente, a mapeamentos estruturais e estratigráficos (Costa et al., 1976; Drummond et al., 1980; Leal et al., 1989). Guimarães et al. (1993) e Crocco-Rodrigues et al. (1993) descrevem as unidades litológicas a partir de mapeamentos em escala 1:50.000, abordando as suas características estruturais e apresentando um modelo de evolução tectônica regional.

Trabalhos de caracterização dos tipos litológicos encaixantes da mineralização e seus processos metassomáticos e deformacionais são apresentados em Fonseca (1993), Fonseca & Lobato (1991), Fonseca et al. (1991), Fonseca & Lobato (1993) e Fonseca et al. (1995), apontando a natureza hidrotermal da mesma. Foram feitos estudos de caracterização petrográfica e geoquímica dos tipos litológicos alterados e não alterados. Resultados preliminares sobre a caracterização dos protólitos dessas rochas também são apresentados. Fica evidenciado que o processo de segregação e concentração de minerais e elementos químicos é o próprio processo da mineralização. A precipitação do ouro foi, provavelmente, controlada por uma série de mudanças nos parâmetros físico-químicos da solução hidrotermal, em consequência de interações fluido-rocha, ressaltando-se a mudança no pH.

Na primeira parte desse trabalho, são apresentados estudos geoquímicos da alteração dos xistos pelíticos e xistos quartzo-feldspáticos e, na segun-

da parte, estudos preliminares sobre os precursores das encaixantes da mineralização, estendendo-se para as rochas metamáficas e metaultramáficas da seqüência. Esses últimos, basearam-se, principalmente, nos padrões de ETR, além de alguns diagramas discriminantes de elementos traço, considerados menos móveis.

GEOLOGIA REGIONAL

De acordo com a compartimentação geotectônica proposta por Almeida (1977), a área em estudo situa-se na Faixa de Dobramentos Araçuaí da Província Mantiqueira, na borda centro-leste do Cráton São Francisco. O arcabouço geológico na borda leste do Cráton, entre as cidades de Itacambira e Monte Azul, N-NW de Minas Gerais, está controlado por uma janela estrutural, configurada pela exposição ao longo de uma faixa de 30 km de rochas cristalinas, formadas até o final do ciclo transamazônico (Guimarães et al., 1993; Crocco-Rodrigues et al., 1993). Delimitando a estrutura, estão expostas rochas metavulcanossedimentares do Supergrupo Espinhaço (Proterozóico Médio) e metassedimentos do Supergrupo São Francisco (Grupos Macaúbas e Bambuí), de idade Proterozóica Superior (Fig. 1A).

GEOLOGIA DO DEPÓSITO

Mapeamentos regionais nas escalas 1:50.000 e 1:25.000 (Leal et al., 1989; Docegeo, 1991 e 1992; Guimarães et al., 1993; Crocco-Rodrigues et al., 1993) e mapeamentos de semi-detalhe na escala 1:5.000 (Leal

et al., 1989) distinguem, no complexo cristalino, as seguintes unidades litoestratigráficas: (1) Complexo Basal Gnáissico-Migmatítico com corpos básicos associados, (2) rochas metavulcanossedimentares do Grupo Riacho dos Machados (Pré-Macaúbas), hospedeiras da mineralização, (3) rochas supra-crustais do Grupo Macaúbas, e (4) rochas intrusivas graníticas da Suíte Paciência (Fig. 1B).

Complexo Gnáissico

O Complexo Gnáissico reúne, essencialmente, gnaisses e granitóides foliados. As rochas mais antigas da região são representadas por gnaisses bandados, de composição granítica *lato sensu*, com intercalações métricas de anfibólitos e de rochas metaultramáficas, sendo designadas de Complexo Metamórfico Córrego do Cedro (Guimarães et al., 1993). Essas rochas encontram-se intensamente dobradas, com dobras apertadas de eixos NS e mergulhos para N ou S. Efeitos locais de migmatização são observados. Os granitóides foliados, denominados de "Orto-gnaisses Pedra do Urubu", são constituídos por um conjunto de rochas leucocráticas de composições variadas, com predomínio da composição granítica. Constituem-se, essencialmente, de microclina, oligoclásio e quartzo em proporções variáveis, além de biotita. São comumente porfiríticos, com fenocristais de plagioclásio e/ou feldspato potássico. Em todos os contatos observados entre os gnaisses bandados e os granitóides foliados, observam-se relações de falha, com desenvolvimento de rochas milonitizadas e transformadas em xistos a quartzo e moscovita.

Grupo Riacho dos Machados (GRM)

As rochas do GRM encontram-se encaixadas no Complexo Córrego do Cedro, com contatos marcados por zonas de cisalhamento. O grupo corresponde a uma pilha de xistos predominantemente metapelíticos (Unidade Metassedimentar, Fig. 1B), representados por quartzo-biotita xistos, com proporções variáveis de plagioclásio, granada, estaurolita e, eventualmente, cianita. Variações nas proporções de seus minerais definem um bandamento centimétrico a decimétrico, provavelmente herdado do protólito pré-metamórfico. Essa heterogeneidade é representada pela gradação entre porções mais aluminosas e porções mais quartzo-feldspáticas, sugerindo transição entre níveis pelíticos e semi-pelíticos. Xistos quartzo-pelíticos. Xistos quartzo-feldspáticos, de provável origem vulcânica (Fonseca, 1993), ocorrem subordinados, não estando, no entanto, individualizados na Figura 1B. Esses xistos têm composição essencial a plagioclásio, quartzo, Mg-biotita (flogopita) e microclina. São rochas mais homogêneas e de granulação mais fina que a dos metapelitos. Agregados de quartzo, plagioclásio e microclina mais grossos sobressaem em meio à matriz granoblástica, que parecem tratar-se de fenocristais reliquias, recristalizados.

Anfibólitos finos e xistos máficos e ultramáficos ocorrem intercalados nos metapelitos. Níveis anfibolíticos mais espessos afloram na porção sul, em contato com as rochas do Complexo Gnáissico, sendo representados, na Figura 1B, como Unidade Metavulcânica. Os

anfibólitos têm granulação fina e geralmente exibem bandamento fino contínuo, sendo localmente maciços. O bandamento é marcado pela alternância de bandas milimétricas a centimétricas de actinolita e/ou hornblenda e bandas de plagioclásio e seus produtos de alteração (epidoto e sericita). A hornblenda mostra-se alterada para clorita e tremolita-actinolita. A ação de processos deformacionais resultou na xistificação dessas rochas, destruindo o bandamento e levando à formação de rochas ricas, principalmente, em clorita e moscovita.

A Unidade Indivisa (Fig. 1B) consiste de metassedimentos e metavulcânicas intercaladas, representados, principalmente, por titanita anfibólitos, clorita-talco-tremolita xistos, granada-biotita-clorita xistos e carbonato-serpentina-clorita-tremolita xistos (Docegeo, 1991 e 1992).

O evento tectonotermal de maior expressão é representado por falhas reversas, com orientação geral aproximadamente NS, com mergulhos de alto ângulo (40 a 70°), que sobrepõem rochas do Complexo Gnáissico sobre o GRM. Falhas (ou zonas de cisalhamento) com essas características estão presentes, também, internamente às unidades do GRM.

Suíte Intrusiva

A Suíte Intrusiva reúne corpos de rochas ígneas graníticas e básicas intrusivas, que cortam o Complexo Gnáissico e o GRM, sendo denominadas de Suíte Paciência (Belo de Oliveira, 1993). Os corpos graníticos ocorrem sob a forma de pequenos plútons e na forma de diques. Um dos plútons localiza-se à leste da

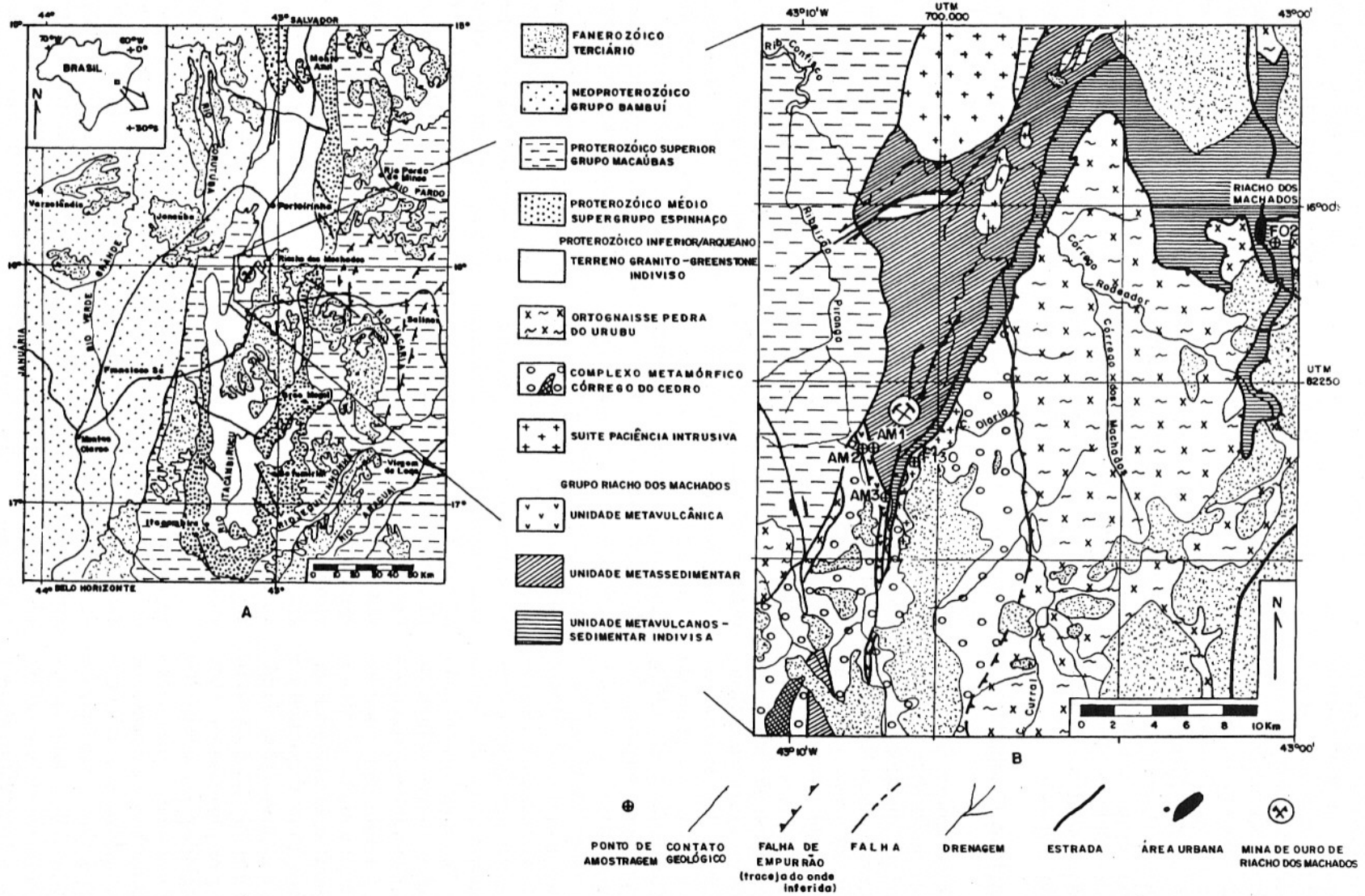


Figura 1 - a) Contexto geológico regional de uma porção da margem centro-leste do Cráton do São Francisco (modificado de Costa e Romano, 1976); **b)** Mapa geológico do Grupo Riacho dos Machados e do terreno granito-gnáissico encaixante (modificado de Belo de Oliveira, 1993).

Mina Riacho dos Machados, em contato tectônico com o GRM, sendo de composição predominantemente granítica. Esse plúton foi considerado parte da Suíte Confisco (Guimarães et. al., 1993), sendo também denominado Plutonito Ouro Fino, pertencente à Suíte Catolé, por Guimarães & Grossi Sad (1994). Ao norte da mina, ocorrem plútons de composição geral monzonítica. As intrusivas básicas estão representadas por corpos de rochas gabróides, de geometria irregular e dimensões variando entre 100 e 200 metros. Rochas porfíricas com megacristais de biotita, distribuídos numa matriz escura de granulação muito fina, são preliminarmente interpretados como biotita lamprófiros. Essas ocorrem sob a forma de corpos tabulares, com espessuras decimétricas.

Grupo Macaúbas

O Grupo Macaúbas está representado por metadiamictitos, quartzitos, e metasiltitos/filitos. Segundo Crocco-Rodrigues et al. (1993), na deposição do Grupo Macaúbas, houve uma extensão E-W, com formação de diques clásticos, geralmente, em fraturas NS. Essas rochas foram afetadas por cavalgamentos atribuídos ao evento tectônico de idade brasileira.

ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL X CISALHAMENTO NO GRUPO RIACHO DOS MACHADOS

O cisalhamento e alteração hidrotermal associada promovem, nas rochas do GRM, reações metassomáticas, com

contínuas modificações texturais, mineralógicas e químicas, em decorrência de interação com os fluidos que percolaram ao longo dos canais de maior permeabilidade (zonas de cisalhamento), em diferentes razões fluido-rocha. A mineralização aurífera relaciona-se à alteração hidrotermal dos xistos pelíticos e xistos quartzofeldspáticos (Fonseca, 1993).

Foram gerados vários tipos petrográficos, atribuídos aos diferentes estágios da alteração, denominados inicial, intermediário e avançado. O estágio inicial é representado por quartzo-biotita-plagioclásio xistos com granada, estauroilita e, por vezes, cianita (Xisto Pelítico-XPE) e quartzo-plagioclásio-flogopita xistos (Xisto Quartzofeldspático-XQF), cujas paragêneses são compatíveis com a fácies anfíbolito. Cálculos de pressão e temperatura de metamorfismo no xisto pelítico, utilizando análises minerais em microsonda eletrônica de biotita e granada, determinaram temperaturas na faixa de 520-560°C e pressões em torno de 4 kbar. Os quartzo-biotita xistos gradam para milonitos cloríticos e moscovíticos no estágio intermediário. No XQF não ocorre um estágio intermediário clorítico, registrando-se moscovitização gradativa dos silicatos originais. Ambos os tipos litológicos produzem, no estágio avançado, um quartzo-moscovita xisto (QMX) com sulfetos, que é a rocha hospedeira da mineralização. O incremento da alteração é concomitante com a intensidade da deformação (Fonseca, 1993).

O ouro ocorre associado, principalmente, ao quartzo-moscovita xisto, sendo encontrados alguns teores elevados nos produtos intermediários. A

zona mineralizada acompanha, de forma geral, a foliação milonítica N20E/45SE e atinge 1700 metros ao longo da direção da foliação xistosa, com espessura média de 40 metros. Corpos mineralizados individuais (teor de Au > 2 ppm), descontínuos, variam de 20 a 150 m de comprimento e são controlados pela lineação S40E/38.

GEOQUÍMICA DE ROCHAS METAVULCANOSSEDIMENTARES DO GRUPO RIACHO DOS MACHADOS

O estudo geoquímico tem como objetivo: (1) mostrar as modificações ocorridas durante a alteração hidrotermal associada à milonitização dos metapelitos e xistos quartzofeldspáticos do GRM, e (2) tentar deduzir o caráter químico original das rochas precursoras e os contextos geodinâmicos em que se formaram, incluindo metamáficas e metaultramáficas da seqüência.

O Xisto Quartzofeldspático e o Xisto Pelítico foram observados através de análises químicas em rocha total, em amostras extraídas dos furos 82 e 101, localizados na mina, onde estão representados os dois tipos litológicos e seus diversos estágios de alteração. Foram analisadas 3 amostras da "franja" de anfíbolitos a sul dos xistos pelíticos encaixantes da mineralização aurífera (Unidade Metavulcânica), além de outras sete amostras dos furos de sonda F130, F143 e F02. Os dois primeiros localizam-se próximo à Mina, interceptando anfíbolitos e metaultramáficas intercaladas com metassedimentos (Unidade Indivisa), e o

último localiza-se próximo à cidade de Riacho dos Machados, sudeste da Mina. A localização dos pontos de amostragem pode ser vista na Figura 1B.

As análises químicas foram feitas no Laboratório da Geosol, Belo Horizonte. Elementos maiores e traço, como Zr, Sr, Y, Ba, Cl e S, foram analisados em amostras prensadas, via fluorescência de raios-X. Os Elementos de Terras Raras (ETR) foram determinados por espectrometria de plasma, com pré-concentração em resina de troca iônica. MnO, Na₂O e K₂O, além de Zn, Cu, Pb, As e Au, foram analisados via absorção atômica, com dissolução em solução de ácido fluorídrico, clorídrico e perclórico, diluídos com HCl. Os elementos traço V, Cr, Ni, Nb, Sc, Co, B e Sn foram determinados por espectrografia ótica de emissão.

Geoquímica da Alteração

Com base na comparação das análises químicas das rochas menos alteradas com as mais alteradas hidrotermalmente, Fonseca (1993) aborda modificações químicas ocorridas durante as interações fluido-rocha, associadas com a milonitização do Xisto Pelítico e Xisto Quartzofeldspático do GRM. A seqüência de alteração nessas rochas é caracterizada, principalmente, pelo aumento de moscovita, com uma zona intermediária rica em clorita. As principais mudanças mineralógicas no XPE incluem moscovitização e/ou cloritização de biotita e granada; sericitização de estauroлита e cianita; sericitização e epidotização de plagioclásio, biotita e granada. Essas transformações são acompanhadas da for-

mação de sulfetos, quartzo, turmalina, rutilo e pequenas quantidades de carbonato. No XQF, o estágio intermediário é marcado por saussuritização do plagioclásio, formando epidoto, sericita e, subordinadamente, carbonato; sericitização/moscovitização de flogopita e microclina. Flogopita altera-se, pouco freqüentemente, à clorita. No estágio avançado, a mineralogia original é totalmente modificada, função da generalizada potassificação. Os maiores teores de Au ocorrem no QMX, formado a partir do Xisto Pelítico, que apresenta maiores quantidades de sulfetos que aquele resultante da alteração do XQF. A formação desses sulfetos é favorecida pelos conteúdos mais elevados de ferro do XPE, em comparação ao XQF.

A Figura 2 mostra o perfil de alteração do Furo 101, com algumas variações químicas ocorridas durante a alteração. As Tabelas 1 e 2 apresentam resultados de análises químicas em rocha total de um lote maior de amostras analisadas (para relação completa vide Fonseca, 1993). Fica evidente a maior concentração de Au, S, perda ao fogo (P.F.) e K₂O nos estágios mais avançados da alteração do Xisto Pelítico, e correspondente depleção de CaO, Na₂O e MgO. Observa-se, ainda, que os conteúdos de FeO, Fe₂O₃, P.F., MgO, S e Au são inferiores no XQF, ao contrário de CaO, SiO₂ e Na₂O.

Cálculos de balanço químico de massa, baseados em Gresens (1967), foram feitos por Fonseca (1993), para avaliar de forma mais adequada as modificações sofridas pelas rochas nos diversos estágios da alteração. Esse estudo utilizou como protólito a média de 12 amostras do estágio inicial de

alteração do Xisto Pelítico e 3 amostras Xisto Quartzofeldspático (RMB-8, F101/157,5 m e F82/78,1 m). Em função da heterogeneidade do protólito do Xisto Pelítico, foram calculados os desvios padrões para cada elemento, com relação à média do protólito, para atenuar os erros de interpretação nas perdas e ganhos. Nas Tabelas 3 e 4, estão representadas as perdas e ganhos de todos os componentes (ΔX_i), bem como as mudanças de volumes expressas como fator de volume (K_V), que iria resultar se cada um dos componentes tivesse tido um comportamento imóvel durante a alteração.

Os K_V obtidos pelo Al₂O₃, TiO₂, Zr e Y produziram os valores mais semelhantes entre si na maioria das amostras do XPE, ao passo que, para o XQF, há uma repetitividade dos 3 primeiros. Para o XPE, foi determinado um K_V médio de $1,005 \pm 0,061$ e, para o XQF, de $1,003 \pm 0,035$. Esses valores mostram um aparente aumento de volume de 0,5% e 0,3%, respectivamente, que, entretanto, por estar dentro do desvio padrão, indica que a alteração é efetivamente isovolumétrica.

A tendência geral de perdas e ganhos em ambos os tipos litológicos, com o aumento da intensidade da alteração, pode ser assim resumida: (a) adição de SiO₂, K₂O, S, P.F., Rb, Ba, Pb, As e Au; (b) remoção de CaO, Na₂O, MgO, Sr e V; (c) Al₂O₃, TiO₂, MnO, FeO, Fe₂O₃, Zr, Y, e Cu parecem ter um comportamento relativamente estável durante a alteração, exibindo algumas pequenas variações que podem ser atribuídas a características originais do protólito. Investigações no comportamento de elementos de terras raras (ETR)

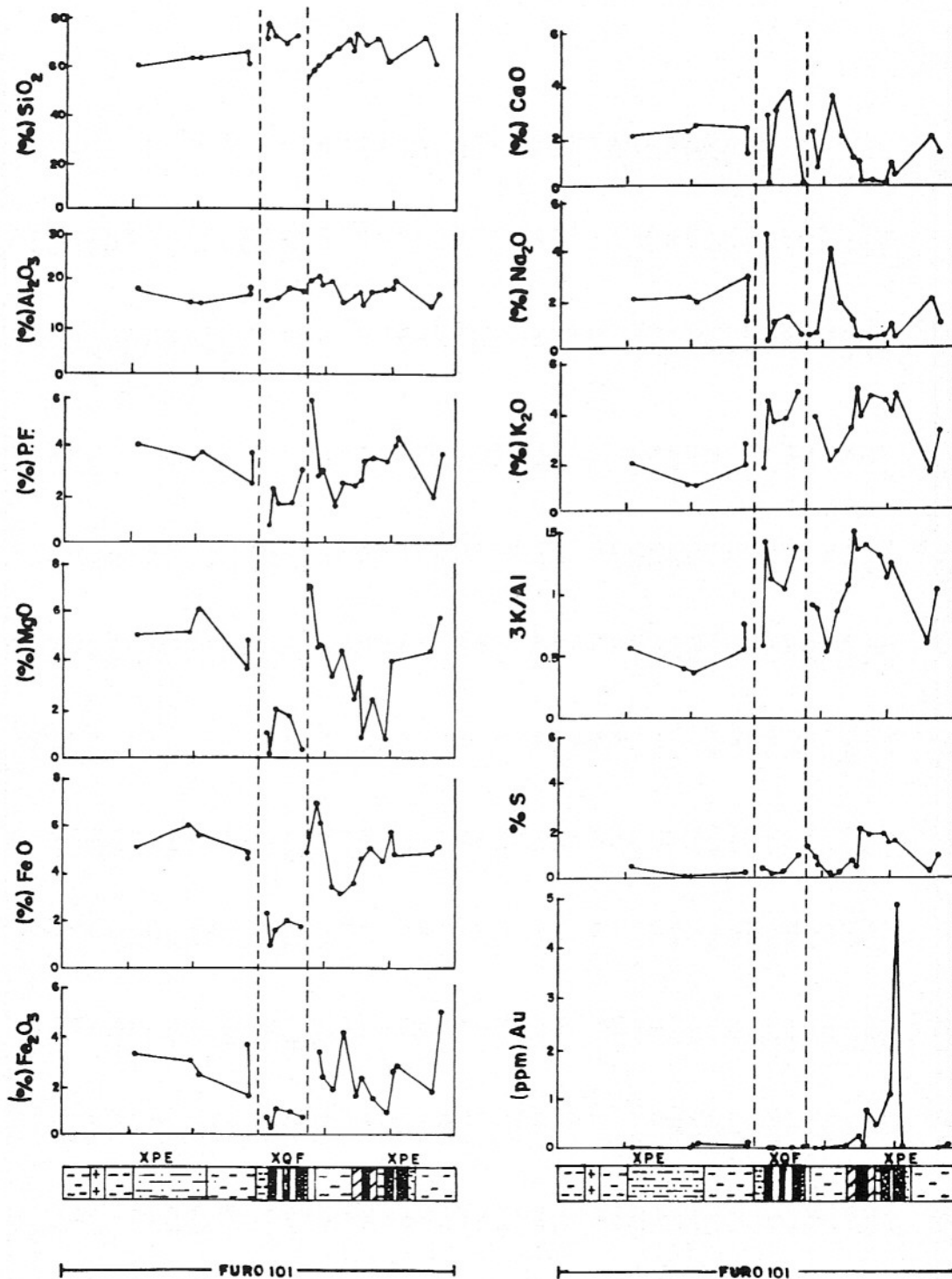


Figura 2 - Comportamento geoquímico dos tipos mais ou menos alterados do xisto quartzofeldspático (XQF) e xisto pelítico (XPE). quartzo-biotita xisto; milonito clorítico; milonito moscovítico; quartzo-moscovita xisto; flogopita-quartzo-plagioclásio xisto; quartzo-plagioclásio-moscovita-milonito; dique granítico.

indicam que há pouca modificação nos seus padrões ao longo da alteração. Os elementos

de terras raras pesadas (ETRP) mantêm-se estáveis em ambos os tipos litológicos, sendo ob-

servada alguma mobilidade nos elementos de terras raras leves (ETRL), que, manifestam ligei-

Tabela 1 - Composição química de xistos pelíticos.

Amostra	F.101/ 165,5m	F.82/ 111m	F.82/ 97,3m	F.101/ 97,4m	F.101/ 104,5m	F.101/ 54,8m	F.101/ 223,6m	F.101/ 227,4m	F.101/ 237,2m	F.101/ 229,47 m	F27/24	F.101/ 255,3m
Estágio de alteração(*)	1	1	1	2	2	2	3	3	3	4	4	4
SiO ₂	63,80	65,60	51,70	61,40	61,30	58,20	67,80	63,90	64,90	70,40	63,90	58,70
TiO ₂	0,72	0,63	0,83	0,72	0,65	0,76	0,61	0,56	0,59	0,64	0,70	0,77
Al ₂ O ₃	14,40	13,70	21,10	14,30	14,00	16,90	15,50	16,00	16,20	13,50	16,20	18,30
Fe ₂ O ₃	2,10	2,40	4,50	3,00	2,50	3,30	1,50	2,40	1,40	2,10	3,60	2,80
FeO	5,40	5,25	7,50	6,00	5,63	5,10	3,60	4,13	5,00	4,50	3,00	4,70
MnO	0,15	0,14	0,21	0,15	0,17	0,10	0,11	0,12	0,05	0,02	0,12	0,14
MgO	4,20	3,60	5,40	5,00	6,10	4,90	2,30	3,30	2,40	0,76	3,30	3,90
CaO	2,20	2,00	0,71	2,20	2,40	2,00	1,10	1,00	0,28	0,19	0,17	0,43
Na ₂ O	1,70	2,50	0,63	2,10	1,90	2,00	1,20	0,47	0,37	0,43	0,37	0,48
K ₂ O	3,00	2,50	4,60	1,20	1,10	2,00	3,50	5,00	4,70	3,80	4,00	4,80
P ₂ O ₅	0,07	0,05	0,14	0,12	0,13	0,07	0,07	0,13	0,12	0,10	0,06	0,10
S	0,43	0,25	0,44	0,07	0,13	0,49	0,83	0,55	1,90	2,10	0,67	1,70
P.F.	1,63	1,23	2,23	3,36	3,60	3,95	2,23	2,51	3,39	3,9	4,28	4,21
total	99,80	99,85	99,99	99,62	99,61	99,77	100,35	100,07	101,30	101,73	100,37	101,03
B (ppm)	630	90	240	130	12	40	17	88	13	210	146	26
Cl	55	74	190	55	32	140	61	87	42	22	51	35
Sc	36	--	--	--	44	41	18	--	13	--	--	20
V	225	150	270	210	230	230	158	130	122	140	220	166
Cr	580	533	581	643	581	630	420	294	320	431	561	460
Co	43	--	--	--	12	44	26	--	24	--	--	36
Ni	200	172	235	267	290	270	140	110	130	117	157	150
Cu	65	69	110	53	46	94	76	57	90	133	72	140
Zn	98	70	49	91	91	76	158	232	102	105	435	178
As	400	91	4	87	--	16	3735	322	700	7466	217	5143
Rb	90	90	160	50	45	75	84	170	140	91	110	130
Sr	170	130	75	140	150	170	96	99	55	47	36	70
Y	32	27	32	28	33	31	38	41	34	27	26	34
Zr	180	180	140	150	120	130	150	180	150	170	130	140
Nb	14	9	15	15	8	--	16	11	14	14	8	14
Ba	480	320	700	170	190	440	430	400	450	330	400	530
La	28,43	27,35	40,26	19,61	20,52	--	37,01	31,32	--	24,86	31,07	--
Ce	61,90	55,56	79,71	43,03	46,64	--	72,90	66,13	--	52,08	61,12	--
Nd	24,69	22,21	33,07	18,75	18,67	--	31,23	28,07	--	21,17	25,22	--
Sm	4,92	4,28	6,36	3,78	4,00	--	6,04	5,27	--	4,24	4,84	--
Eu	0,96	0,91	0,91	0,96	0,96	--	1,21	1,12	--	0,88	0,89	--
Gd	4,22	3,51	5,25	3,35	3,62	--	4,94	4,33	--	3,74	3,99	--
Dy	4,27	3,33	5,08	3,56	4,35	--	4,85	4,30	--	3,67	3,68	--
Ho	0,90	0,71	1,07	0,76	0,92	--	0,99	0,87	--	0,77	0,75	--
Er	2,63	2,14	3,14	2,28	2,74	--	2,76	2,39	--	2,24	2,11	--
Yb	2,67	2,09	3,00	2,23	2,61	--	2,58	2,13	--	2,23	1,96	--
Lu	0,43	0,26	0,38	0,29	0,36	--	0,41	0,27	--	0,29	0,25	--
Au	0,10	0,60	0,10	nd	0,10	nd	0,25	0,05	0,45	0,75	0,80	nd
Pb	16	18	16	14	16	22	60	36	17	30	12	21
Fe ³⁺ /Fe ^t	0,26	0,29	0,35	0,31	0,29	0,37	0,27	0,34	0,20	0,30	0,52	0,35
Den. (g.cm ⁻³)	2,78	2,77	2,89	2,73	2,67	2,80	2,76	2,78	2,78	2,79	2,71	2,79
3K/Al	0,98	0,86	1,03	0,39	0,37	0,56	1,06	1,47	1,36	1,33	1,16	1,23

$$\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^t = \text{Fe}_2\text{O}_3 / [\text{Fe}_2\text{O}_3 + (\text{FeO} \times 1.11)]$$

nd = não detectado

-- = não analisado

(*) : Estágios de alteração hidrotermal: (1) estágio inicial, (2) estágio intermediário clorítico, (3) estágio intermediário moscovítico e (4) estágio avançado (QMX)

**Tabela 2 - Composição química de xistos quartzofeldspáticos.**

Amostra	RMB-8	XQF 2	XQF B	XQF D	F.101/ 157,5m	F.82/ 78,1m	F.101/ 173,5m	F.101/ 163m	F.82/ 65,6m	F.82/ 62,6m	F.82/ 148,6m	F.101/ 254,1m	F.101/ 159,5m
Estágio de alteração(*)	1	1	1	1	1	1	2	2	2	2	3	3	3
SiO ₂	68,0	69,4	69,5	68,1	70,40	69,00	67,10	70,10	70,30	74,80	74,70	73,70	75,60
TiO ₂	0,44	0,46	0,44	0,42	0,41	0,44	0,49	0,42	0,44	0,44	0,41	0,27	0,40
Al ₂ O ₃	16,00	15,3	15,5	15,2	14,80	15,60	17,10	15,20	15,30	15,60	14,40	15,50	15,00
Fe ₂ O ₃	2,10	1,7	1,7	0,71	0,70	0,81	0,98	1,10	0,93	1,50	0,94	nd	0,26
FeO	0,80	1,6	0,99	3,3	2,25	2,33	2,00	1,58	1,50	0,45	1,13	2,30	0,85
MnO	0,03	0,13	0,06	0,04	0,04	0,04	0,06	0,06	0,04	0,01	0,01	nd	nd
MgO	1,20	1,4	1,6	1,0	1,10	1,50	1,70	2,00	1,60	0,44	0,50	0,31	0,31
CaO	2,90	2,9	3,1	2,4	2,80	3,50	3,70	2,90	2,70	0,20	0,35	0,05	0,21
Na ₂ O	3,90	3,5	3,4	4,0	4,60	4,80	1,30	1,10	3,10	0,25	0,15	0,44	0,32
K ₂ O	2,00	2,0	2,0	2,4	1,90	1,10	3,80	3,60	2,20	4,60	4,60	4,50	4,50
P ₂ O ₅	0,11	0,12	0,11	0,11	0,10	0,10	0,12	0,15	0,11	0,14	0,13	nd	0,10
S	nd	0,31	0,29	0,85	0,35	0,35	0,28	0,19	0,30	0,73	0,47	0,81	0,31
P.F.	1,69	1,09	1,31	1,17	0,67	0,56	1,49	1,53	1,52	1,45	2,52	2,58	2,24
Total	99,87	99,91	100,00	99,70	100,12	100,13	100,12	99,93	100,04	100,61	100,31	100,46	100,10
B (ppm)	nd	--	--	--	14	nd	nd	nd	10	nd	13	10	15
Cl	24	nd	20	nd	45	40	26	nd	55	nd	23	nd	nd
Sc	6	nd	nd	13	--	--	10	--	--	--	--	5	nd
V	65	44	37	37	42	48	134	34	36	35	35	18	19
Cr	110	62	34	27	157	185	160	198	198	177	164	150	170
Co	--	12	12	14	--	--	13	--	--	--	--	nd	7
Ni	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	25
Cu	5	14	84	22	27	46	7	5	11	15	19	45	15
Zn	68	--	--	--	40	77	64	63	52	12	1312	53	21
As	nd	--	--	--	nd	--	456	--	105	3149	8400	504	3439
Rb	52	67	69	62	60	43	110	110	74	100	90	140	100
Sr	440	304	246	227	290	440	220	190	250	41	20	39	52
Y	9	nd	nd	nd	5	10	11	7	11	9	17	11	nd
Zr	170	183	171	175	200	220	180	200	210	190	180	180	180
Nb	nd	--	--	--	nd	nd	nd	nd	nd	nd	8	nd	nd
Ba	760	589	541	691	480	520	720	700	600	720	680	540	710
La	--	47,19	42,42	49,03	31,92	--	--	--	3,53	29,21	37,29	28,40	40,75
Ce	--	96,08	83,68	96,57	65,84	--	--	--	67,89	59,20	76,67	49,94	79,47
Nd	--	34,44	2,66	29,84	22,03	--	--	--	23,50	20,60	25,50	16,40	25,88
Sm	--	5,44	3,72	3,99	2,94	--	--	--	3,15	3,01	3,46	2,66	3,75
Eu	--	1,21	0,91	0,87	0,66	--	--	--	0,78	0,61	0,58	0,69	0,84
Gd	--	3,79	2,33	2,38	1,71	--	--	--	1,83	1,75	1,78	1,64	1,96
Dy	--	3,03	1,40	1,31	0,99	--	--	--	0,99	0,99	1,14	0,91	1,21
Ho	--	0,61	0,27	0,26	0,19	--	--	--	0,19	0,19	0,23	0,17	0,24
Er	--	1,60	0,67	0,66	0,49	--	--	--	0,53	0,49	0,61	0,40	0,64
Yb	--	1,24	0,46	0,41	0,36	--	--	--	0,36	0,38	0,44	0,37	0,45
Lu	--	0,17	0,07	0,06	0,06	--	--	--	0,06	0,06	0,07	0,07	0,08
Au	nd	--	--	--	0,05	--	nd	--	0,10	0,05	35,50	0,90	nd
Pb	12	18	15	18	7	13	23	19	8	144	15	14	14
Fe ³⁺ /Fe ^t	0,70	0,70	0,49	0,61	0,22	0,24	0,31	0,39	0,36	0,75	0,43	0	0
Den. (g.cm ⁻³)	2,63				2,73	2,69	2,69	2,71	2,57	2,57	2,77	2,73	2,73
3K/Al	0,59	0,61	0,61	0,71	0,60	0,33	1,05	1,11	0,68	1,39	1,50	1,37	1,41

Fe³⁺/Fe^t = Fe₂O₃/[Fe₂O₃ + (FeO x 1,11)]

nd = não detectado

-- = não analisado

(*): Estágios de alteração hidrotermal: (1) estágio inicial, (2) estágio intermediário e (3) estágio avançado.

Tabela 3 - Variações químicas (perdas e ganhos) nos xistos pelíticos com o aumento da intensidade de alteração no Furo 101.

	Protólito (média e desvio padrão)	104,5m	97,4m	54,8m	189,6m	223m	252,6m	255,3m	246,8m	229,4m	237,2m	227,4m
SiO ₂	61,38 ± 4,65 (%)	+3,07	+2,67	-2,70	-8,12	+6,42	-2,52	-5,94	+0,98	+14,59	+5,18	-2,55
TiO ₂	0,69 ± 0,08	-0,01	+0,06	+0,07	-0,06	-0,08	+0,01	+0,04	+0,02	-0,00	-0,09	-0,18
Al ₂ O ₃	15,96 ± 2,85	-1,24	-1,04	+1,08	+3,44	+0,46	+0,55	+1,33	+0,69	-1,39	+0,66	-1,23
Fe ₂ O ₃	2,86 ± 1,14	-0,23	+0,27	+0,46	+0,73	-1,36	-0,40	-0,21	-2,11	-0,59	-1,42	-0,65
FeO	5,26 ± 1,22	+0,66	+1,00	-0,12	-0,13	-1,66	+0,34	-0,82	-1,21	-0,40	-0,13	-1,46
MnO	0,14 ± 0,04	+0,04	+0,02	-0,04	+0,03	-0,03	+0,03	-0,00	-0,13	-0,11	-0,09	-0,03
MgO	4,36 ± 0,67	+2,05	+0,86	+0,58	+2,72	-2,06	-0,62	-0,68	-3,74	-3,54	-1,90	-1,32
CaO	1,78 ± 0,72	+0,74	+0,51	+0,23	+0,48	-0,68	-0,93	-1,38	-1,63	-1,58	-1,50	-0,86
Na ₂ O	1,78 ± 0,93	+0,22	+0,41	+0,24	-1,23	-0,58	-0,82	-1,33	-1,34	-1,32	-1,40	-1,35
K ₂ O	2,86 ± 0,81	-1,70	-1,61	-0,84	+1,04	+0,64	+1,07	+1,68	-1,28	+1,25	+1,96	+1,75
P ₂ O ₅	0,09 ± 0,02	+0,05	+0,03	-0,02	+0,08	-0,02	-0,01	+0,00	-0,02	+0,02	+0,03	+0,03
S	0,44 ± 0,28	-0,30	+0,37	+0,05	+0,89	+0,39	+1,03	+1,16	+1,31	+1,83	+1,51	+0,07
P.F.	2,30 ± 0,72	+1,48	+1,20	+1,68	+3,55	-0,07	+1,40	+1,67	+0,65	+1,14	+1,18	+0,01
Fet	6,09 ± 1,33	+0,35	+0,96	+0,23	+0,42	-2,24	-0,07	-0,79	-2,42	-0,73	-1,09	-1,59
Fe ³⁺ /Fe ^t	0,32 ± 0,09	-0,02	0,01	+0,05	+0,08	-0,05	-0,05	+0,01	-0,19	+0,00	-0,12	-0,01
B	104 ± 90 (ppm)	-91,39	+31,62	-63,67	-91,69	-86,99	-84,34	-79,44	+15,57	+122,60	-90,66	-22,98
Sc	24 ± 7	+22,23	-	+17,34	+0,63	-5,99	+3,52	+5,11	-9,28	-	-10,67	-
V	199 ± 44	+42,68	+20,08	+32,92	-22,49	-40,99	+17,20	-42,22	-62,88	-47,94	-73,87	-79,31
Cr	516 ± 47	-	-	+119,26	-33,69	-	-54,11	-81,55	-65,32	-	-187,78	-
Co	38 ± 8	-25,39	-	+6,37	+11,26	-11,99	+0,33	-4,00	-19,61	-	-13,38	-
Ni	203 ± 37	-	-	+69,25	+63,81	-	-35,93	-61,33	-83,43	-	-69,66	-
Cu	77 ± 32	-28,66	-21,71	+17,79	+68,72	-1,00	+21,27	+55,23	+5,78	+66,51	+15,31	-24,52
Zn	79 ± 39	+16,62	+15,94	-2,37	+130,35	+79,00	+36,93	+89,12	-34,85	+34,30	+25,62	+134,60
Rb	99 ± 25	-51,71	-46,84	-23,37	+13,88	-15,00	+28,76	+23,78	+2,17	-0,81	+44,60	+57,52
Sr	134 ± 57	+23,62	+12,05	+37,42	-44,72	-38,00	-65,21	-67,89	-70,54	-83,29	-77,59	-42,85
Y	31 ± 5	+3,67	-1,79	+0,26	-2,27	+7,00	+2,41	+1,11	+2,11	-1,87	+3,87	+6,75
Zr	152 ± 13	-25,90	+4,49	-20,92	-28,86	-2,00	-14,42	-19,78	-4,84	+31,44	+1,85	+13,73
Nb	12 ± 2	-3,59	+3,65	-12,00	-12,00	+4,00	+1,76	+1,22	-0,96	+3,11	+2,36	-1,87
Ba	400 ± 132	-00,35	-222,65	+43,67	+236,24	+30,00	+120,85	+100,57	-13,70	-43,92	+61,56	-31,72
Au	0,12 ± 0,18	+0,01	-0,10	-0,10	-	+0,15	+4,62	-0,10	+0,91	+0,71	+0,36	-0,05
Pb	17 ± 3	-0,19	-2,40	+5,18	+14,81	+43,00	+8,55	+2,84	-3,20	+15,37	+0,44	-16,15
La	30,46 ± 5,12	-8,89	-10,00	-	-	+6,55	-	-	-	-3,64	-	-1,63
Ce	62,67 ± 8,87	-13,66	-17,78	-	-	+10,23	-	-	-	-6,47	-	-1,79
Nd	25,96 ± 3,77	-6,34	-6,39	-	-	+5,27	-	-	-	-3,12	-	-0,11
Sm	5,20 ± 0,74	-0,99	-1,25	-	-	+0,84	-	-	-	-0,63	-	-0,35
Eu	0,98 ± 0,15	+0,03	+0,02	-	-	+0,23	-	-	-	-0,03	-	+0,06
Gd	4,34 ± 0,75	-0,54	-0,84	-	-	+0,60	-	-	-	-0,30	-	-0,36
Dy	4,26 ± 1,22	+0,31	-0,54	-	-	+0,60	-	-	-	-0,30	-	-0,30
Ho	0,89 ± 0,26	+0,08	-0,10	-	-	+0,10	-	-	-	-0,06	-	-0,09
Er	2,58 ± 0,79	+0,29	-0,20	-	-	+0,19	-	-	-	-0,02	-	-0,38
Yb	2,49 ± 0,83	+0,26	-0,16	-	-	+0,09	-	-	-	-0,04	-	-0,53
Lu	0,34 ± 0,12	+0,03	-0,04	-	-	+0,07	-	-	-	-0,03	-	-0,09
K _v	-	1,098	1,069	1,005	1,024	1,011	0,976	0,947	0,874	1,082	1,029	0,925
Den. (g.cm ⁻³)	2,792	2,672	2,726	2,802	2,798	2,763	2,812	2,786	2,939	2,785	2,783	2,779
3K/Al	0,847 ± 0,19	0,370	0,395	0,557	0,946	1,063	1,120	1,234	1,276	1,325	1,365	1,471

Os ganhos e perdas dos elementos maiores são expressos em g/100g de rocha original, enquanto os elementos traços são expressos em mg/100g

As amostras estão ordenadas de acordo com o aumento da razão 3K/Al (ver texto)

A composição do protólito é a média de 12 amostras do estágio inicial de alteração

Amostras sem resultado para certos elementos não foram analisados

K_v = fator de volume



Tabela 4 - Variações químicas (perdas e ganhos) nos xistos quartzofeldspáticos com o aumento de intensidade da alteração hidrotermal.

Protólito	F. 82/ 65,6m	F. 101/ 173,5m	F. 101/ 163,6m	F. 101/ 254,14m	F. 101/ 183,07m	F. 82/ 62,68m	F. 101/ 159,5m	F. 82/ 148,6m	
média e desvio padrão									
SiO ₂	69,37 ± 0,74 (%)	-0,93	-5,15	+1,20	+7,54	-2,85	+5,44	+11,15	+10,62
TiO ₂	0,43 ± 0,01	-0,00	+0,03	-0,01	-0,15	-0,02	+0,01	-0,00	+0,01
Al ₂ O ₃	15,47 ± 0,50	-0,57	+0,90	-0,16	+0,71	+0,38	+0,13	+0,51	-0,05
Fe ₂ O ₃	1,20 ± 0,64	-0,29	-0,27	-0,10	-1,20	-0,54	+0,30	-0,93	-0,20
FeO	1,79 ± 0,70	-0,33	+0,12	-0,20	+0,61	-0,09	-1,34	-0,89	-0,58
MnO	0,04 ± 0,01	+0,00	+0,02	+0,02	-0,04	-0,03	-0,03	-0,04	-0,03
MgO	1,27 ± 0,17	+0,29	+0,36	+0,75	-0,94	-0,87	-0,83	-0,94	-0,73
CaO	3,07 ± 0,31	-0,44	+0,47	-0,15	-3,02	-2,85	-2,87	-2,84	-2,69
Na ₂ O	4,43 ± 0,39	-1,42	-3,19	-3,33	-3,97	-3,81	-4,18	-4,09	-4,27
K ₂ O	1,67 ± 0,40	+0,48	+1,97	+1,96	+3,03	+2,96	+2,93	+3,13	+3,26
P ₂ O ₅	0,10 ± 0,05	+0,00	+0,01	+0,05	-0,10	+0,00	+0,04	+0,00	+0,04
S	0,23 ± 0,17	+0,06	+0,04	-0,04	+0,61	+0,67	+0,50	+0,10	-0,27
P.F.	0,97 ± 0,51	+0,51	+0,45	+0,57	+1,72	+1,77	+0,48	+1,41	+1,73
Fe ^t	2,24 ± 0,12	-0,46	-0,09	-0,22	-0,34	-0,45	-0,84	-1,34	-0,59
Fe ³⁺ /Fe ^t	0,39 ± 0,22	-0,04	-0,09	+0,00	-3,88	-0,14	+0,36	-0,15	+0,07
B	5 ± 7 (ppm)	+5,07	-4,67	-4,67	+5,77	-4,67	-4,67	+11,31	+9,25
Sc	6 (*)	-	+3,57	-36,00	-0,78	-	-	-	-
V	52 ± 10	-16,62	+76,58	-17,44	-32,89	-10,15	-16,67	-31,43	-14,19
Cr	110 (*)	-	+43,13	-	+46,52	+22,10	-	+71,10	-
Cu	26 ± 17	-15,29	-19,30	-20,97	+20,96	+19,29	-10,99	-10,03	-5,66
Zn	62 ± 16	-11,05	-0,42	+1,76	-6,37	-21,10	-49,70	-39,30	+1.343,18
Rb	52 ± 7	+20,37	+53,61	+59,08	+94,42	+52,12	+48,39	+54,83	+44,70
Sr	390 ± 71	-146,62	-179,44	-198,70	-349,31	-344,71	-348,99	-334,62	-368,58
Y	8 ± 2	+2,71	+2,53	-0,95	+3,48	+3,32	+1,00	-8,00	+10,20
Zr	197 ± 21	+8,45	-23,73	+5,36	-8,18	+2,15	-5,98	-4,30	-3,26
Ba	587 ± 124	-2,56	+102,39	+118,06	-23,23	+319,14	+133,36	+169,47	+141,43
Pb	11 ± 3	-0,96	+11,35	+8,46	+4,98	+10,09	-2,67	+4,24	+143,50
La	31,92 (*)	+ ,71	-	-	-2,27	+15,22	-2,71	+11,48	+8,01
Ce	65,84 (*)	+0,29	-	-	-13,69	+20,00	-6,64	+18,80	+16,26
Nd	22,03 (*)	+0,85	-	-	-4,92	+7,50	-1,43	+5,53	+5,28
Sm	2,94 (*)	+0,13	-	-	-0,16	+1,20	+0,07	+1,07	+0,77
Eu	0,66 (*)	+0,12	-	-	+0,05	-0,05	-0,05	+0,23	-0,03
Gd	1,71 (*)	+0,08	-	-	+0,00	+0,81	+0,03	+0,38	+0,20
Dy	0,99 (*)	-0,02	-	-	-0,04	-0,85	+0,00	+0,30	+0,24
Ho	0,19 (*)	+0,00	-	-	-0,01	+0,11	+0,00	+0,07	+0,05
Er	0,49 (*)	+0,02	-	-	-0,08	+0,49	+0,00	+0,19	+0,16
Yb	0,36 (*)	-0,02	-	-	+0,03	+0,68	+0,02	+0,11	+0,11
Lu	0,06 (*)	-0,00	-	-	+0,00	+0,14	+0,00	+0,02	+0,01
K _v		1,014	0,953	0,995	1,025	0,943	1,042	1,045	1,035
Den. (g.cm ⁻³)	2,68	2,57	2,69	2,68	2,73	2,68	2,57	2,73	2,78
3K/Al	0,508 ± 0,13	0,677	1,046	1,114	1,366	1,372	1,388	1,412	1,503

Os ganhos e perdas dos elementos maiores são expressos em g/100g de rocha original, enquanto os elementos traços são expressos em mg/100g

As amostras estão ordenadas de acordo com o aumento da razão de 3K/Al (ver texto)

A composição do protólito é a média de 3 amostras do estágio inicial de alteração

(*) = Análises em apenas uma amostra

Amostras sem resultados para certos elementos significa que não foram analisados

K_v = fator de volume

ro aumento no XQF e remoção no milonito clorítico.

Nas Figuras 3a e 3b estão representadas as tendências gerais de perdas e ganhos de alguns elementos maiores, ao longo do perfil de alteração, em ambos os tipos litológicos. Esse perfil é evidenciado pelo parâmetro $3K/Al$, que reflete a adição de potássio, com formação de moscovita, à medida que a alteração evolui. A disposição dos pontos de SiO_2 indica grande variabilidade, cuja tendência positiva é mais acentuada no Xisto Quartzofeldspático. CaO e Na_2O mostram tendência de remoção durante a alteração, com exceção das rochas do estágio intermediário, onde o plagioclásio é constituinte essencial, além de epidoto em quantidades subordinadas. O K_2O , em geral, é incorporado gradativamente pela rocha, relacionado ao aumento nos percentuais de moscovita. Nas rochas cloríticas, no entanto, registram-se valores negativos. Ba e Rb mostram tendências similares às de K_2O e o Sr comporta-se como o CaO . Com relação ao MgO , o que se observa no perfil de alteração do XQF é um aumento no estágio intermediário e remoção no estágio avançado. Em parte, isso ocorre devido ao conteúdo desse elemento na mica de alteração do plagioclásio, à pequena proporção de clorita proveniente de biotita e, ainda, a possíveis mudanças nos conteúdos de Fe e Mg na biotita. No XPE, o MgO tende a ser removido com o crescente da alteração, exibindo valores positivos somente nos milonitos cloríticos. $P.F.$, em geral, aumenta. Au e S têm comportamento similar, com valores oscilantes, porém mostrando tendência positiva ao longo do perfil de alteração.

Pelas Tabelas 3 e 4, ob-

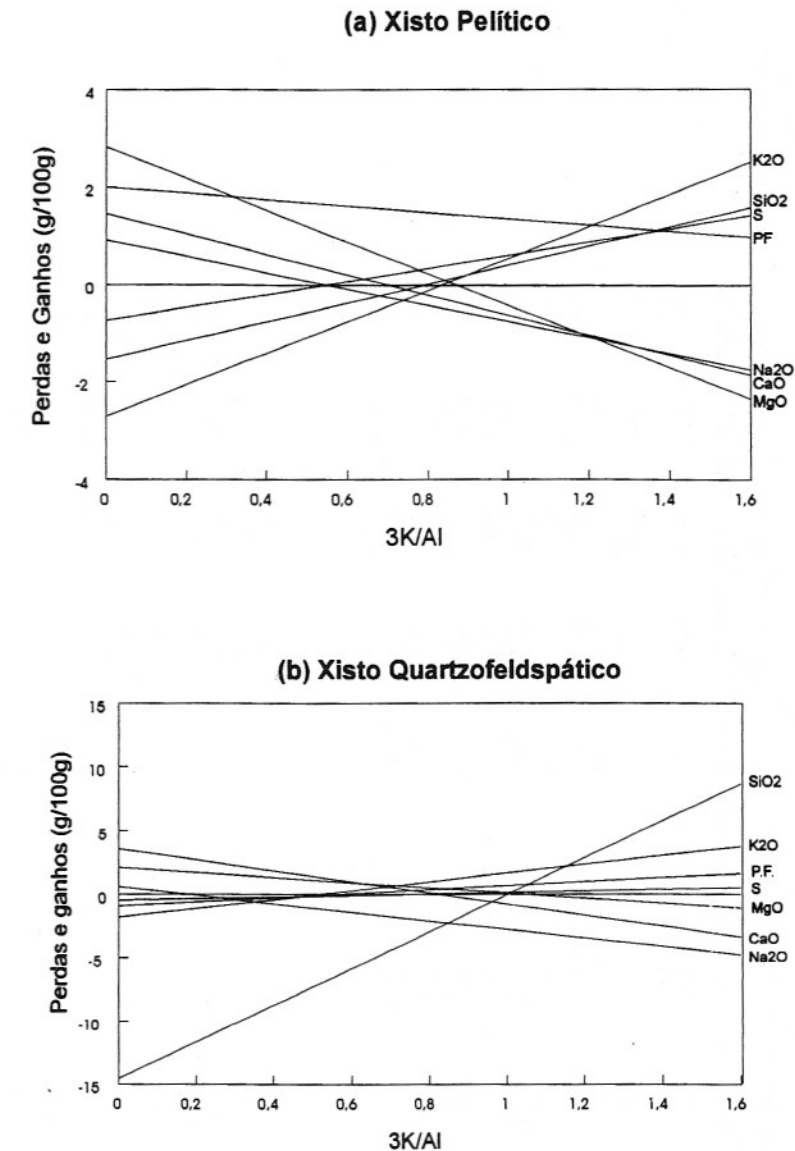


Figura 3 - Tendência geral de perdas e ganhos de alguns elementos maiores do XPE e XQF, em função do aumento de intensidade da alteração, indicada pelo aumento de $3K/Al$.

serva-se que TiO_2 , Al_2O_3 , Fe^{3+}/Fe^t , FeO e Fe_2O_3 parecem ter comportamento relativamente estável durante a alteração, apresentando algumas variações que podem ser atribuídas a características originais do protólito, já que os valores de perdas e ganhos estão dentro dos desvios padrões. Com relação aos elementos traço, em ambos os tipos litológicos, observa-se depleção de Sr e V ,

aumento de Rb , Ba , Pb e As e comportamento relativamente estável de Zr , $ETRP$ e Cu .

Alguns elementos comportam-se de maneira distinta no XPE e XQF. Ressalta-se diminuição de Zn no XQF e seu aumento no XPE; aumento de Cr no XQF e diminuição no XPE; adição de B , $ETRL$ e Y no XQF, enquanto no XPE são mais ou menos estáveis. Apesar do conteúdo em B do XPE

alterado não mostrar modificações marcantes, acredita-se que houve acréscimo desse elemento, relacionado a porções da rocha enriquecidas em turmalina, que ocorre, ainda, comumente sob a forma de veios. Ni e Nb sofrem diminuição nas rochas mais alteradas do XPE, não sendo possível verificar seu comportamento no XQF, em função de valores muito próximos ou abaixo dos limites de detecção (Ni < 20 ppm e Nb < 8 ppm).

Venulações e veios de quartzo, aparentemente de várias gerações, ocorrem, tanto nas rochas do estágio intermediário e avançado, como no estágio inicial, embora estejam mais comumente associados aos QMX. De fato, a maioria das reações mineralógicas envolvem liberação de SiO₂. Apesar disso, em algumas amostras do estágio avançado não há aumento na concentração desse óxido em relação ao protólito (Tabelas 3 e 4). SiO₂ parece ter

sido fixado como quartzo nesses veios, que, entretanto, não foram incluídos na amostragem.

Considerações sobre a história pré-metamórfica

A investigação do comportamento de ETR durante a alteração hidrotermal indica que há pouca modificação nos seus padrões, permitindo usá-los no estudo do protólito pré-metamórfico. Além de ETR, foram também consideradas a abundância e relações mútuas de elementos menos móveis, tais como Ti, Zr e Y, e de alguns elementos maiores. Embora amostras de rocha menos alteradas hidrotermalmente estejam algo modificadas quimicamente, seus dados geoquímicos foram utilizados na confecção de diagramas binários, ternários e *spidergrams*. Esses estudos visam mostrar tendências composicionais e estimar

os ambientes geodinâmicos.

Xisto Pelítico

Os padrões de ETR do quartzo-biotita xisto (XPE) e seus produtos de alteração, normalizados para condritos segundo Evensen et al. (1978), mostram características similares àquelas apontadas por McLennan (1989) para a maioria das rochas sedimentares pós-arqueanas. Salienta-se (a) anomalia negativa de Eu, com valores de Eu/Eu* variando de 0,47 a 0,81; (b) relação La/Yb_n entre 5-10, indicando padrão uniforme, e (c) padrões de ETRP horizontalizados, com Gd/Yb_n nos limites de 1-2 (Tabela 5). Os padrões de ETR dessas rochas, quando comparados àqueles de folhelhos pós-arqueanos da Austrália (PAAS) e folhelhos compostos norteamericanos (NASC), demonstram grande similaridade (Fig. 4), vindo reforçar a hipótese de

Tabela 5 - Relações entre alguns elementos de terras raras de xistos pelíticos (XPE) e xistos quartzofeldspáticos (XQF).

Parâmetros	(La / Lu) _n	(La / Yb) _n	(La / Sm) _n	(Gd / Yb) _n	Eu _n / Eu*	Total ETR	(ETRL) _n	(ETRP) _n
Amostras								
F.101/165,5m (1)	6,84	7,17	3,64	1,27	0,63	136,02	297,31	102,40
F.82/111m (1)	10,67	8,85	4,05	1,36	0,69	122,36	273,60	78,85
F.82/97,33m (1)	11,03	9,05	3,98	1,41	0,69	178,20	400,65	116,60
F.101/142,9m (1)	6,69	5,81	3,36	1,18	0,47	143,39	310,88	132,85
X F.82/97,47m (2)	6,97	5,93	3,26	1,21	0,81	98,60	211,76	82,60
P F.101/104,5m (2)	5,97	5,31	3,23	1,12	0,76	104,85	222,39	97,41
E F.101/223,64m (3)	6,69	9,68	3,36	1,55	0,47	143,39	370,75	109,10
F.101/227,43m (3)	12,18	9,93	3,74	1,64	0,70	146,20	325,18	91,21
F.101/229,47m (4)	14,15	7,53	3,69	1,34	0,66	116,20	255,47	84,74
F.27/24 (4)	12,65	10,68	4,04	1,64	0,61	135,00	307,48	81,94
X F.101/157,5m (1)	53,44	59,35	6,84	3,81	0,83	127,20	299,28	23,25
X F.82/65,6m (2)	56,14	63,22	6,70	4,14	0,93	132,80	313,57	24,14
Q F.82/62,68m (2)	52,28	52,02	6,11	3,73	0,75	116,50	275,26	23,38
F F.82/148,6m (3)	58,65	56,82	6,79	3,26	0,65	147,80	348,91	26,16
F.101/254,14 (3)	44,00	51,54	6,72	3,57	0,93	101,65	246,28	21,94
F.101/159,5m (3)	56,40	61,68	6,83	3,55	0,85	155,26	370,19	28,08
NASC (*)	6,77	6,98	3,53	1,36	0,70	173,00	322,18	125,04
PAAS	9,00	9,15	4,33	1,34	0,65	184,80	388,50	110,23

n: normalizados para condritos, segundo Evensen et al. (1978).

*: Os valores referentes ao NASC (North American Shale Composite) e PAAS (Post. Archæan Australian Average Shale) são extraídos de McLennan (1989).

(1), (2), (3) ou (4): Os números representam os estágios de alteração hidrotermal, identificados nas Tabelas 1 e 2.

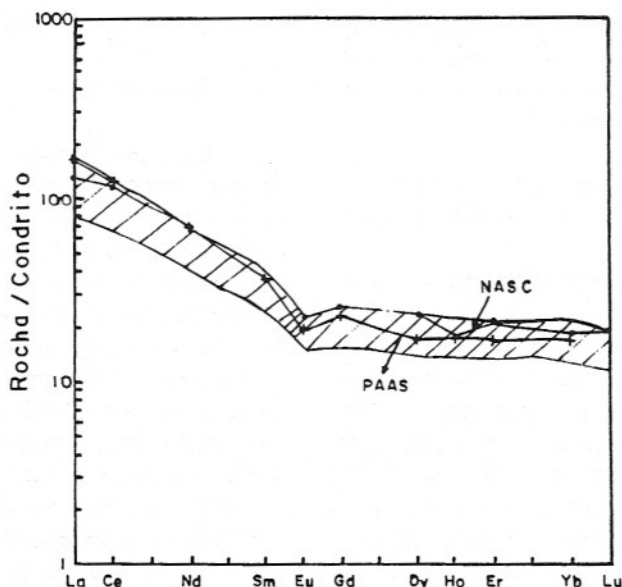


Figura 4 - Padrões de ETR do Quartzo-biotita xisto (Xisto Pelítico), comparados a padrões de folhelhos pós-arqueanos da Austrália (PAAS) e folhelhos compostos norte-americanos (NASC). Os valores desses padrões são extraídos de McLennan (1982).

que o protólito pré-metamórfico trata-se de rocha sedimentar.

A utilização de diagramas de elementos maiores para as rochas menos alteradas (estágio inicial de alteração), tais como K_2O/Na_2O versus SiO_2/Al_2O_3 e MgO/CaO versus SiO_2/Al_2O_3 (Rozen, 1992), permite sugerir uma composição original de grauvacas e pelitos grauvaquianos para a maioria das amostras (Fig. 5). Sob o ponto de vista do contexto geotectônico, utilizando esses mesmos diagramas, verifica-se que a maior parte das amostras situa-se no campo de grauvacas de arcos magmáticos continentais.

Xisto Quartzofeldspático (XQF)

Os padrões de ETR do Xisto Quartzofeldspático exibem diferenças significativas quando comparados aos Xistos Pelíticos da seqüência, principalmente no tocante aos ETRP (vide Tabela 5). A anomalia de

Eu é pouco significativa, com valores de Eu/Eu^* variando de 0,65 a 0,93. As relações La/Lu_n , La/Yb_n e Gd/Yb_n são mais elevadas, 44-56, 51-63 e 3-4, respectivamente, indicando maior depleção em ETRP. A relação La/Sm_n também é mais

elevada (6-7), indicando declive maior da curva de fracionamento dos ETRL. Por outro lado, os padrões são similares àqueles apresentados por turbiditos arqueanos do tipo 2 (McLennan, 1989; McLennan & Taylor, 1991) que, segundo esses autores, são típicos de rochas graníticas ricas em Na e vulcânicas félsicas encontradas em seqüências do tipo *greenstone belts*. Os padrões do XQF são comparáveis, ainda, a vulcânicas félsicas arqueanas do tipo FI, descritas em Condie (1981), bem como vulcânicas ácidas do depósito de Au de Yellowknife, no Canadá (Jenner et al., 1981), como mostra a Figura 6a. De fato, nos XQF, porções de quartzo, plagioclásio e microclina de granulação mais grossa sobressaem em meio à matriz granoblástica fina, parecendo tratar-se de fenocristais reliquias, recristalizados. Análises de difração de raios-X e semiquantitativas em microsonda eletrônica indicam plagioclásio de composição cálcica e biotita rica em Mg. Essas características, aliadas

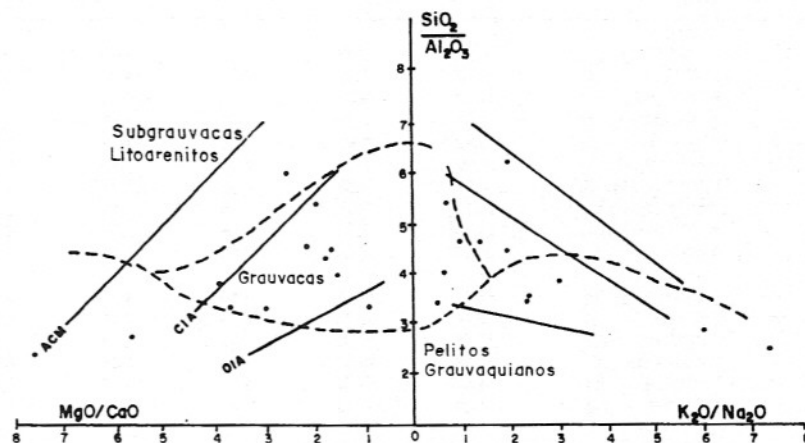


Figura 5 - Diagrama petroquímico (Rozen, 1992) para o quartzobiotita xisto (XPE). As linhas tracejadas marcam os campos de diferentes composições e as linhas contínuas os regimes geodinâmicos. OIA = arco de linha oceânica; CIA = arco de ilha continental; ACM = margem continental ativa e PCM = margem continental passiva.

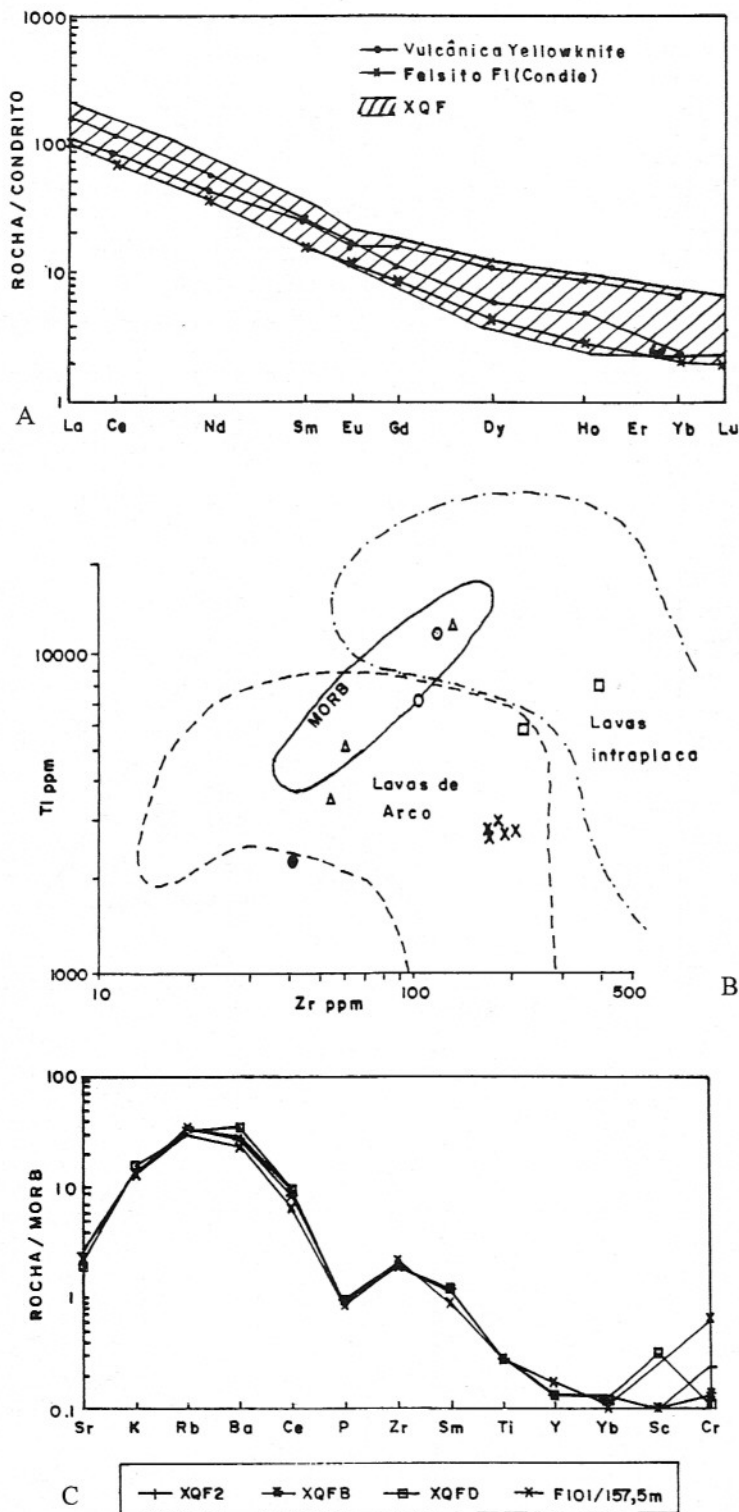


Figura 6 - Comportamento geoquímico do xisto quartzofeldspático: a) Padrão de ETR, normalizado para condritos, comparado a vulcânicas ácidas do Yellowknife (Jenner et al., 1981) e felsitos F1 de Condie (1981); b) Diagrama Ti x Zr de Pearce et al. (1981), in Pearce (1982); as rochas metamáficas e meta-ultramáficas do GRM também estão representadas nesse diagrama. Simbologias: xisto quartzofeldspático (x), meta-ultramáficas (●), anfibólitos (Δ), metamáficas (○) e intermediárias (□); c) Diagrama multielementar, normalizado para MORB, utilizando valores de normalização de Pearce (1982).

aos conteúdos de alguns elementos traço, sugerem como protólito para o XQF uma rocha vulcânica ácida.

No diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971), as rochas situam-se no campo das cálcio-alcálicas (Fig. 7d). As relações SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Cox et al., 1979), ilustradas na Figura 7a, das rochas menos alteradas, indicam composição predominantemente dacítica. Essa composição é confirmada no diagrama SiO_2 versus $\log(\text{Zr}/\text{TiO}_2)$ de Winchester & Floyd (1977), conforme Figura 7b. No diagrama SiO_2 versus K_2O (Peccerillo & Taylor, 1976), as amostras posicionam-se na série cálcio-alcálica de médio K. A distribuição das amostras no diagrama de Ti versus Zr (Pearce, 1982) aponta para um contexto geodinâmico de arco vulcânico (Fig. 6b).

As análises químicas do XQF foram normalizadas com MORB e representadas num diagrama multielementar (*spidergram* da Fig. 6c). Esse mostra enriquecimento de elementos litófilos e depleção de pesados com relação às rochas máficas do mesmo ambiente (arco vulcânico). Esse fato pode corresponder a modificações impostas por metamorfismo, como também a uma característica peculiar da rocha original. O Cr comporta-se de forma anômala, com teores mais elevados que os esperados para esse tipo de rocha. Conforme Bloxam & Lewis (1972; in Pearce, 1975), o Cr pode se comportar de forma móvel durante processos metassomáticos e, portanto, deve ser avaliado com cautela.

Metamáficas e Metaultramáficas do GRM

Nesse conjunto, predominam rochas metamáficas, em

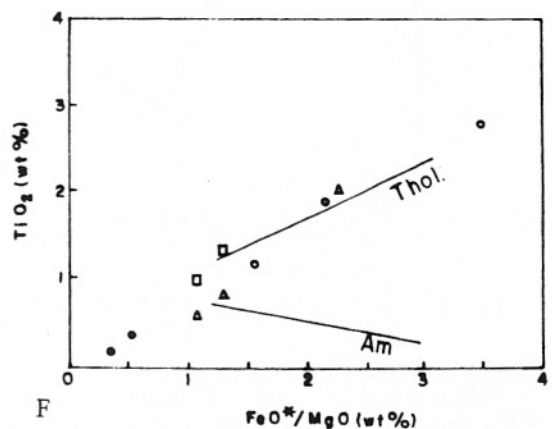
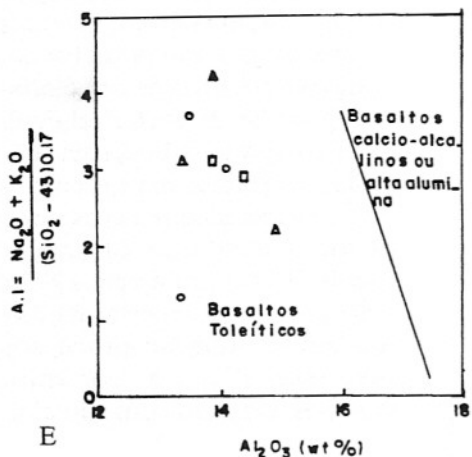
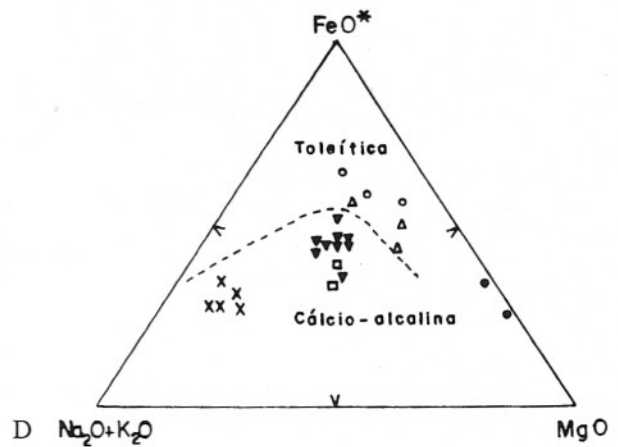
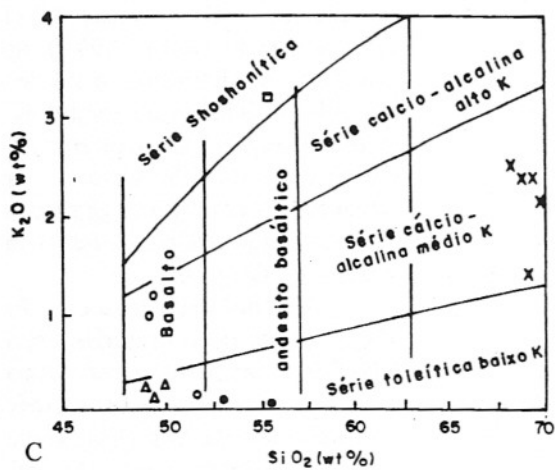
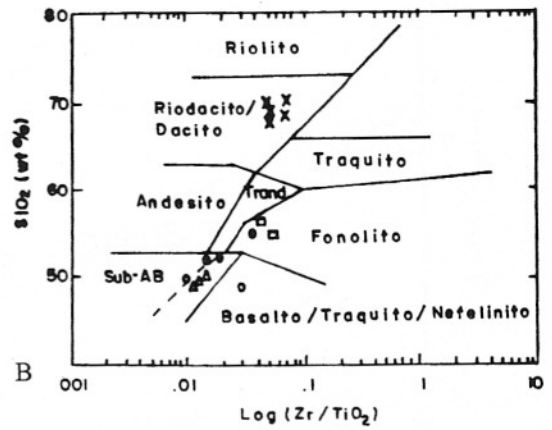
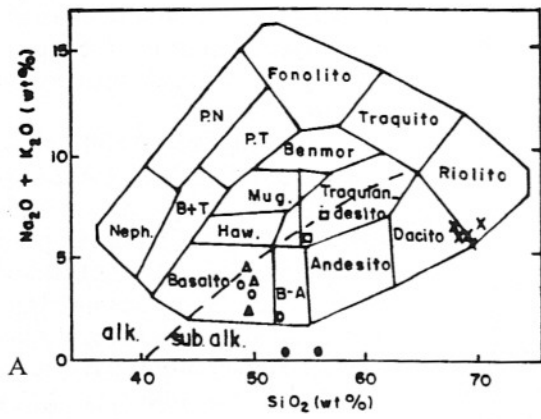


Figura 7 - Diagramas composicionais de óxidos discriminantes para amostras metaultramáficas, máficas e intermediárias do GRM. a) Cox et al. (1979); b) Winchester & Floyd (1977); c) Peccerillo & Taylor (1976); d) Irvine & Baragar (1971); e) after Middlesmost, 1975, in Wilson (1989); f) Myashiro (1974). A simbologia é a mesma utilizada na Figura 6b.

geral deformadas e com modificações na mineralogia original, resultando em xistos à tremolita-actinolita, clorita, epidoto, carbonato. Nas ultramáficas, ocorre, ainda, talco. Exibem foliação de natureza milonítica, sendo poucas as amostras não foliadas e que preservam textura original. Algumas são muito finas e porfíricas, sugerindo natureza vulcânica. Para os estudos geoquímicos, foram selecionadas as amostras menos alteradas hidrotermalmente, com base em critérios petrográficos. A Tabela 6 apresenta os resultados das análises químicas em rocha total.

As amostras AM 1, 2 e 3 (Unidade Metavulcânica) são anfibolitos finos parcialmente alterados e deformados, que se transformam em rochas finamente xistificadas, microdobradas, constituídas, essencialmente, de anfibólio (predominantemente tremolita/actinolita) e plagioclásio parcialmente saussuritizado. Sericita, epidoto e albita são os principais produtos da alteração do plagioclásio. Quartzo ocorre como acessório. Finos opacos prismáticos (provável ilmenita), substituídos, em parte, por titanita, orientam-se na foliação. Algumas rochas mostram-se laminadas, com segregação de anfibólio e plagioclásio em finos níveis.

As amostras F02/58,44m e F02/81,43m são metamáficas pouco orientadas, de granulação fina, que conservam feições da textura original, aparentemente intergranular. São constituídas, principalmente, de actinolita e plagioclásio, parcialmente, saussuritizado (produzindo epidoto e sericita), além dos acessórios ilmenita, biotita, titanita e quartzo. As proporções de anfibólio são maiores que de plagioclásio, salientan-

do-se que a amostra F02/81,43m constitui um plagioclásio-actinolito, com aproximadamente 80% desse mineral. Os prismas de actinolita acham-se parcialmente recristalizados, produzindo cristais mais finos que tendem a se orientar, dando início a uma foliação.

A amostra F02/70,77m acha-se mais intensamente alterada e deformada, sendo finamente foliada e crenulada. É constituída de delgados prismas de actinolita associados à biotita, agregados de epidoto pseudomorfos de plagioclásio, além de opacos bordejados por titanita e menores proporções de clorita e quartzo. Esses minerais formam uma matriz de granulação fina que contorna porfiroclastos de actinolita e opacos, além de agregados de epidoto substituindo plagioclásio. A rocha apresenta-se laminada, onde níveis máficos de granulação mais fina intercalam-se com níveis mais grossos, ricos em plagioclásio e quartzo. Vale, ainda, ressaltar que nessa amostra é maior a proporção de minerais opacos (provável ilmenita), bordejados por titanita.

A amostra F02/64,40m representa uma metaultramáfica (talco-tremolito), constituída, principalmente, de tremolita (70%), talco (27%) e opacos (3%). A textura da rocha é parcialmente decussada, mas há uma tendência dos prismas bastante deformados de tremolita se orientarem, gerando uma xistosidade.

A amostra F130/57,35m representa um xisto ultramáfico, constituído por uma matriz fina de tremolita associada à clorita e talco, sendo que esses dois últimos podem ser de alteração do anfibólio. A rocha exibe forte foliação milonítica, tendo-se faixas descontínuas

(S_c), onde se concentram clorita e talco bastante deformados e recristalizados. Megacristais de tremolita são envolvidos por essa matriz. Vênulas milimétricas de carbonato e quartzo recristalizados são observadas.

A amostra F130/42,90m é uma rocha ígnea intermediária de granulação fina a média, incipientemente metamorfizada, que ainda guarda aspectos da textura original, aparentemente subofítica. É constituída de prismas de anfibólio (tremolita-actinolita), biotita, titanita e plagioclásio parcialmente saussuritizado. Os prismas de anfibólio estão deformados e com fraca alteração a carbonato. Biotita aparece inclusa no anfibólio ou como finas agulhas associadas à titanita granular, distribuídas aleatoriamente. Plagioclásio e menores proporções de quartzo e microclina ocorrem entre os máficos.

A amostra F143/200,6m é composta por matriz fina, foliada, de biotita verde, além de quartzo, plagioclásio (albita), epidoto (pistacita), rutilo e algum carbonato. Essa matriz contorna alguns agregados de quartzo e agregados quartzo-feldspáticos, além de megacristais de epidoto e opacos. Um dos agregados de quartzo parece pseudomorfosar um cristal subeuédrico original, de forma retangular. Vênulas de carbonato são freqüentes.

No diagrama TAS (Cox et al., 1979), evidenciado na Figura 7a, as amostras são classificadas, principalmente, como basaltos subalcalinos, tendo-se uma no campo de andesitos basálticos (F02/81,43m) e duas no de traquiandesito (F130/42,9m e F143/200,6m). Em termos de SiO₂ versus log Zr/TiO₂ (Winchester & Floyd, 1977), as amostras encontram-se nos campos de basaltos al-

Tabela 6 - Composição química de rochas metamáficas e metaultramáficas do GRM.

Amostra	F02/64,4 (1)	F130/57,3m (1)	F02/70,7m (2)	F02/58,4m (2)	F02/81,4m (2)	F130/42,9 (3)	F143/200,6 (3)	AM1 (3)	AM2 (3)	AM3 (3)
SiO ₂	55,40	52,70	48,70	49,60	52,10	56,40	54,9	49,50	50,20	49,20
TiO ₂	0,14	0,37	2,80	1,90	1,20	0,98	1,30	0,79	0,58	2,00
Al ₂ O ₃	2,00	7,50	13,50	14,10	8,40	13,90	14,40	14,90	13,40	13,90
Fe ₂ O ₃	1,40	2,20	3,50	3,30	2,80	1,60	3,20	2,20	2,90	3,80
FeO	5,80	7,40	11,50	10,10	11,60	5,50	4,70	8,80	8,00	10,20
MnO	0,14	0,19	0,26	0,22	0,25	0,15	0,13	0,23	0,24	0,27
MgO	20,00	17,40	4,20	6,10	9,00	6,50	5,80	8,30	9,90	6,10
CaO	11,60	6,90	8,40	9,00	10,40	5,10	5,40	10,90	10,10	9,70
Na ₂ O	0,07	0,28	2,60	2,00	1,70	2,70	2,90	2,20	3,40	4,00
K ₂ O	0,02	0,05	0,97	1,30	0,28	4,30	2,90	0,17	0,35	0,43
P ₂ O ₅	< 0,05	< 0,05	1,10	0,18	0,12	0,49	0,99	0,07	< 0,05	0,22
Cr ₂ O ₃	0,11	0,23	0,01	0,03	0,09	0,05	0,02	0,06	0,09	0,03
NiO	0,14	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01
F	0,00	0,00	0,02	0,02	0,04	0,02	0,00	0,01	0,02	0,02
S	0,04	0,00	0,12	0,12	0,03	0,02	0,05	0,08	0,01	0,08
P.F.	2,37	4,01	0,92	1,19	0,85	1,29	2,16	0,73	1,14	0,73
Cl	0,00	0,00	0,02	0,02	0,04	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01
Total	99,21	99,28	98,52	99,07	98,87	99,12	98,91	98,89	99,03	98,82
Sc (ppm)	< 10	23	21	30	23	14	16	26	26	27
V	58	159	205	352	201	106	145	249	217	336
Co	43	34	29	28	17	27	32	15	10	18
Cu	8	7	33	96	165	36	32	92	30	35
Rb	9	11	29	44	14	169	141	9	13	17
Sr	12	12	133	109	59	753	997	102	106	116
Y	4	3	75	29	15	17	34	9	11	29
Zr	32	40	433	121	107	252	410	59	52	140
Ba	11	19	142	182	41	2007	2445	46	89	48
Pb	7	18	24	17	13	34	27	10	122	22
La	2,71	15,98	31,60	8,91	16,13	69,55	131,60	5,44	4,60	10,30
Ce	6,00	38,77	93,37	23,43	39,13	153,70	275,90	12,14	9,44	27,30
Nd	3,61	21,18	61,23	16,78	22,61	67,05	109,80	7,15	5,42	15,77
Sm	1,09	5,40	13,75	4,95	5,10	11,53	17,32	2,00	1,60	4,43
Eu	0,15	1,26	3,27	1,46	1,37	2,46	3,74	0,61	0,47	1,23
Gd	1,13	5,00	12,34	5,34	4,69	7,51	11,09	2,09	1,75	4,69
Dy	1,11	5,14	12,13	6,48	4,56	4,42	6,29	2,21	1,91	4,58
Ho	0,21	1,06	2,34	1,30	0,87	0,82	1,13	0,43	0,37	0,87
Er	0,53	3,01	5,87	3,53	2,15	1,85	2,40	1,13	0,91	2,12
Yb	0,42	2,35	4,47	2,89	1,65	1,12	1,38	0,87	0,72	1,58
Lu	0,06	0,43	0,54	0,35	0,21	0,18	0,18	0,11	0,10	0,20

(1) metaultramáfica, (2) metamáfica, (3) metaintermediária (4) anfobolito xistoso

calinos e subcalinos (Figura 7b), com exceção das amostras F143/200,6 m, F02/64,4m e F130/42,9m.

No diagrama K_2O versus SiO_2 (Peccerillo & Taylor, 1976), a maioria está no campo de basaltos da série toleítica de baixo K, enquanto duas delas (F02/58,44 e F02/70,77 m) situam-se no campo de basaltos da série cálcio-alcalina de médio K (Fig. 7c). As amostras F02/64,4m e F130/57,35m posicionam-se no campo de andesitos basálticos. No entanto, a mineralogia caracteriza rochas metaultramáficas e essa proporção elevada em SiO_2 deve resultar de processos metassomáticos. No diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971), as amostras caracterizam basaltos toleíticos, com exceção das amostras F143/200,6m e F130/42,90m, que são cálcio-alcalinas (Fig. 7d). Adicionalmente, um diagrama de índice de alcalinidade (I.A.) versus Al_2O_3 (Middlemost, 1975, in Wilson, 1989) aponta composição de basaltos toleíticos (Fig. 7e). O diagrama TiO_2 versus FeO/MgO (Myashiro, 1974) é concordante, mostrando tendência linear subparalela à série toleítica (Fig. 7f). Vale ressaltar o posicionamento das duas metaultramáficas nas extremidades das várias tendências composicionais.

Com relação aos padrões de elementos de terras raras (ETR), normalizados em condritos segundo valores de Evensen et al. (1978, Fig. 8a), as rochas exibem padrões homogêneos, com ligeiro enriquecimento em ETRs leves, à exceção das amostras F143/200,6 m e F130/42,9 m, que são comentadas posteriormente. As razões La/Sm variam de 1 a 2, Gd/Lu têm valores entre 1,5 e 3 e La/Lu varia de 2 a 8. De

modo geral, observam-se ligeiras anomalias negativas de Eu (relações Eu_n/Eu^* entre 0,7 e 0,8), com exceção da rocha metaultramáfica (F02/64,4 m), que exibe uma anomalia negativa maior, onde Eu_n/Eu^* é cerca de 0,4. O conjunto de amostras exibe um paralelismo nos padrões, com razões ETRL/ETRP mais ou menos constantes, sugerindo que a suíte não foi diferenciada por cristalização fracionada ou fusão parcial diferenciada. As concentrações absolutas normalizadas são diferentes, indicando uma única fonte magmática, a qual seria ligeiramente enriquecida em ETRL.

Os padrões de ETR das rochas cálcio-alcalinas (F143/200,6m e F130/42,9m) são muito distintos dos demais (Fig. 8a), salientando-se declive maior da curva de fracionamento de ETR, o que indica enriquecimento maior de ETRL em relação aos ETRP, com razões La/Lu de 76,3 e 40,5, respectivamente. As relações La/Sm estão entre 3 e 5 e Gd/Lu, entre 5 e 7. A anomalia de Eu não é significativa, com valores Eu_n/Eu^* próximos da unidade (cerca de 0,8).

Análises químicas normalizadas para basaltos mesoceânicos (MORB) foram representadas num diagrama multielementar na Figura 8b. Os padrões evidenciam enriquecimento dos elementos mais incompatíveis (K, Rb, Ba) com relação ao MORB tipo N. Os demais elementos têm valores de normalização próximos da unidade ou menores que 1. Comparando-se com diagramas de basaltos de vários regimes geodinâmicos, apresentados em Pearce (1982), observa-se maior semelhança com padrões de basaltos de arcos vulcânicos (VAB). O Cr apresenta valores

anômalos, mas esse elemento deve ser usado com certa cautela para identificar ambientes de formação, tendo em vista sua facilidade de remobilização em processos de alteração (Pearce, 1975). Observa-se, ainda, uma forte depleção em Sr, em todas as amostras, que deve estar relacionada à destruição da molécula de anortita do plagioclásio original durante processos metamórficos e hidrotermais. A amostra F02/70,77m, com percentuais maiores de TiO_2 , apresenta um padrão distinto das demais, por ser enriquecida em todos os elementos comparativamente ao MORB. O padrão de ETR dessa rocha também destaca-se dos demais, mostrando valores mais elevados.

Foram feitos alguns diagramas discriminantes de ambientes geodinâmicos, aonde se observam tendências lineares e curvilíneas, que atravessam campos de diferentes regimes, estabelecidos por vários autores, sendo que as amostras não se posicionam em campos únicos. Nessas tendências, as meta-ultramáficas estão geralmente situadas nas extremidades (Figs. 9a-d). No diagrama TiO_2 versus MnO versus P_2O_5 (Mullen, 1983), observa-se uma tendência que corta os campos de MORB, toleitos de arco de ilha (IAT) e basaltos cálcio-alcalinos (CAB) (Fig. 9a). No diagrama Ti versus Zr versus Y (Pearce & Cann, 1973), as amostras situam-se nos campos de basaltos intraplaca (WPB), basaltos cálcio-alcalinos (CAB) e basaltos de fundo oceânico (MORB), como mostra a Figura 9b. Algumas delas posicionam-se fora dos campos estabelecidos. As amostras representadas no diagrama Ti versus Zr (Fig. 6b) configuram uma tendência que atravessa os cam-

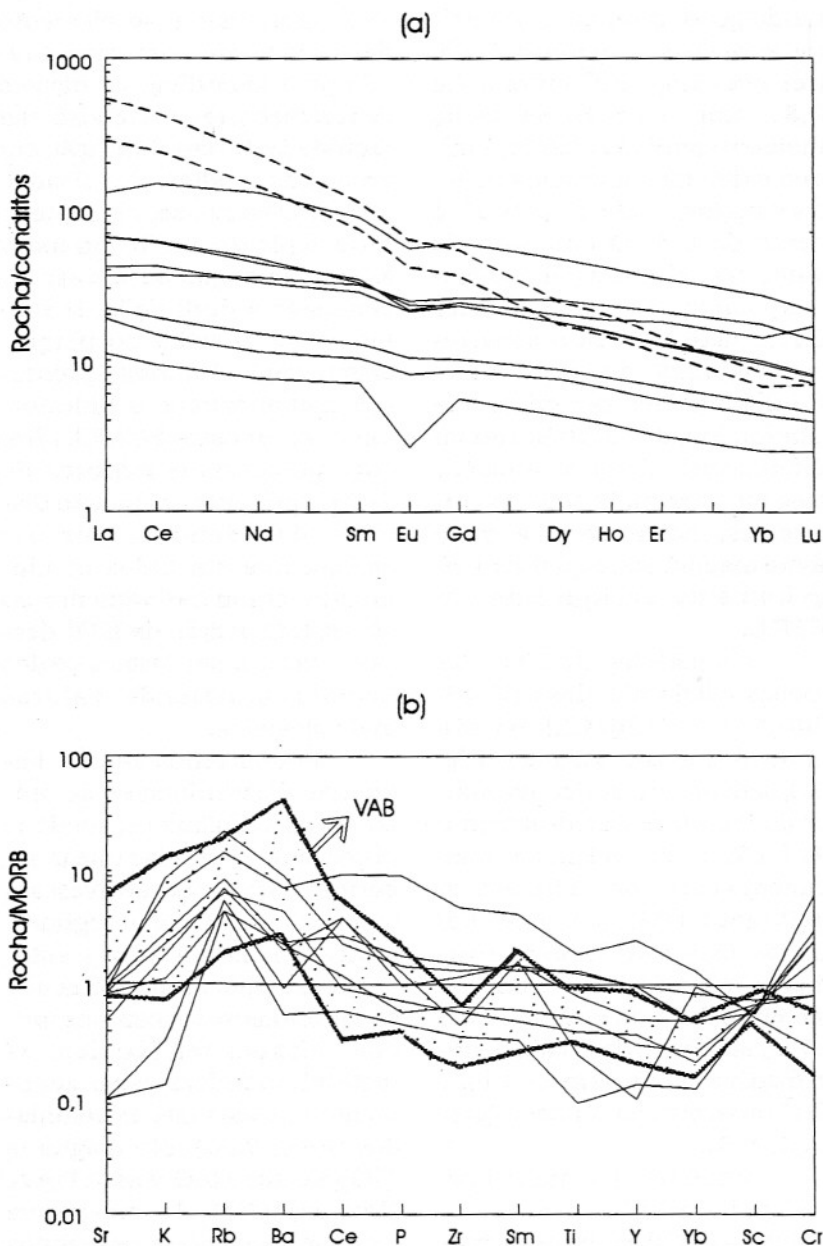


Figura 8 - a) Padrões de ETR para rochas metaultramáficas, metamáficas e intermediárias (linhas tracejadas) do GRM, normalizados para condritos, segundo valores de Evensen et al. (1978). b) Diagrama multielementar para rochas metaultramáficas e metamáficas do GRM, com elementos incompatíveis normalizados para basaltos de crosta meso-oceânica (MORB). Os valores de normalização foram extraídos de Pearce (1982). Segundo esse autor, o campo hachurado é representativo de basaltos de arco vulcânico (VAB).

pos de lavas de arco vulcânico e intraplaca. Essa mesma configuração é verificada no diagrama de Pearce (1982), que utiliza a relação Cr versus Y (Fig. 9c). No diagrama Ti versus V (Shervais,

1982), as amostras caracterizam uma tendência curvilínea, que passa de ambiente de arco para fundo oceânico (Fig. 9d). Diagramas que utilizam o elemento Sr não são apresentados de-

vido à alteração metassomática das rochas, onde é visível a destruição do plagioclásio.

DISCUSSÃO

O GRM é constituído por rochas metavulcânicas ultramáficas, máficas, intermediárias e ácidas, representadas por xistos à clorita, anfibólio e plagioclásio, com ou sem talco e carbonato, e xistos quartzofeldspáticos, intercaladas numa seqüência de metapelitos, representada por quartzo-biotita xistos a granada, estauroлита com ou sem cianita. Qualquer relação de topo não é conhecida ou aventada aqui.

As rochas metassedimentares têm feições macro- e megascópicas e geoquímica compatíveis com composição grauvaquiana, provavelmente associada a ambiente de arco vulcânico continental. O *detritus* da sua bacia pode ter se originado de uma mistura de contribuições de rochas vulcânicas ácidas e máficas, como sugere o posicionamento dessas amostras entre as metavulcânicas ácidas e máficas, no diagrama da Figura 7d.

As rochas vulcânicas ácidas têm composição química sugestiva de associação cálcio-alcalina (composição predominantemente dacítica), originada em arco de ilhas. As metavulcânicas máficas e ultramáficas, também, indicam essa ambiência para a sua formação, embora com associação subalcalina toleítica. Alguns elementos químicos dessas rochas mostram variações compatíveis com uma origem mais complexa do que aquela das rochas ácidas, posicionando-se em alinhamentos composicionais que atravessam vários campos representativos de diferentes am-

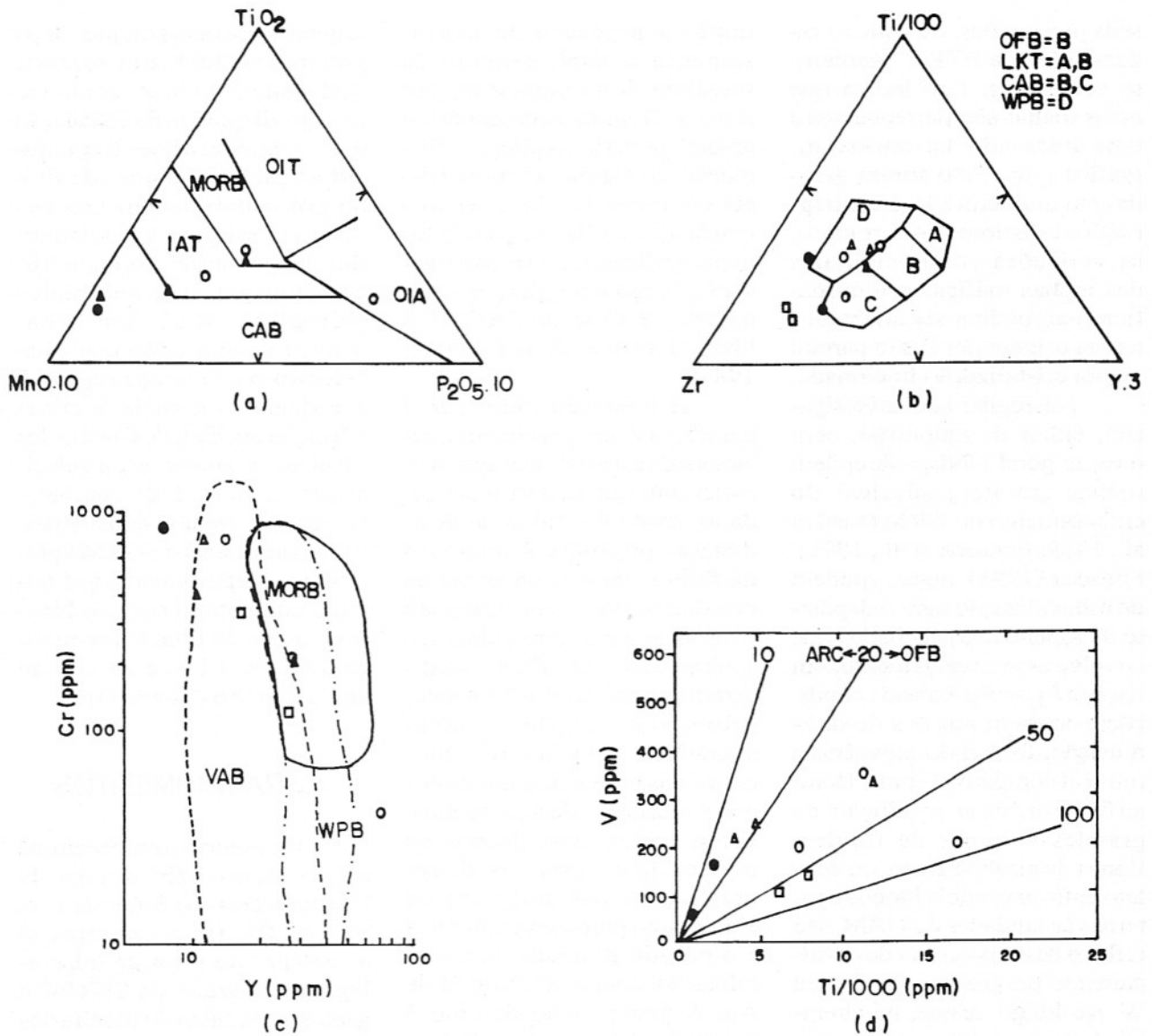


Figura 9 - Diagramas discriminantes de ambientes geodinâmicos para as rochas metaultramáficas, metamáficas e intermediárias do GRM: a) Mullen (1983); b) Pearce & Cann (1973); c) Pearce (1982); Shervais (1982). A simbologia é a mesma utilizada na Figura 6b.

bientes geodinâmicos (Figs. 6b, 7 e 9). Esse alinhamento composicional pode ser resultado de modificação sistemática na composição original das metamáficas e metaultramáficas, em função de alteração hidrotermal e/ou contaminação magmática. A alteração hidrotermal pode ter influenciado o comportamento dos elementos litófilos (Sr, Ba, K, Rb) além de Cr, que, como já foi mencionado, são

elementos móveis durante a alteração. Uma provável contaminação poderia explicar o posicionamento das amostras entre arco vulcânico (VAB) e intraplaca (WPB), ao longo de uma tendência nos diagramas Ti versus Zr (Fig. 6b) e Cr versus Y (Fig. 9c). Como as ultra-máficas, as rochas mais primitivas, encontram-se nas extremidades das tendências, é possível considerar essa confi-

guração como sendo resultado de contaminação de um magma de caráter mais máfico, originário em arco vulcânico, por rocha continental (intraplaca) e enriquecida em elementos tais como Zr, Y, Cr e K.

A distribuição de ETR das rochas máficas e ultramáficas conforma padrões similares (com exceção das amostras F143/200,6m e F130/42,9 m), exibindo apenas diferenças nas

suas proporções, ou seja, as razões ETRL e ETRP mantêm-se constantes. Isso indica que essas rochas são pertencentes a uma única suíte tectonoestratigráfica e que não foram geradas em ambientes tectonomagmáticos distintos. Além disso, as variações composicionais das rochas máficas e ultramáficas não podem ser atribuídas a uma origem por fusão parcial ou por cristalização fracionada.

Na região sob investigação, falhas de empurrão, com direção geral NNE, sobrepõem rochas granito-gnáissicas do embasamento no GRM (Leal et al., 1989; Fonseca et al., 1991). Fonseca (1993) sugere modelo de mineralização para o depósito de Riacho dos Machados que envolve esse cavalgamento, em regime $P_L \gg P_f$. Sob tais condições, ocorrem reações de desidratação, formando paragênese mineral compatível com a fácies anfíbolito, com produção de grandes volumes de fluidos. Zonas de cisalhamento, no contato entre esses dois blocos e internas às unidades do GRM, são reflexo desse processo de cavalgamento progressivo de E para W. Ao longo dessas, há alteração hidrotermal pervasiva, com mineralização de ouro associada às últimas. Dados de isótopos de oxigênio em rocha total (Fonseca, 1993) admitem uma origem metamórfica para o fluido mineralizante, em equilíbrio com o quartzo-biotita xisto.

Estudos de *PT-time paths* nos bordos de granada zonada do quartzo-biotita xisto (Fonseca, 1993) refletem variações isotérmicas na pressão litostática entre 4 e 5,8 kbar, supor-

tando a hipótese de espessamento crustal, seguido de imediata descompressão, por erosão. Rápido espessamento crustal poderia explicar a formação de cianita a temperaturas em torno de 535°C. A formação de cianita em condições metamórficas, nessa mesma associação mineralógica, ocorre a 650°C a 3 kbar até 690°C a 5 kbar (Dutrow & Holdaway, 1983).

A alteração hidrotermal pervasiva é, provavelmente, relacionada a uma descompressão isothermal, que permitiu a rápida ascensão do fluido de desidratação profunda. A migração de fluidos através de zonas de cisalhamento e sua interação com as rochas metavulcanosedimentares do GRM, em diferentes razões fluido-rocha, promoveu reações metasomáticas, com modificações contínuas na textura, mineralogia e química dessas rochas. Ficou evidenciado, durante os estudos, que o processo de segregação e concentração de elementos químicos e minerais é o próprio processo da mineralização, com concentração de Au. A precipitação de ouro é resultado de variações físico-químicas, tais como mudança de pH, f_{O_2} e f_S , relacionadas a interações fluido-rocha em diferentes razões (Fonseca, 1993).

Zonas de cisalhamento mineralizadas localizam-se, geralmente, em zonas de deslocamento tectônico regionais, nos contatos entre grandes blocos tectonoestratigráficos (Fyfe et al., 1978; Bursnall, 1989; Lobato & Baars, 1994). A movimentação de grandes blocos

requer, necessariamente, altas pressões de fluido e as zonas de deslocamento atuam como canais privilegiados de circulação desses, uma vez que são produzidos grandes volumes de fluido por sobresspessamento tectônico e desidratação metamórfica, por exemplo, com modificações no gradiente geotérmico (Murphy, 1989). Os falhamentos de empurrão que estabelecem o arcabouço regional, aos quais se associa a mineralização aurífera de Riacho dos Machados, podem estar relacionados a uma colisão continental naquela região, considerando que as rochas do GRM apresentam comportamento geoquímico compatível com ambiente de arcos de ilha. Os terrenos colididos e a idade de colisão ainda não são conhecidos.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao apoio técnico/financeiro da Docegeo/Distrito Sul e da Cia. Vale do Rio Doce, em especial às equipes do setor de mineralogia /petrografia da SUTEC e geólogos da Mina de Riacho dos Machados. A FAPEMIG e o CNPQ forneceram recursos financeiros para a execução dos trabalhos de campo e análises químicas. Os dados de microsonda e cálculos de P e T foram realizados pelo Prof. José Munhá, da Universidade de Lisboa. São devidos agradecimentos aos colegas da UFMG, particularmente do Instituto de Geociências (Depto. de Geologia) e de suas dependências analíticas e de pesquisa (CPMTC).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M. DE (1977) O Cráton do São Francisco. Rev. Bras. Geoc., 7(4):349-364.

- BELO DE OLIVEIRA, O. (1993) Mapa Geológico da Região de Riacho dos Machados (1:100.000). Docegeo. Inédito
- BURNSALL, J.T. (1989) Mineralization and Shear Zones. Geol. Assoc. of Canada Short Course Notes, G.A.C. St. John's Newfoundland, Canada. 6:300p.
- CONDIE, K.C. (1981) Archean Greenstone Belts. Elsevier, New York. 431 p.
- COSTA, M.T. DA & ROMANO, A.W. (1976) Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais e Texto Explicativo (1:1.000.000). Instituto de Geociências Aplicadas. Belo Horizonte.
- COSTA, L.A.M.; BAPTISTA, M.B.; SILVA, W.G. DA; PORTELA, A.C.P.; MOSMANN, R.; JONHANNES, H.S.; MARCHETTO, C.M.L.; SANTOS, E.L. DOS; MENEGUESO, G. (1976) Projeto Leste do Tocantins / Oeste do São Francisco (1:250.000). Relatório Final. vol. IA. Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM)/Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais(CPRM)-PROSPEC S.A. Inédito. Rio de Janeiro. 11 v.
- COX, K.G.; BELL, J.D. & PANKHURST, R.J. (1979) The Interpretation of Igneous Rocks. George Allen and Unwin, London. 450p.
- CROCCO-RODRIGUES, F.A.; GUIMARÃES, M.L.V.; ABREU, F.R.; OLIVEIRA, O.A.B.; GRECO, F.M. (1993) Evolução tectônica do Bloco Itacambira-Monte Azul entre Barroco e Porteirinha (MG). In: Simp. Nacional de Estudos Tectônicos, 4, Belo Horizonte, SBG, Anais, p.212-216.
- DRUMMOND, J.B.V.; SPERLING, E.V.; RAPOSO, F.O. (1980) Projeto Porteirinha - Monte Azul (1: 50.000). Relatório Final. DNPM / CPRM. Inédito. 1:559 p.
- DOCEGEO (1991) Mapeamento Tectônico-Estrutural da Região de Ouro Fino-Jatobá, Riacho dos Machados, Minas Gerais. Trabalho de mapeamento geológico realizado pela Ecogeo Projetos e Consultoria Ltda. Relatório inédito, restrito à Docegeo, outubro de 1991. 37 p.
- DOCEGEO (1992) Mapeamento Geológico-Estrutural em Escala 1:50.000 da Região de Riacho dos Machados (MG). Trabalho de mapeamento geológico realizado pela Ecogeo Projetos e Consultoria Ltda. Relatório inédito, restrito à Docegeo, setembro de 1992. 88 p.
- DUTROW, B.L. & HOLDAWAY, M.J. (1983) The upper stability of staurolite + quartz at medium to low pressures. Geological Society of America Abstracts with Programs, 15:563.
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K. (1978) Rare earth abundances in chondritic meteorites. Geoch. Cosmoch. Acta, 42:1199-1212
- FONSECA, E. (1993) Depósito Aurífero de Riacho dos Machados, Norte de MG: Hidrotermalismo, Deformação e Mineralização Associados. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências. Universidade Federal de Minas Gerais. Inédito. 179p.
- FONSECA, E. & LOBATO, L.M. (1991) Metamorfismo e alteração hidrotermal da Sequência de Ouro Fino, Riacho dos Machados, MG. In: Simp. Geol.de MG., 6, Ouro Preto, Rev. Esc. de Minas, Anais. 45 (1/2):176-178.
- FONSECA, E. & LOBATO, L.M. (1993) Depósito aurífero em zona de cisalhamento na borda leste do Cráton São Francisco: Riacho dos Machados, Minas Gerais. In: Simp. sobre o Cráton São Francisco, Salvador, Bahia, 2, Salvador, SBG, Anais. p.331-333.
- FONSECA, E.; GUIMARÃES, P.J.; LEAL, E.D.; SILVA, H.M. (1991) The Ouro Fino Gold Deposit, Minas Gerais, Brazil. In: E.A. Ladeira, (Ed.) Symposium Brazil Gold'91: The Economics Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits. Proceedings, Belo Horizonte, 1991, A.A. Balkema, Rotterdam, The Netherlands. p.499-505.
- FONSECA, E.; LOBATO, L.M.; BAARS, F.J. (1995) Evolução geoquímica do Grupo Riacho dos Machados, portador de mineralização aurífera. In: Cong. Bras. Geol. dos países de Língua Portuguesa, 5, RJ. Impressão em meio magnético, s/pg.
- FYFE, W.S.; PRICE, N.J.; THOMPSON, A.B. (1978) Fluids in the Earth's Crust. Developments in Geochemistry, Elsevier Scientific Publishing Co., New York, U.S.A. 1:383p.
- GRESENS, R.L. (1967) Composition-volume relationship of metasomatism: Chemical Geol., 2:47-65.
- GUIMARÃES, M.L.V. & GROSSI SAD, J.H. (1994) Mapa Geológico da Folha Francisco Sá, Minas Gerais (1:100.000). Projeto Espinhaço - Convênio COMIG-UFMG. Belo Horizonte. Inédito.
- GUIMARÃES, M.L.V.; CROCCO-RODRIGUES, F.A.; ABREU, F.R. DE; OLIVEIRA, O.A.B. DE; GRECO, F.M. (1993) Geologia do Bloco Itacambira-Monte Azul entre Barroco e Porteirinha (MG) - In: Simp. de Geologia de Minas Gerais, 7, Belo Horizonte, SBG, Anais p.74-78.

- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**:523-548.
- JENNER, G.A.; FRYER, B.J.; MCLENNAN, S.M. (1981) Geochemistry of the Archean Yellowknife Supergroup. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **45**:1111-1129.
- LEAL, E.D.; GUIMARÃES, P.J.; SILVA, H.M. (1989) Projeto Ouro Fino, PE 47. Relatório Final de Pesquisa, vol. 1. Rio Doce Geologia e Mineração (DOCEGEO). Belo Horizonte. Inédito.
- LOBATO, L.M. & FYFE, W.S. (1990) Metamorphism, metasomatism and mineralization at Lagoa Real, Bahia, Brazil. *Econ. Geol.*, **85**(5):968-989.
- LOBATO, L.M. & BAARS, F.J. (1994) Grandes Zonas de Deslocamento. In: A.C. Pedrosa Soares; M.A. Dardenne; Y. Hasui; F.O.C. de Castro; M. V. A. de Carvalho (Eds.) Nota explicativa dos Mapas Geol., Metalog. e de Ocorrências Mineraias do Estado de MG (1:1.000.000). Secretaria de Rec. Mineraias, Hídricos e Energéticos - SEME - COMIG, Cap.7, ítem 7.13, p. 63-67.
- MCLENNAN, S.M. (1989) Rare Earth Elements in Sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. In: B.R. Lippin & G.A. Mckay (Eds.) *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. Reviews in Mineralogy. Mineral. Soc. Am., Washington, D.C.*, **21**:169-200.
- MCLENNAN, S.M. & TAYLOR, S.R. (1991) Sedimentary rocks and crustal evolution: Tectonic setting and secular trends. *The Journal of Geology*, **99**(1):1-21.
- MULLEN, E.D. (1983) MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, **62**:53-62.
- MURPHY, J.B. (1989) Tectonic environment and metamorphic characteristics of shear zones. In: J.T. Bursnall (Ed.) *Mineralization and Shear Zones. Geological Assoc. of Canada short Course notes, G.A.C., St John's, Newfoundland, Canada*, **6**:29-49.
- MYASHIRO, A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, **274**:321-355.
- PEARCE, J.A (1975) Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, **25**:41-67.
- PEARCE, J.A., (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R.S. Thorpe (Ed.) *Andesites. New York, John Wiley & Sons*, p.526-548
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, **19**:290-300
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S.R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **58**:63-81.
- ROZEN, O.M (1992) Graywackes of the Precambrian metamorphic complexes: composition and paleogeodynamic reconstructions. *International Geology Review*, **34** (12):1169-1186.
- SILVA, J.C.C.; LADEIRA, E.A.; LOBATO, L.M. (1991) Sistema de cavalgamentos na Serra do Espinhaço do norte de Minas Gerais: mineralizações auríferas associadas e potencial metalogenético. In: *Simp. Estudos Tectônicos*, 3, Rio Claro, SBG, Boletim de Resumos. p.199-200.
- SHERVAIS, J.W. (1982) Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, **59**:101-118.
- WILSON, M. (1989) *Igneous Petrogenesis - Unwin Hyman Inc., London, UK*, 466p.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20**:325-343.