

ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL DAS
METAVULCÂNICAS ASSOCIADAS AOS DEPÓSITOS
AURÍFEROS DE PONTES E LACERDA, MT

M.C. Geraldes

Instituto de Geociências, UNICAMP, Caixa Postal 6152, Cep: 13081-970, Campinas, SP

B.R. Figueiredo

Instituto de Geociências, UNICAMP, Caixa Postal 6152, Cep: 13081-970, Campinas, SP

ABSTRACT

Geochemical changes due to hydrothermal alterations of volcanic rocks, which are associated with the gold deposits in the Pontes e Lacerda region, state of Mato Grosso, Brazil, are investigated in the present study. These rocks were analyzed for major and trace elements, including REE. Nd and Sr isotopes were used to trace the origin and tectonic environment of the magmatism.

The volcanic rocks resemble ocean floor basalts in composition and their isotopic signature indicates a Sr depleted and Nd enriched source in the mantle.

The hydrothermal process were responsible for enhanced concentration of K_2O , Rb, Ba and Fe_2O_3 , and for losses in CaO, Sr, MgO, and FeO. The Zr, Y, Cr, Al_2O_3 , SiO_2 and TiO_2 contents remained unchanged. Increasing REE contents in the altered volcanics may be due to a probable magmatic contribution to the fluids, which is also indicated by positive Ce anomalies in some altered basalts. The processes which were responsible for these geochemical changes are discussed.

RESUMO

As variações químicas resultantes do hidrotermalismo em rochas vulcânicas associadas aos depósitos auríferos da região de Pontes e Lacerda são analisadas, neste estudo, com o objetivo de subsidiar futuros trabalhos de exploração mineral. As rochas vulcânicas foram analisadas para elementos maiores, traços e elementos terras raras. As concentrações de isótopos de Nd e Sr foram também utilizadas para analisar a origem e ambientes tectônicos do magmatismo.

Estas rochas vulcânicas apresentam composição química correlacionável a de basaltos toleíticos, e os dados isotópicos indicam fonte mantélica empobrecida em Sr e enriquecida em Nd, característico de assoalhos oceânicos.

Os processos de alteração hidrotermal provocaram ganhos em K_2O , Rb, Ba e Fe_2O_3 , e perdas em CaO, Sr, MgO e FeO. Zr, Y, Cr, Al_2O_3 , SiO_2 e TiO_2 permaneceram imóveis. Os aumentos nos conteúdos de ETR das vulcânicas hidrotermalizadas devem estar relacionados à provável contribuição magmática para os fluidos, o que também é indicado pelas anomalias positivas de Ce em basaltos alterados. Os processos responsáveis por estas mudanças geoquímicas são discutidos.

INTRODUÇÃO

A área objeto deste estudo localiza-se no SW do Estado de Mato Grosso, no Município de Pontes e Lacerda. Faz parte da bacia do Rio Guaporé, na qual prevalece uma morfologia plana, onde se destacam as cristas das serras sustentadas pelos metassedimentos do Grupo Aguapeí. O acesso é feito de Cuiabá, pela BR 364, perfazendo 430 km de rodovia asfaltada (Fig. 1).

Historicamente, inúmeras ocorrências auríferas têm sido exploradas na região do Alto Guaporé, datando, as primeiras descobertas, do século XVIII, quando foram fundadas as primeiras vilas e povoados, entre elas a Vila Bela da

Santíssima Trindade, primeira capital do estado. Na década de 80, houve novo surto de atividade garimpeira, com a descoberta de novas ocorrências, tendo como polo de atividades a cidade de Pontes e Lacerda.

Este trabalho tem por objetivo analisar a geoquímica da alteração hidrotermal que afetou as rochas vulcânicas encaixantes dos corpos mineralizados a ouro, e caracterizar as transformações provocadas pelos fluidos geradores destes depósitos.

A compreensão da geoquímica de alteração de rochas vulcânicas encaixantes de depósitos minerais é de grande relevância para o estabelecimento de guias geoquímicos para a

prospecção mineral. Estudos semelhantes têm sido realizados por vários autores em mineralizações de sulfetos maciços, veios polimetálicos e veios auríferos tipo *lode*. Os principais trabalhos realizados utilizaram elementos maiores e traços (Kerrick & Fyfe, 1981), elementos traços (Scherkenbach & Noble, 1984; Ludden et al., 1984) ou elementos terras raras (Humphris et al., 1978; Taylor & Fryer, 1982; Maclean, 1988; Whiford et al., 1988).

ESTRATIGRAFIA E TECTÔNICA

A área estudada está localizada na porção SW do

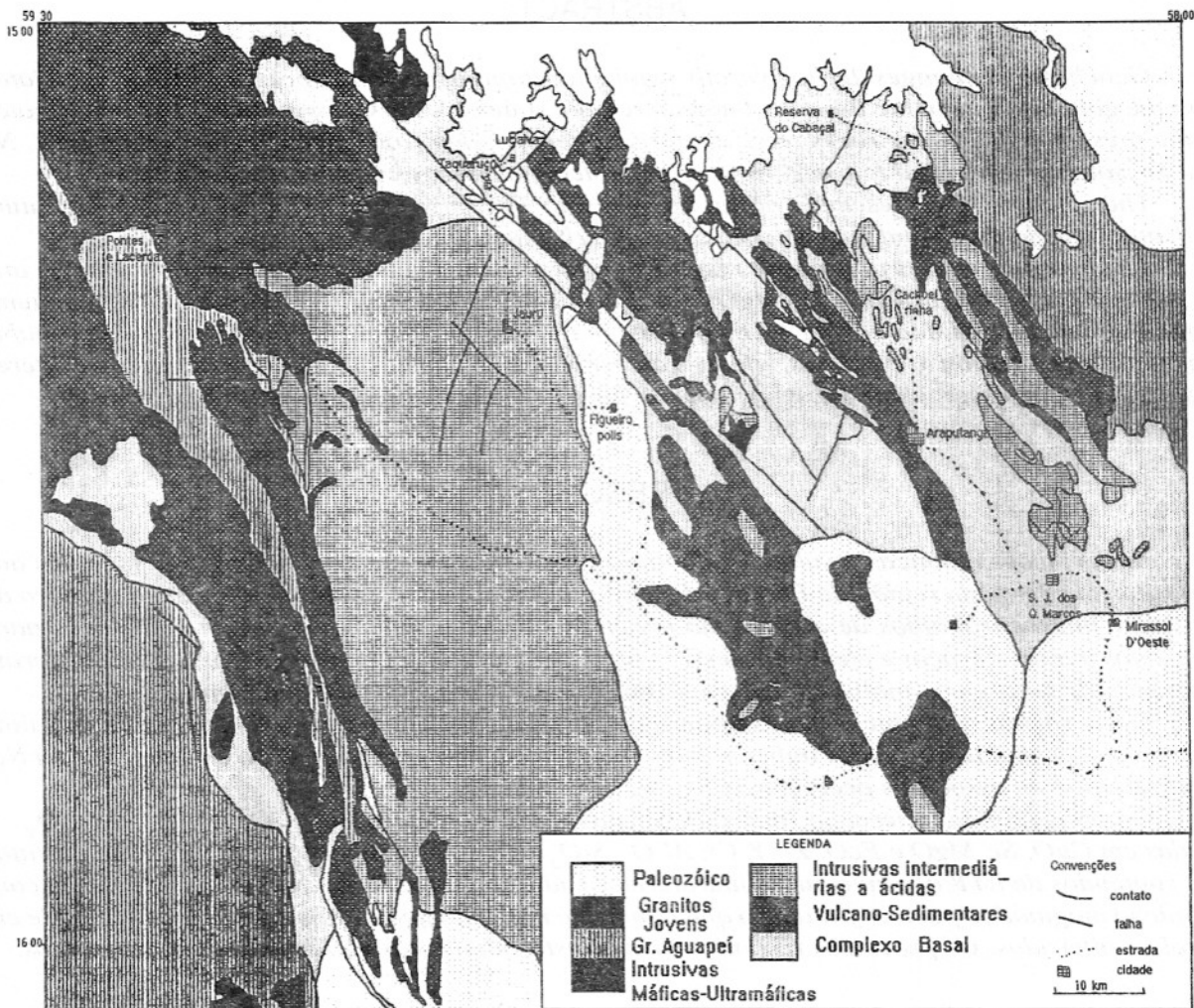


Figura 1 - Mapa de localização da área, mostrando as principais unidades geológicas da região.

Cráton Amazônico e as principais unidades da região são descritas a seguir:

Complexo Basal

Compreende duas sub-unidades. A primeira, o Complexo Granulítico-Anfibolítico Santa Barbara foi descrito, originalmente, como Suíte Intrusiva Rio Alegre, por Andrade Figueiredo & Olivatti (1974). Ferreira Filho & Bizzi (1985) identificaram gabros noríticos, olivina noritos, leucogabros e anortositos com reações metamórficas de fácies granulito. Já,

Menezes et al. (1993) correlacionaram estas rochas aos granulitos do Complexo Granulítico Lomas Maneches, na Bolívia, com idade de 1961 Ma. Na segunda unidade, são incluídos gnaisses e migmatitos que foram denominados, por Saes et al. (1984), Complexo Gnáissico-Migmatítico Brigadeirinho e, por Menezes et al. (1993), Complexo Metamórfico Alto Guaporé. São, na maioria, representados por biotita gnaisses, migmatitos, tonalitos e granodioritos. Localizadamente, apresentam texturas que evidenciam processos de fusão

parcial, acompanhados de migmatização e milonitização.

Seqüências Metavulcano-Sedimentares

Monteiro et al. (1986) denominaram "Greenstone Belt Alto Jaurú" as faixas Cabaçal, Araputanga e Jaurú, constituídas por metavulcânicas básicas a ácidas, além de metassedimentos clásticos a químicos. Menezes et al. (1993) reconheceram a existência de uma quarta faixa vulcano-sedimentar mais para oeste das anteriores, a qual denominaram de Seqüência Metavulcano

Sedimentar Pontes e Lacerda (SMVSPL). Estas rochas apresentam-se metamorizadas na fácies xisto-verde e cortadas por intrusões básicas alongadas segundo a direção SE-NW.

Intrusivos Intermediários a Ácidos

O intenso magmatismo granítico, ocorrido durante o Proterozóico Inferior a Médio, é responsável pela geração de massas batolíticas descritas por vários autores como Monteiro et al. (1986), Menezes et al. (1993) e Geraldes & Castro (1995). Destes batólitos destacam-se o Tonalito Cabaçal, o Granito-gnaiss Santa Helena, o Granito Alvorada, o Granodiorito Água Clara e o Granito Maraboa.

Intrusivas Máficas e Ultramáficas

Matos (1994) observou a presença de corpos intrusivos máficos e ultramáficos metamorizados representados por peridotitos, gabros e tonalitos. Os termos constituintes variam, também, segundo Saes et al. (1984), de peridotito-hazburgíticos a gabros e leuco gabros (Suíte Figueira Branca). Ocorrem também intrusivas não metamorizadas, como o Gabro Indivaí.

Grupo Aguapeí

É constituído por uma sequência de sedimentos textural e mineralogicamente supermaturos depositados em fácies de rios *braided*, dunas eólicas e plataforma marinha rasa. Segundo Saes & Fragozo Cesar (1994), esta unidade foi depositada em três estágios: estágio *rift*, estágio de subsidência marinha e estágio de inversão. Estes autores postularam que a Bacia do Aguapeí constituiu um aulacógeno, o que seria com-

patível com a reconstituição paleogeográfica. Dados geocronológicos de Litherland et al. (1989) indicam o início de deposição próximo de 1.350 Ma. e final em 950 Ma.

Granitos Jovens

A deformação que originou o Cinturão Aguapeí (Danzel, 1992) foi contemporânea à geração de vários corpos graníticos: Suíte Guapé, Granito São Domingos (Menezes et al., 1993) e Granito Lages (Matos & Ruiz, 1989).

Sedimentos Paleozóicos

São coberturas sedimentares, representadas, principalmente, pelas seguintes unidades: Parecis, Puga, Jaurú e Pantanal.

DOMÍNIOS ESTRUTURAIS

A análise estrutural da área dos depósitos auríferos permitiu identificar os diferentes domínios tectônicos.

Domínio pré-mineralização

Localiza-se a W e a E da faixa mineralizada e engloba os xistos, quartzitos, pelitos e vulcanitos da SMVSPL, e os metarenitos e metapelitos do Grupo Aguapeí.

Na SMVSPL, o metamorfismo pode variar da zona da clorita (em metabasaltos) à zona da granada (granada-muscovita xistos). Localizadamente, é possível observar S_0 paralelizado à foliação, além da lineação de estiramento mineral frontal. A direção predominante desta foliação é N65W/35SW e está dobrada com clivagem de crenulação de plano axial de direção N70W/50NE.

No Grupo Aguapeí, não há deformação e as camadas são

sub-horizontais com estruturas S_0 preservadas.

Domínio sin-mineralização

Apresenta a forma de uma faixa alongada com direção N-NW, atingindo as mesmas unidades do domínio pré-mineralização. Todavia, estas unidades apresentam-se alteradas pelo hidrotermalismo que acompanhou a deformação. Este domínio caracteriza-se pela foliação com mergulhos suaves, assumindo, em alguns locais, caráter milonítico, de direção N68W/20NE. A lineação de estiramento mineral é praticamente frontal (N25E/30). Indicadores cinemáticos assimétricos (foliação SC) indicam o transporte com sentido de NE para SW.

A foliação de cavalgamento encontra-se dobrada, com caimento para NE ou para SW, além de estar acompanhada por veios mineralizados (paralelos à foliação) e por veios de quartzo e sulfetos não mineralizados discordantes (veios tipo N).

Domínio pós-mineralização

Observado somente no interior do domínio sin-mineralização, atingindo também os mesmos litotipos da SMVSPL e do Grupo Aguapeí. É caracterizado por transcorrências localizadas (variando de 10 a 30 metros de largura e centenas de metros de comprimento), com foliação subvertical e lineação de estiramento mineral sub-horizonta. A direção média desta foliação é similar às das estruturas regionais (N25W).

GEOLOGIA DOS DEPÓSITOS

Os depósitos auríferos de

Pontes e Lacerda contêm uma mineralização constituída por quartzo, pirita e ouro sendo que a zona de alteração hidrotermal apresenta predominantemente quartzo, muscovita e magnetita. Em um dos depósitos auríferos (depósito do Onça) ocorre ainda calcopirita, galena e esfalerita. Estes depósitos estão associados a uma zona de cisalhamento de direção NW e distribuídos por uma faixa de,

aproximadamente, 200 km de extensão e 40 km de largura (Geraldes & Costa Neto, 1994).

Na área dos depósitos (Fig. 2), as unidades observadas são a Seqüência Metavulcano Sedimentar Pontes e Lacerda, Granito Maraboa, Grupo Aguapeí, subdividido em Formação Vale da Promissão e Formação Fortuna, Granito Nenê e sedimentos recentes.

A zona de cisalhamento

(gerada durante o cavalgamento) atingiu as várias unidades litológicas que serviram de encaixantes para os veios mineralizados. Entre elas, encontram-se a Seqüência Vulcano-Sedimentar Pontes e Lacerda, rochas intrusivas de várias composições (granitos, tonalitos e granito-gnaisses alaskíticos) e sedimentos clásticos do Grupo Aguapeí. A idade dos depósitos é correla-

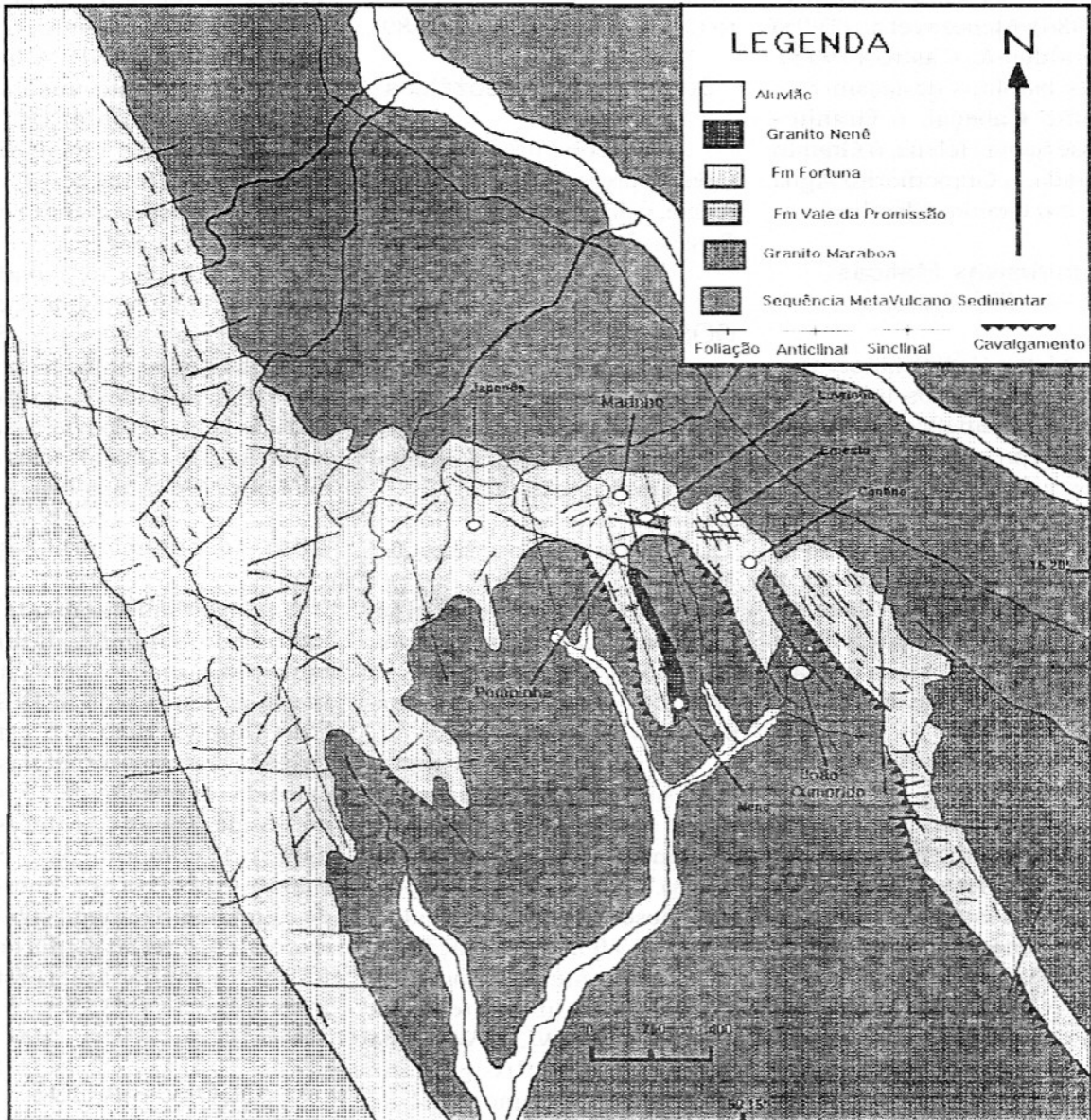


Figura 2 - Mapa de localização dos principais depósitos auríferos e unidades geológicas na região ao sul de Pontes e Lacerda.

cionável à deformação do Cinturão Aguapeí.

Dos 23 depósitos catalogados, 3 são encaixados em granitos, 6 nos metassedimentos do Grupo Aguapeí, 3 na SMVSPL e 11 estão no contato entre a SMVSPL e o Grupo Aguapeí. Sem considerar as duas jazidas em operação (Mina de São Vicente e São Francisco), a área mais promissora para pesquisas está representada na Figura 2, onde estão indicados 8 depósitos: Lavrinha, Japonês, Ernesto, Marinho, Cantina, João Cumprido, Pombinha e Nenê.

No depósito da Lavrinha, observa-se uma variação na zona mineralizada. A partir do contato com o Grupo Aguapeí, encontra-se uma faixa de quartzo-xisto pouco mineralizado e caracterizada por uma coloração esbranquiçada. Esta faixa apresenta a forma anastomosada, atingindo até 15 metros de espessura, podendo, em alguns locais, desaparecer. Em contato com a faixa seguinte, ocorre uma camada de magnetita-quartzo-xisto com 1 a 2 metros de espessura, também irregular e anastomosada. Em seguida, aparece a principal faixa mineralizada, variando de 10 a 40 metros de espessura, representada pelo sericita-quartzo xisto, de coloração acinzentada e muito foliada. Veios decimétricos com sulfetos e ouro são abundantes e acompanham a foliação. Por último encontra-se o quartzito, com intercalações de sericita xisto também mineralizado, e espessuras variando de 10 a 15 metros de espessura.

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS ROCHAS

As amostras de rochas

vulcânicas foram coletadas em afloramentos e testemunhos de sondagens, nos depósitos Lavrinha, Cantina, Ernesto e Nenê, e também a W da faixa mineralizada. Foram identificados os seguintes tipos de rochas.

Metabasalto não alterado (amostra coletada fora da zona de alteração)

Os metabasaltos exibem textura microporfirítica, com orientação incipiente de cristais de clorita. Estas rochas apresentam poucas modificações estruturais pós cristalização, com os minerais metamórficos substituindo os minerais magmáticos, sem obliteração da textura pretérita.

A amostra analisada apresenta coloração cinza-escura, é afanítica e não deformada. Veios submilimétricos de epidoto cortam a rocha de forma anastomosada. É constituída de plagioclásio, anfibólio, clorita, titanita e opacos subordinados, além de aglomerados de epidoto. Apresenta, de forma geral, composição mineralógica semelhante aos basaltos descritos por Matos (1994) e Pinho & Fyfe (1994) em outras localidades da região, porém algo mais rica em clorita. Esta amostra apresentou o menor valor de perda ao fogo (<3%).

O plagioclásios ocorrem como grãos de contornos irregulares e estão parcialmente saussuritizados.

O quartzo, quando ocorre, é de forma subordinada. Os grãos tendem a ser anedrais e, freqüentemente, agrupam-se em leitos.

O epidoto (zoisita), sericita, titanita, anfibólio e clorita são os minerais metamórficos mais freqüentes. Estes minerais são resultantes de reações retrometamórficas, oriundas das alterações de plagioclásio, piroxênio e

anfibólio. Os minerais acessórios mais comuns são opacos e apatita.

Estudos anteriores (Matos, 1994; Pinho & Fyfe, 1994) indicaram para estes basaltos uma origem de assoalho oceânico ou de bacia de retro-arco. Os processos de alteração do tipo epidotização, espilitização, e, subordinadamente, carbonatação e sericitização foram interpretados como de fundo oceânico, em sistema hidrotermal de idade pós-arqueana, porém, anterior ao hidrotermalismo relacionado às mineralizações.

Metabasaltos alterados

Foram estudadas 5 amostras de metabasaltos alterados, coletadas nas proximidades dos depósitos de ouro (amostra 4, na Lavrinha; amostra 5, na Cantina; amostra 6, no Ernesto e amostras 7 e 8, no Nenê).

Os metabasaltos hidrotermalizados apresentaram valores de perda ao fogo compreendidos entre 3 e 5%. São rochas de cor cinza, apresentando textura milonítica e constituídas, fundamentalmente, de quartzo, muscovita e opacos, além de relictos de plagioclásio e biotita.

As amostras coletadas nos depósitos da Lavrinha e do Nenê variam de quartzo-sericita-xisto a sericita-xisto. Os cristais de muscovita podem ser individualizados apenas microscopicamente, apesar de, em lâmina, apresentarem grande variação de tamanho. O quartzo apresenta, também, grande variação, podendo ocorrer em pequenos grãos de forma estirada, acompanhando a foliação, ou em grandes grãos fraturados com preenchimento de muscovita. Lâminas obtidas de amostras coletadas em camadas mais escuras acusam a presença de grande volume de opacos esti-

rados, alongados e reunidos em lentes que acompanham a foliação. Disseminados nestas rochas ocorrem cristais euhedrais de magnetitas, freqüentemente apresentando textura de substituição por quartzo e fluorita.

De grande importância para este estudo, os acessórios ocorrem de forma dispersa tendo sido observados, em quantidade decrescente, a fluorita, turmalina, zircão e rutilo.

Metandesitos alterados

Foram analisadas duas amostras de meta-andesitos coletadas nos depósitos do Ernesto e Cantina (amostras 2 e 3, respectivamente, da Tabela 1). Essas rochas apresentaram valores de perda ao fogo de 2 a 4%. A composição mineralógica destas rochas é bastante similar a dos metabasaltos hidro-termalizados, apresentando-se, porém, mais enriquecida em quartzo.

A amostra coletada no depósito do Ernesto apresenta composição variando de quartzo-sericita-xisto a sericita-biotita-xisto. O quartzo ocorre em aglomerados de grãos pequenos ou em grandes cristais sempre fraturados e preenchidos por sericita. A biotita apresenta coloração castanho-esverdeado com bordas, as vezes, irregulares. É usual, também, a ocorrência de opacos em lentes, resultando em colorações mais escuras para as rochas. Foram também observados cristais euhedrais de magnetita disseminados e fluorita, ocupando espaços intersticiais na matriz ou substituindo, parcialmente, a magnetita.

LITOGEOQUÍMICA E ISÓTOPOS

As rochas vulcânicas da

Tabela 1- Composição química das rochas vulcânicas da região de Pontes e Lacerda. Basalto não alterado (1), andesitos alterados (2 e 3), basaltos alterados (4, 5, 6, 7 e 8).

	1	2	3	4	5	6	7	8
	% em peso							
SiO ₃	50	53,7	57,6	39,4	39,5	45	36,5	41,5
Al ₂ O ₃	13,9	26,4	15,4	19,9	19,7	32,2	24,6	24,2
Fe ₂ O ₃	5,4	4,5	13,9	24,8	24,7	5,8	25	17,2
FeO	7,4	0,28	0,42	0,71	0,85	0,28	0,57	0,28
CaO	10,1	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Na ₂ O	1,65	0,17	0,08	0,1	0,11	0,47	0,3	0,15
MgO	7,2	0,91	1,9	1,7	1,7	0,51	0,52	1,2
K ₂ O	0,03	9,4	6,8	8,4	8,2	9,7	7,4	9,4
TiO ₂	0,96	0,62	0,73	1,3	1,4	0,97	0,94	1,8
MnO	0,2	0,01	0,03	0,04	0,03	0,01	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,095	0,05	0,05	0,05	0,12	0,05	0,56	0,061
Cr ₂ O ₃	0,027	0,003	0,039	0,014	0,014	0,02	0,026	0,038
NiO	0,014	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,01
F	0,01	0,079	0,045	0,066	0,084	0,077	0,039	0,067
P.F.	2,98	3,81	2,77	3,32	3,32	4,71	3,93	3,98
total	99,966	99,985	99,817	99,853	99,781	99,85	100,448	99,946
	ppm							
Rb	8	179	119	168	167	306	150	141
Sr	297	52	63	32	140	163	72	80
Ba	55	1643	1451	1362	1858	1902	1242	2141
Zr	78	277	66	63	72	188	144	198
Y	17	28	8	19	26	45	32	25
Nb	10	21	10	9	13	18	20	9
Hf	8	8	8	8	8	8	8	8
Th	5	5	5	5	5	14	6	5
La	5	38	24	16	59	88	80	61
Ce	16	88	61	188	838	190	1479	908
Nd	10	42	29	29	56	100	99	77
Sm	3	8	6	8	11	18	20	15
Eu	1	2	1	2	3	2	3	3
Gd	2	4	3	5	10	7	15	11
Dy	2	3	2	6	8	4	9	9
Ho	1	1	0,50	1	2	1	2	2
Er	1	1	0,80	3	4	2	5	5
Yb	1,00	1,00	0,70	0,20	3,00	0,20	4,00	5,00
Lu	0,10	0,10	0,10	0,20	0,40	0,20	0,50	0,50

região de Pontes e Lacerda foram analisadas no laboratório Geolab, sendo, que para os elementos maiores e para os elementos traços foram, utilizadas as técnicas de absorção atômica e fluorescência de raio-x; para os elementos do grupo das Terras Raras, a metodologia empregada foi a de coluna de troca iônica com determinação final por espectrometria de plasma ICP. Os resultados são apresentados na Tabela 1.

Foram também realizadas análises isotópicas de Nd e Sr de três amostras do basalto não alterado no CPGeo da USP

(Tabela 2). A metodologia compreendeu pré-concentração em colunas de troca iônica, colunas de teflon e leitura em espectrômetro de massa. Estes resultados analíticos são tratados, a seguir, visando contribuir para o entendimento da gênese dessas rochas e do processo de alteração hidrotermal a que foram submetidas.

PETROGÊNESE DAS ROCHAS VULCÂNICAS

As rochas basálticas analisadas pertencem a Sequência

Tabela 2 - Composição isotópica de Sm e Nd de basaltos não alterados da região de Pontes e Lacerda. * Valor atual e ** valor calculado para 1,2 Ga.

isótopos\amostras	ba.01		ba.02		ba.03	
	*	**	*	**	*	**
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,70369	0,70369	0,70392	0,70392	0,70392	0,70392
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,51271	0,51134	0,51274	0,51134	0,51288	0,51140

Vulcano Sedimentar. Convém recordar que esta unidade se distribui em toda a área mapeada e compreende litotipos vulcânicos, variando, desde basaltos, até tufos ácidos, associados a rochas sedimentares clásticas e químicas. As rochas mais representativas são as vulcânicas básicas, porém ocorrem vulcânicas e piroclásticas de natureza riolítico-dacítica de forma mais restrita.

A composição química do basalto não alterado (Tabela 1) está representada no diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{MgO} \times (\text{FeO}^* + \text{TiO}_2)$ na Figura 3. Foram lançados, também, os dados obtidos por Matos (1994), para as vulcânicas da SMVSPL, e por Pinho & Fyfe (1994), para vulcânicas da Faixa Jaurú. As conclusões deste trabalho estão em concordância com os estudos anteriores que indicam a natureza toleítica de alto ferro para esses basaltos e uma origem em ambiente de assoalho oceânico.

As composições dos isótopos de Nd e Sr foram determinadas em três amostras de metabasaltos não alterados com o objetivo de se confirmar o ambiente tectônico e o tipo de fonte do magma que deu origem ao basalto. Na Figura 4, é apresentado um diagrama de correlação isotópica $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \times ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, que permite investigar as relações entre pares de isótopos e reservatórios do manto. Os reservatórios mantélicos geradores de crosta oceânica, segundo Zindler &

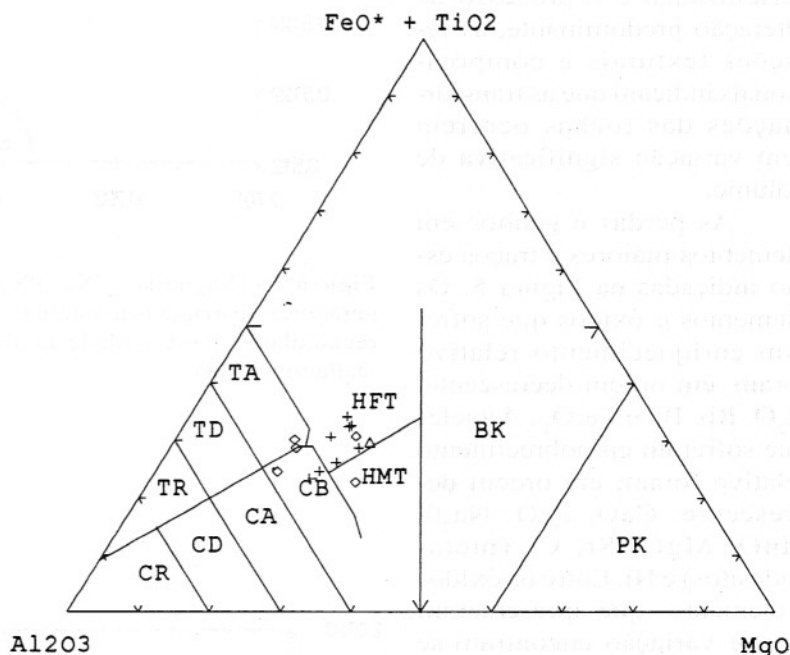


Figura 3 - Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - (\text{FeO}^* + \text{TiO}_2)$, segundo Jensen (1976). Este trabalho em triângulo. Dados de Matos (1994) - em losangos; dados de Pinho & Fyfe (1994) - em cruzes. HFT (basalto toleítico de alto ferro); HMT (basalto toleítico de alto magnésio). Os campos TR, TD e TA correspondem a, respectivamente, riolitos, dacitos e andesitos de composição toleítica. Os campos CR, CD, CA e CB correspondem, respectivamente, a riolitos, dacitos, andesitos e basaltos de composição cálcio alcalina. BK são basaltos komatíticos e PK picritos komatíticos.

Hart (1986), podem ser divididos em: Manto Empobrecido (DM), Composição Silicática Total da Terra (BSE), Manto Enriquecido I e II (EMI e EMII), Composição Prevalente do Manto (PREMA) e Reservatório com alta razão U/Pb (HIMU).

A faixa indicada na

Figura 4, denominada de arranjo mantélico, representa a sequência de diferenciação em função dos isótopos de Nd e Sr. As composições isotópicas das três amostras analisadas enquadram-se no arranjo mantélico, próximas ao campo de Manto Enriquecido e dos basaltos de assoalho oceânico atuais.

ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

Os resultados das análises químicas das rochas hidrotermalizadas foram normalizados em relação à amostra do metabasalto coletada fora da zona mineralizada. Esta normalização não foi corrigida quanto à variação de volume das rochas. De acordo com os estudos de Gresens (1967), quando a sericitização é o processo de alteração predominante, as relações texturais e composicionais indicam que as transformações das rochas ocorrem sem variação significativa de volume.

As perdas e ganhos em elementos maiores e traços estão indicadas na Figura 5. Os elementos e óxidos que sofreram enriquecimento relativo foram, em ordem decrescente: K_2O , Rb, Ba e Fe_2O_3 . Aqueles que sofreram empobrecimento relativo foram, em ordem decrescente: CaO, FeO, Na_2O , MnO, MgO, Sr, Cr (metandesitos) e Ni. Entre os óxidos e elementos que apresentaram menor variação encontram-se SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Cr (metabasaltos), Zr e Y.

Os teores de K_2O e Rb também foram comparados com os conteúdos de Zr desta rochas (Fig. 6). Como indicado, o K_2O sofreu enriquecimento acentuado e o Rb, comparativamente ao Zr, um leve enriquecimento. Ambos são indicadores úteis de mineralizações hidrotermais, segundo Scherckenback & Noble (1984).

Entre os demais elementos que sofreram enriquecimento durante o hidrotermalismo, o do Ba é explicado, segundo Kerrich & Fyfe (1981), pela sua afinidade aos metais preciosos, podendo ser adicionado, tanto nos veios, como nas rochas

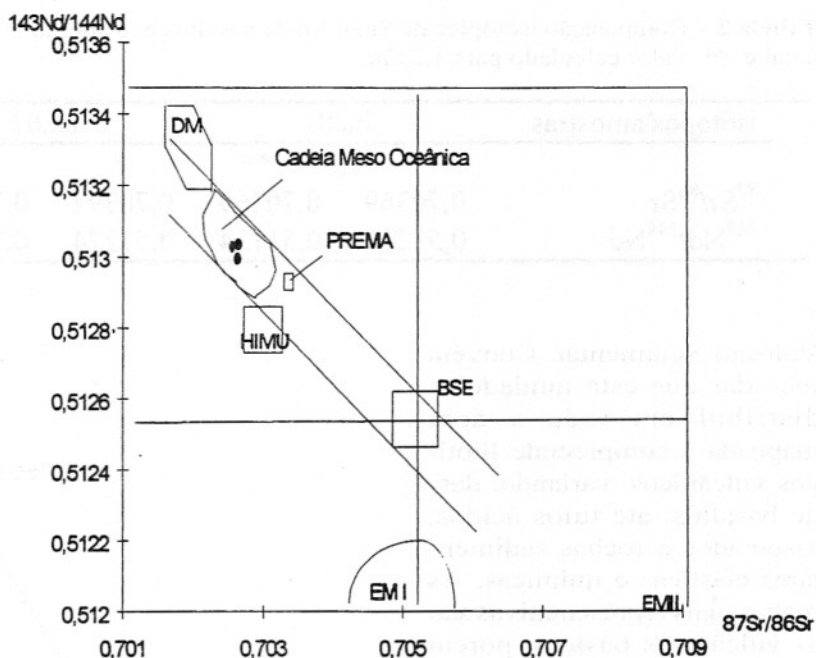


Figura 4 - Diagrama $^{143}Nd/^{144}Nd \times ^{87}Sr/^{86}Sr$ mostrando os reservatórios geradores de magmas mantêlicos. As razões isotópicas $^{143}Nd/^{144}Nd$ foram recalculadas para a idade modelo Sm/Nd de 1.2 Ga. Adaptado de DePaolo (1988).

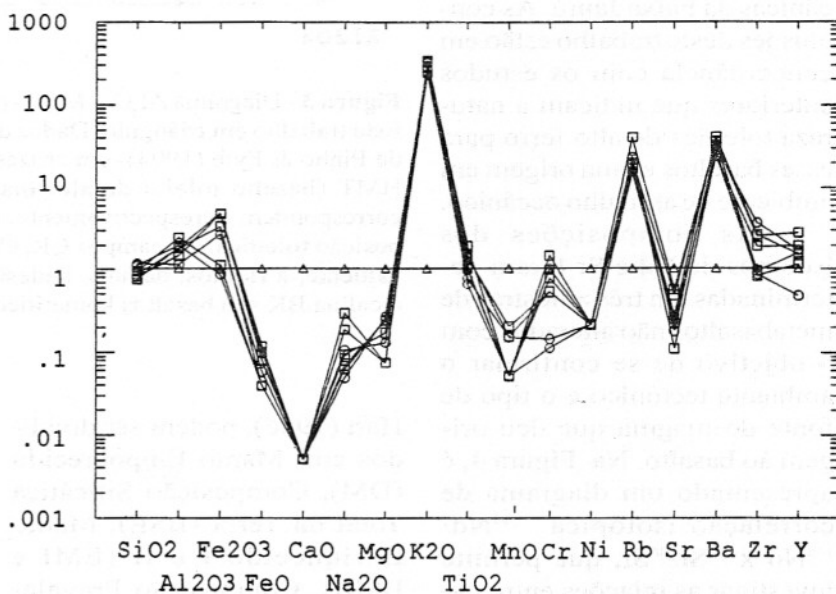


Figura 5 - Teores de óxidos e elementos traços das rochas hidrotermalizadas normalizados pelo metabasalto não alterado (linha horizontal). Metabasaltos (quadrados); metandesitos (círculos).

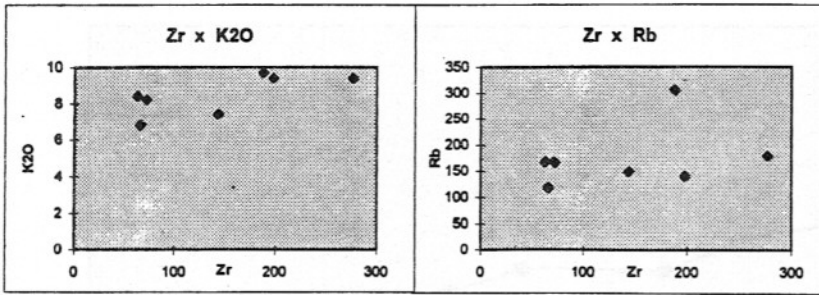


Figura 6 - Diagramas Zr x K₂O e Zr x Rb. Zr e Rb em ppm; K₂O em % em peso.

encaixantes. O Fe₂O₃ e o Fe total apresentam ganho significativo nas rochas alteradas hidrotermalmente, através do aparecimento da magnetita, o que demonstra o caráter oxidante dos fluidos.

O CaO e o Sr apresentam comportamentos geoquímicos semelhantes. São empobrecidos como produto da reação do plagioclásio com o fluido. Kerrich & Fyfe (1981), estudando as mineralizações auríferas carbonatadas de Yellowknife (Canadá), constataram o enriquecimento de CaO e Sr, contrariamente ao observado no presente estudo. Os teores de MgO e MnO foram comparados com o de Zr (Fig. 7), e apresentam o mesmo nível de perdas, como consequência da reação da clorita e da biotita. O FeO teve a concentração diminuída em função da oxidação promovida pelos fluidos hidrotermais, de forma a se alterar para Fe₂O₃.

O empobrecimento em Na₂O é característico de processos hidrotermais, segundo Wynne & Strong (1984 *apud* Whiford et al., 1988) e é resultado da desestabilização do plagioclásio. Cr e Ni sofreram perdas, provavelmente como resultado da reação do epidoto e da titanita, apesar de acompanharem os metais preciosos, segundo Kerrich & Fyfe (1981).

A concentração de SiO₂ se manteve praticamente inalterada, apesar do aumento de quartzo dado pelos veios mineralizados indicando remobilização e leve empobrecimento nas rochas básicas. Os valores de Al₂O₃ descrevem um leve enriquecimento, o qual, segundo Gresens (1967), pode ser resultado do aumento de Al exigido na passagem de plagioclásio à sericita. Zr, Y e TiO₂ tendem a permanecer imóveis, em concordância com os estudos de Kerrich & Fyfe (1981).

As rochas vulcânicas alteradas que ocorrem na região de Pontes e Lacerda também foram analisadas para os elementos do grupo dos terras raras. A distribuição dos ETR no basalto não alterado já revela um fracionamento dos elementos leves em relação aos pesados e uma tênue anomalia ne-

gativa de Eu, relacionados, possivelmente, aos processos primários de diferenciação magmática e cristalização fracionada dos plagioclásios (Fig. 8). As vulcânicas alteradas apresentam teores mais elevados em ETR. Na Figura 9, estão indicados os teores de ETR das rochas hidrotermalizadas em relação ao basalto não alterado. O enriquecimento relativo em ETR dessas rochas ocorre para todos os elementos nos basaltos alterados e restringem-se aos terras raras leves (La-Gd) nos andesitos. Esse enriquecimento relativo indica que estas rochas interagiram com soluções hidrotermais com características físico-químicas propícias ao transporte de ETR, principalmente dos mais leves. Padrões semelhantes de enriquecimento em ETR durante os processos de alteração hidrotermal e formação de mineralizações metálicas já foram descritos em depósitos porfiríticos por Taylor & Fryer (1982).

Algumas amostras de basaltos alterados (amostras 4, 5, 7 e 8) apresentam anomalias positivas de Ce, semelhantes à indicada na Figura 8. Essa anomalia não está presente nos andesitos e em uma amostra de basalto alterado (amostra 6), que é a que apresenta o teor de SiO₂ mais alto e o teor de Fe₂O₃ mais baixo entre as amostras

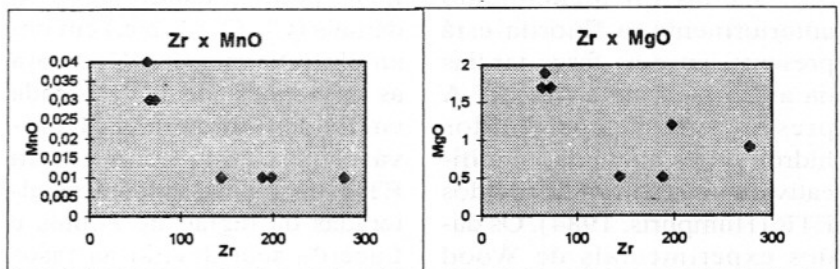


Figura 7 - Diagramas MnO x Zr e MgO x Zr. MnO e MgO em % em peso; Zr em ppm.

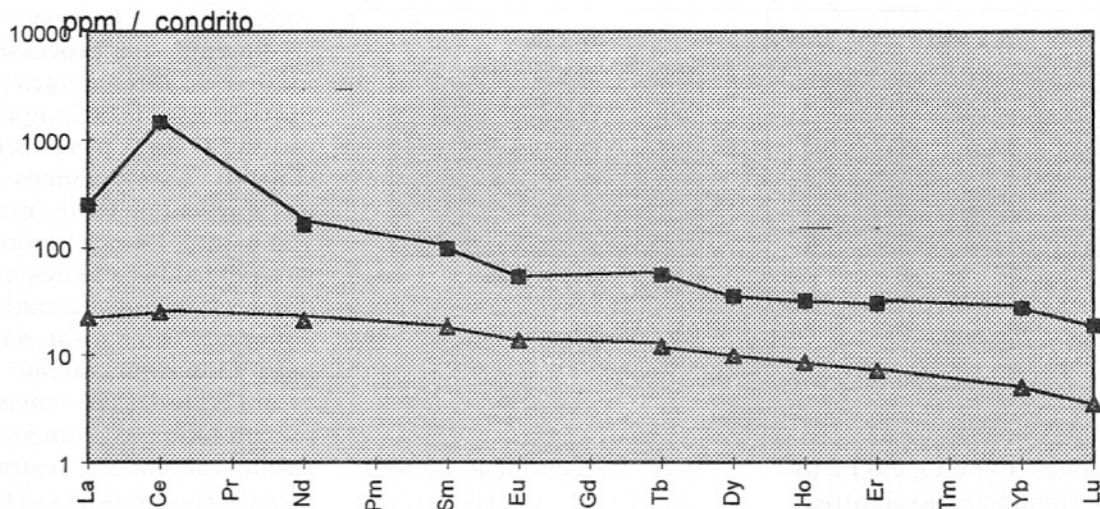


Figura 8 - Comparação entre os padrões de ETR do basalto não alterado (em triângulos) e um basalto alterado (amostra 7, quadrados). Valores normalizados pelo condrito de Evensen et al (1978).

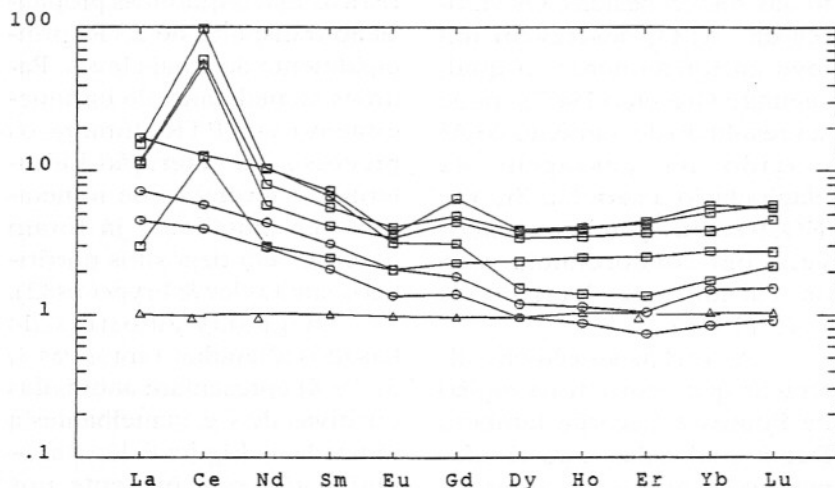


Figura 9 - Teores de ETR das rochas hidrotermalizadas normalizadas em relação ao basalto não alterado (triângulos); metabasaltos (quadrados); metandesitos (círculos).

analisadas de basaltos alterados.

Como foi mencionado anteriormente, a fluorita está presente entre as fases tardias da assembléia de alteração. A presença de F^- nos fluidos hidrotermais aumenta, significativamente, a mobilidade dos ETR (Humphris, 1984). Os dados experimentais de Wood (1990), para temperaturas até 350° , indicam que os complexos de F^- representam a forma

mais eficiente de transporte de ETR, predominando sobre os demais (Cl^- , CO_3^{2-} , etc.) em um amplo intervalo de pH, e para as atividades de F^- esperada em fluidos hidrotermais. É provável que o enriquecimento em ETR das rochas vulcânicas alteradas da região de Pontes e Lacerda seja devido as fases mais tardias do hidrotermalismo que promoveu o aumento dos teores em F das rochas.

Nessas condições, a fluorita tenderia a concentrar todos os ETR, enquanto a muscovita tenderia a concentrar, preferencialmente, os elementos terras raras leves na rocha alterada (Henderson, 1984 e Burt, 1989). Apesar de existir referência na literatura sobre a ocorrência de fluorita com até 14% de Ce (Clark, 1984), não foi observada uma clara correlação entre os teores de Ce e F das amostras analisadas (Fig.10) no presente estudo. A melhor correlação, por outro lado, foi obtida entre os teores de Ce e Fe_2O_3 (Fig. 10), o que é sugestivo de retenção de pelo menos parte do Ce na sua forma oxidada Ce^{4+} , no material resultante da alteração das magnetitas, presentes nas vulcânicas hidrotermalizadas. As anomalias positivas de Ce podem ser devido à fixação deste elemento através da oxidação de Ce^{3+} a Ce^{4+} e à sua estabilização na forma de CeO_2 (em mistura de óxidos e hidróxidos), como descrita anteriormente em doleritos intemperizados (Marsh, 1991), perfis lateríticos (Braun et al., 1990) e em nódulos de

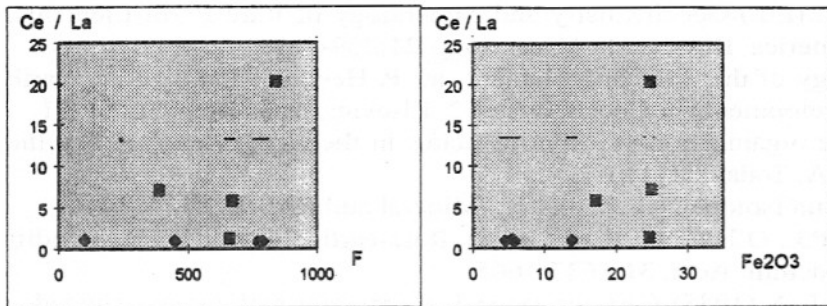


Figura 10 - Razões Ce/La, em função dos teores de F (ppm) e Fe_2O_3 das vulcânicas básicas de Pontes e Lacerda. As amostras com anomalias positivas de Ce em quadrados.

manganês (Erlich, 1968 apud Henderson, 1984; Ludden e Thompson, 1978).

CONCLUSÕES

(i) As rochas vulcânicas básicas a intermediárias da Sequência Metavulcano-Sedimentar de Pontes e Lacerda foram afetadas por um evento importante de alteração hidrotermal, relacionado à evolução tectônica da região.

(ii) Os fluidos desta alteração hidrotermal percolaram uma superfície de descolamento, resultante de um cavalgamento de sentido NE para SW na qual estão localizados os depósitos de Au mais importantes.

(iii) Os resultados analíticos de elementos maiores e traços do metabasalto não alterado indicam sua natureza toleítica e cristalização em ambiente de assoalho oceânico.

(iv) O metabasalto não

alterado tem composição isotópica característica de magmas originados em reservatórios mantélicos empobrecidos em Sr e enriquecidos em Nd, compatível com basaltos de assoalho oceânico.

(v) A escolha do metabasalto não alterado como parâmetro de comparação mostrou-se adequado, apesar de que a epidotização pode ter provocado alterações, principalmente, nas razões dos ETR.

(vi) A alteração hidrotermal modificou a paragênese mineral dos basaltos da zona mineralizada, através da geração de quartzo, muscovita, magnetita, sulfetos e fluorita.

(vii) Os elementos Zr, Y, e TiO_2 constituíram um conjunto de elementos muito pouco móveis durante a alteração hidrotermal. Também não foram observadas mudanças significativas nos teores de SiO_2 , Al_2O_3 e Cr (metabasalto).

(viii) Fe_2O_3 e FeO total

sofreram ganhos e o FeO empobrecimento, demonstrando o caráter oxidante dos fluidos.

(ix) O Ba demonstra ter afinidade com os metais nobres e K_2O e ETR sofreram ganhos, indicando a participação de fontes magmáticas na origem dos fluidos.

(x) A anomalia positiva de cério em basaltos hidrotermalizados e sua correlação positiva com os teores de Fe_2O_3 dessas rochas é mais um forte indício da influência magmática na origem dos fluidos responsáveis pela mineralização.

(xi) As variações negativas nas concentrações de CaO, Sr e MgO podem ser utilizadas para diferenciar os depósitos estudados dos depósitos hidrotermais arqueanos conhecidos no Brasil e no mundo.

AGRADECIMENTOS

Esta pesquisa foi financiada pela FAPESP (Proc. n.º 94/6122-8) e CNPq (Proc. 133952/94). Os autores desejam expressar seus agradecimentos à BHP Minerals, pelo custeio das análises químicas; ao Dr. Caetano Juliani e ao Dr. Ian McReath (IG-USP); Dr. Elson de Oliveira (IG-UNICAMP) e ao geólogo Ronaldo Mincato pelas oportunas sugestões e revisão crítica deste trabalho. Agradecimentos também são devidos aos dois revisores da GB, que muito contribuíram para o aperfeiçoamento deste trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDRADE FIGUEIREDO, A.J. & OLIVATTI, O. (1974) Projeto Alto Guaporé. DNPM/CPRM. Goiânia. Relatório Final.
- BRAUN, J.J.; PAGEL, M.; MULLER, J.P.; BILONG, P.; MICHARD, A.; GUILLET, B. (1990). Cerium anomalies in lateritic profiles. *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, **54**:781-795.
- BURT, D.M. (1989) Compositional and phase relations among rare earth elements minerals. *In*

- Lipin, B.R. & McKay, G.A. (Ed.) *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*. Mineralogical Society of America. *Reviews in Mineralogy*, **21**:259-307.
- CLARK, A.M., (1984). *Mineralogy of the rare earth element*. In: P. Henderson (Ed.) *Rare Earth Element Geochemistry, Developments in Geochemistry 2*, Elsevier, Amsterdam, p. 33-61.
- DANZIEL, I.W.D. (1992). On the organization of America plates in the Neoproterozoic and the break out of Laurentia. *G.S.A. Today*, **2**(11):1-2.
- DEPAOLO, D.J. (1988) Neodymium Isotope Geochemistry. *Mineral and Rocks*. **20**, 181p.
- EVENSEN, N.M., HAMILTON, P.J., O'NIONS, R.K. (1978) Rare-earth abundances in chondrit meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **31**:1637-1665.
- FERREIRA FILHO, C.F. & BIZZI, L.A. (1985) Caracterização dos cumulos máficos granulizados do Rio Alegre, M.T. In: *Simpósio de Geologia do Centro Oeste*, 21, Goiânia. *Anais*, p.239-246.
- GERALDES, M.C. & COSTA NETO, M. C. (1994) Aspectos preliminares das mineralizações auríferas da região de Pontes e Lacerda - (M.T.). In: *Congr. Bras. de Geol*, 35. *Boletim*, **3**:281-282.
- GERALDES, M.C. & CASTRO, N. (1995) Granitogêneses na região de Pontes e Lacerda-Araputanga. In: *Congresso Latinoamericano de Geologia*, 6, Caracas. No prelo.
- GRESENS, R.L. (1967) Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology*, **2**:47-65.
- HENDERSON, P. (1984) *Rare Earth Element Geochemistry, Developments in Geochemistry 2*. Elsevier, Amsterdam, 510p.
- HUMPHRIS, S.E. (1984) The mobility of the rare earth elements in the crust. In: P. Henderson (Ed.) *Rare Earth Element Geochemistry, Developments in Geochemistry 2*. Elsevier, Amsterdam, p.33-61.
- HUMPHRIS, S.E., MORRISON, M.A.; THOMPSON, R.N. (1978) Influence of rock crystallization history upon subsequent lanthanide mobility during hydrothermal alteration of basalts. *Chemical Geology*, **23**:125-137.
- JENSEN, L.S. (1976) A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Vulcanic Kocks. Ontario Division of Mines. *M.P.*, **16**:22p.
- KERRICH, R. & FYFE, N.S. (1981) The gold-carbonate association: source of CO₂, and CO₂ fixation reactions in Archaean lode deposits. *Chemical Geology*, **33**:265-294.
- LITHERLAND, M.; ANNELS, R.N.; DARBYSHIRE, D.P.F.; FLETCHER, C.J.N.; HAWKINS, M.P.; KLINK, B.A.; MITCHEL, W.I.; O'CONNORS, E.A.; E PITFIELD, P.E.J.; POWER, G; WERB, B.C. (1989) The Proterozoic eastern Bolivia and its relationship to the Andean mobile belt. *Precambrian Res.*, **43**:157-174.
- LUDDEN, J.N. & THOMPSON, G. (1978). Behaviors of rare earth elements during submarine weathering of tholeiitic basalt. *Nature*, **274**:147-149.
- LUDDEN, J.N.; DAIGNEAULT, R.; ROBNERT, F.; TAYLOR, R. (1984) Trace element mobility in alteration zones associated with Archaean Au lode deposits. *Economic Geology*, **79**:1131-1141.
- MACLEAN, W.H. (1988) Rare earth element mobility at constant inter-REE ratios in the alteration zone at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Mineralium Deposita*, **23**:231-238.
- MARSH, J.S. (1991) REE fractionation and Ce anomalies in weathered Karoo dolerite. *Chemical Geology*, **90**:189-194.
- MATOS, J.B. (1994) Contribuição à geologia da parte meridional do Cráton Amazônico: região do Rio Alegre, M.T. *Dissertação de Mestrado*. IG-USP, 108 p.
- MATOS, J.B. & RUIZ, A.S. (1991) Contribuição à geologia da Folha Santa Rita. Mato Grosso. In: *Simp. de Geol. do Centro Oeste*, 3. *Anais*, p.122-130.
- MENEZES, R. G. DE; LOPES, I.; BEZERRA, J.R.L. (1993) Folha Pontes e Lacerda 1:100.000. *Carta Geológica e Texto Explicativo*. Prog. de Lev. Bas. CPRM-DNPM.
- MONTEIRO, H.; MACEDO, P.M. DE; SILVA, M.D. DA; MORAES, A.A. DE; MARCHETO, C.M.L. (1986) O greenstone belt do Alto Jaurú. In: *Congr. Bras. de Geol.*, 34, Goiânia. *Anais*, **2**:630-646.
- PINHO, M.B. & FYFE, W.S. (1994) A evolução do conhecimento geoquímico das vulcânicas

- máficas-ultramáficas toleíticas da Formação Mata Preta, Greenstone Belt do Alto Jaurú- Mato Grosso. *Congr. Bras. de Geol.*, **35**, **3**:141-143.
- SAES, G.S.; LEITE J.A.D.; WESCA, R.K. (1984) Geologia da Folha Jaurú (SD-21-Y-C-III): Uma síntese dos conhecimentos. In: *Congr. Bras. de Geol.*, **33**, Rio de Janeiro. *Anais*, **5**:2193-2204.
- SAES, G.S. & FRAGOSO CESAR, A.R.S. (1994) The Aguapeí Basin (Southwest Amazonia): A Grenville age aulacogen of the Sunsas Orogen. In: *Congr. Bras. de Geol.*, **35**. *Anais*, **1**:207-209.
- SCHERKENBACK, D.A. & NOBLE, D.C. (1984) Potassium and rubidium metasomatism at the Julcani District, Peru. *Econ. Geol.*, **79**:565-572.
- TAYLOR, R.P. & FRYER, B.J. (1982) Rare earth element geochemistry as an aid to interpreting hydrothermal Au deposits. In: A.M. Evans (Ed.) *Metallization Associated With Acid Magmatism*, John Wiley & Sons Ltd., p.357-366.
- WHIFORD, D.J.; KORSCH, M.J.; PORRITT, P.M.; CRAVEN, S.J. (1988) Rare-earth element mobility around the volcanogenic polymetallic massive sulfite deposit at Que River, Tansmania, Australia. *Chemical Geology*, **68**:105-119.
- WOOD, S.A. (1990). The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium water vapor pressure. *Chem. Geol.*, **88**:99-125.
- ZINDLER, A.S. & HART, S.R. (1986) Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.*, **14**:493-571.