



GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DOS *SILLS* COTINGO E PEDRA PRETA, ESTADO DE RORAIMA, BRASIL

A.B. de Menezes Leal^{1,*}, V.A. V. Girardi^{2,**}, L.R. Bastos Leal^{3,***}

¹Universidade Federal da Bahia, Instituto de Geociências, Departamento de Geoquímica,
Pós-Graduação em Geologia, Salvador, Brasil

²Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Departamento de Mineralogia e Geotectônica,
São Paulo, Brasil,

³Universidade Federal da Bahia, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia e Geofísica Aplicada,
Pós-Graduação em Geologia, Salvador, Brasil,

e-mail: *angelab@ufba.br, **girardi@usp.br, ***lrogerio@ufba.br

Recebido em novembro de 2005; aprovado para publicação em junho de 2006

ABSTRACT

The Avanavero Magmatism (AM), located in the northeast portion of the Roraima State, Brazil, north of the Guianas Shield represent of the more expressive Mesoproterozoic mafic magmatic activities. The AM constituted four levels of the sills, bottom for top: Cotingo, Pedra Preta, Básicas Cipó and Monte Roraima. The Cotingo and Pedra Preta sills, insert between volcanic rocks of the Uatumã Supergroup and the sediments of the Roraima Supergroup. They are tholeiitic affinities and vary the toleitic basalt and andesi-basalt. The REE patterns Cotingo and Pedra Preta sills are very similar, with higher LILE and light REE contents and depletions in Nb and Ti. The geochemical and isotopic characteristics of the Avanavero Magmatism may be explained by enrichment processes of the litospheric mantle during the Mesoproterozoic time.

RESUMO

O magmatismo Avanavero (MA), situado na porção nordeste do Estado de Roraima, Brasil, norte do escudo das Guianas representa uma das mais expressivas atividades magmáticas de caráter básico de idade mesoproterozóica. Constituem quatro níveis de soleiras, denominadas da base para o topo, Cotingo, Pedra Preta, Básicas Cipó e Monte Roraima. Os sills Cotingo e Pedra Preta, abordados no presente trabalho, intercalam as rochas vulcânicas paleoproterozóicas do Supergrupo Uatumã e os sedimentos do Supergrupo Roraima. São de caráter toleítico, classificados como basaltos toleíticos e andesi-basaltos. De modo geral, os padrões de distribuição dos ETR (elementos terras raras) são muito semelhantes entre os sills Cotingo e Pedra Preta, guardando um certo paralelismo composicional entre eles. Mostram-se enriquecidos em Rb, K e Ba e empobrecidos em Nb e Ti. As características geoquímicas e isotópicas sugerem uma fonte mantélica enriquecida para a formação deste magmatismo durante o Mesoproterozóico.

INTRODUÇÃO

A porção norte do Escudo das Guianas está representada por uma das mais expressivas atividades magmáticas de caráter básico do

mesoproterozóico no Craton Amazônico denominado de magmatismo Avanavero (MA). Estas rochas foram estudadas pela primeira vez por Oliveira (1929), Guimarães (1947) e Barbosa & Andrade Ramos (1959) e,

posteriormente, vários trabalhos contribuíram para a cartografia destes corpos e o estabelecimento da cronologia litoestratigráfica regional (e.g. Bonfim *et al.*, 1974; Santos *et al.*, 1977; Montalvão *et al.*, 1975; Melo *et al.*, 1978; Reis *et al.*, 1985).

Neste trabalho serão apresentadas e discutidas novas informações geológicas, petrográficas e geoquímicas dos *sills* Cotingo e Pedra Preta, integrantes do MA, situados na porção norte do estado de Roraima (Figura 1).

Ccontexto Geológico Regional

O quadro geológico da região norte-nordeste do estado de Roraima, é representado por rochas paleoproterozóicas pertencentes ao embasamento gnáissico-migmatítico do Complexo Guianense e rochas vulcânicas e

intrusivas do Supergrupo Uatumã; por rochas sedimentares do Supergrupo Roraima e rochas máficas do Magmatismo Avanavero atribuídas ao mesoproterozóico, pelo magmatismo mesozóico da Suíte Básica Apoteri e de sedimentos recentes (Figura 1).

O Complexo Guianense-CG (Montalvão *et al.*, 1975; Melo *et al.*, 1978) compreende o embasamento da região, formado por gnáisses, migmatitos, granodioritos, adamelitos, tonalitos e anfibolitos de idade paleoproterozóica (Rb-Sr: 1,9-2,3 Ga) (Mandetta, 1970; Amaral, 1974; Basei & Teixeira, 1975; Santos, 1976; Teixeira *et al.*, 1988).

O Supergrupo Uatumã (SgU) reúne rochas efusivas do Grupo Surumu-GS (dacitos, riodacitos e riolitos) de idade Rb-Sr e K-Ar em

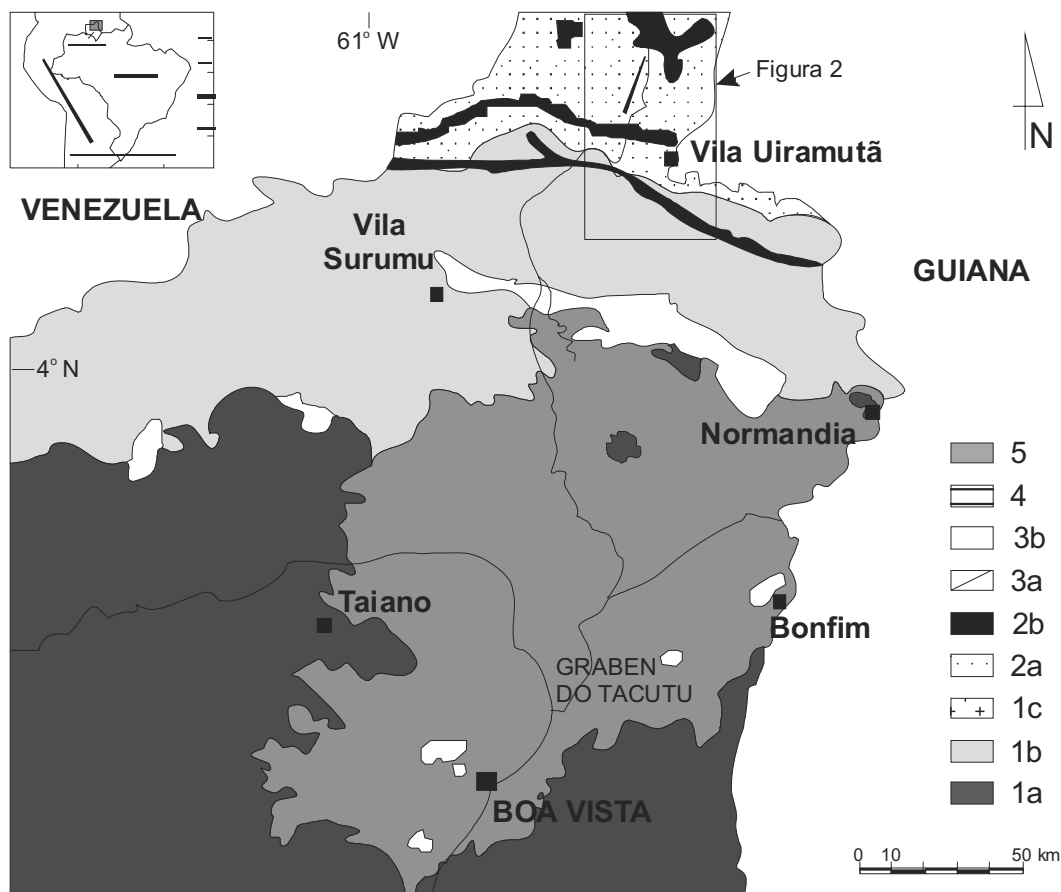


Figura 1: Mapa geológico simplificado da porção nordeste do estado de Roraima. 1= Paleoproterozóico (a) Complexo Guianense; (b) Grupo Surumu; (c) Suíte Intrusiva Saracura. 2= Mesoproterozóico: (a) Supergrupo Roraima; (b) Magmatismo Avanavero. 3= Mesozóico: Suíte Básica Apoteri (a) Diques máficos; (b) Derrames basálticos. 4= Jurássico-Cretáceo: Formação Tacutu. 5= Cretáceo: Formação Boa Vista. Modificado de Montalvão *et al.* (1975) e Melo *et al.* (1978).

torno de 1,9 Ga (Priem *et al.*, 1971; Amaral, 1974; Basei & Teixeira, 1975; Basei, 1978) e U-Pb de 1966 ± 9 Ma (Schobbenhaus *et al.*, 1994), e rochas intrusivas da Suíte Intrusiva Saracura-SIS (granitos, biotita-granitos, alaskitos e quartzo diorito) de idade Rb-Sr variando entre 1,7-1,8 Ga (Basei, 1975; Montalvão *et al.*, 1975; Melo *et al.*, 1978; Santos & Reis Neto, 1982).

As rochas do Supergrupo Roraima (SgR) são constituídas por arenitos conglomeráticos, arcóseos e conglomerados, seguida de sedimentos predominantemente pelíticos, com intercalações de “*chert*” e piroclásticas. O acervo geocronológico disponível aponta que a instalação da cobertura Roraima ocorreu no intervalo entre 1,6-1,8 Ga (Pinheiro *et al.*, 1990; Costa *et al.*, 1991).

O magmatismo Avanavero (MA) representa uma das mais expressivas atividades magmáticas de caráter básico do Mesoproterozóico no Craton Amazônico (Suszczinski, 1970) e distribui-se em quatro níveis altimétricos, denominados da base para o topo de *sill* Cotingo, *sill* Pedra Preta, Básicas Cipó e *sill* Monte Roraima (Pinheiro *et al.*, 1990). Este magmatismo será objeto do presente trabalho.

A formação da Suíte Básica Apoteri (SBA) de idade Mesozóica, têm sido associada à reativação de antigos lineamentos tectônicos de direção NE-SW, durante a formação do Graben do Tacutu, durante a abertura do Atlântico Central e Sul (Thomaz Filho *et al.*, 1974; Berrangé & Dearnley, 1975; Gibbs, 1987; Marzoli *et al.* 1999; Menezes Leal *et al.*, 2001). A SBA é representada por diques máficos (DM) de natureza toleítica, compostos predominantemente por plagioclásio (An_{43-70}) e piroxênios (augita (Wo_{31-42}); ortopiroxênio (Wo_{1-4}) e pigeonita (Wo_{10-16})) e, proporções menores de quartzo, minerais opacos, anfibólio (ferro-hornblenda e ferro hornblenda), biotita e apatita e idades Rb/Sr e Ar/Ar variando de 197 ± 2 a 202 ± 2 Ma (Menezes Leal, 1997; Marzoli *et al.*, 1999) e derrames basálticos (DE)

constituídos essencialmente por plagioclásio (bastante saussuritizado e sericitizado) e augita (Wo_{34-40}) comumente bordejada por clorita e rara pigeonita (Wo_{9-11}). É comum a presença de vidro intersticial e amígdalas. As idades dos DE (Rb/Sr) é de 136 ± 13 Ma (Menezes Leal, 1997). Os DM são orientados predominantemente N40-N50E e secundariamente NNE-SSW, possuem espessuras médias de 3-8 metros e extensões variáveis, enquanto os DE dispõem-se em colinas e pequenos morros e correspondem a basaltos maciços muito finos (base) a amigdaloidais (topo) (Menezes Leal, 1997; Menezes Leal *et al.*, 2001).

Sedimentos terrígenos continentais da Formação Tacutu (Jurássico-Cretáceo) recobrem grande parte dos derrames basálticos da SBA, bem como os sedimentos arenosos subarcoseanos e argilosos da Formação Boa Vista, de idade cenozóica.

MÉTODOS ANALÍTICOS

Através de Fluorescência de Raios X, no Departamento de Ciência da Terra, Universidade de Modena – Itália, foram analisadas em 15 amostras de rocha total, concentrações de elementos maiores, menores e traços. Para tal, utilizou-se o método analítico de Franzini *et al.* (1975) e Leoni & Saitta (1976). Os erros analíticos para os elementos maiores são em geral entre 2-5% e para os elementos traços inferiores a 10%. A análise de perda ao fogo foi determinada a uma temperatura de 1100°C (12h) e corrigida para oxidação de FeO no Laboratório de Química Quantitativa do DMP/ Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, utilizando o método de gravimetria.

As composições químicas de elementos terras raras (ETR) foram determinadas por Ativação Neutrônica em laboratório comercial do Canadá (ACTLABS - Activation Laboratories, Ontário). Os ETR analisados e seus respectivos limites de detecção, em ppm, foram os seguintes: Ce e Nd (1), Tb (0,1), La, Eu e Yb (0,05) e Sm e Lu (0,01).

Foram analisadas duas amostras para estudos isotópicos pelos métodos Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total no Centro de Pesquisa Geocronológica do Instituto de Geociências-CPGeo da Universidade de São Paulo. As análises isotópicas Sr e Nd foram medidas baseadas em erros estatísticos de 2s em espectrômetro de massa multicoletor VG-354. Análises repetidas do padrão de Sr (NBS-987) e Nd (La Jolla) forneceram valores médios de 0,71026 (3) e 0,511853 (15), respectivamente, no período de realização das amostras. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram corrigidas para valores de $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ igual a 0,1194. Para os cálculos radiométricos Rb-Sr foram utilizadas as constantes recomendadas por Steiger & Jaeger (1978) e para Sm-Nd as de Michard *et al.* (1985).

Características Geológicas dos Sills Cotingo e Pedra Preta

O magmatismo Avanavero (MA) é representado por *sills* máficos de caráter toleítico intercalados nas rochas vulcânicas do Supergrupo Uatumã e nos sedimentos do Supergrupo Roraima. As soleiras, com direção geral E-W, estendem-se por vários países, entre eles o Brasil, República das Guianas, Suriname e Venezuela, distribuindo-se em quatro níveis altimétricos, denominados da base para o topo de *sill* Cotingo, *sill* Pedra Preta, Básicas Cipó e *sill* Monte Roraima (Pinheiro *et al.*, 1990) (Figura 1). Investigações geocronológicas K-Ar e Rb-Sr através de isócronas de referência, realizadas no MA revelaram idade de formação em torno de 1.65 Ga atrás (e.g. McDougall et

al., 1963; Snelling, 1963, Hargraves, 1968; Snelling & McConnell, 1969; Amaral et al., 1970; Mandetta, 1970; Bellizzia, 1972; Hebeda et al., 1973; Priem et al., 1973; Basei & Teixeira, 1975). Dados isotópicos Rb-Sr produzidos nesta pesquisa estão em concordância com a idade regional obtida e apresentam razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t=1.65)}$ iguais a 0,705546 e 0,705723, enquanto $\Delta\text{Nd}_{(t=1.65)}$ é igual a +0,76 e +0,02 (Tabelas 1 e 2).

O *Sill* Cotingo (SC) tem largura aflorante estimada em torno de 1 km em uma extensa faixa de direção NW-SE iniciando na Guiana prolongando-se para o estado de Roraima e seguindo até a Venezuela. Em Roraima o SC aflora no trecho compreendido entre as Fazendas Maracanã e São Jorge e no trecho da cachoeira Tamanduá e Santo Antonio do Pão, situado a aproximadamente 290Km a norte de Boa Vista. Este sill encontra-se encaixado em rochas riodacíticas cataclásticas do Grupo Surumu e nos arenitos do Supergrupo Roraima (próximo ao paralelo 61°00'W – Figura 1). Apresentam rochas com variação granulométrica da borda (mais fina) para o centro (mais grossa) conforme verificado no ponto RR-21. Associados a este sill ocorrem também diques máficos de direção geral NE-SW e menos comumente NW-SE (Menezes Leal, 1997) (Figuras 1 e 2).

A feição fisiográfica principal que demarca a ocorrência deste *sill* na região é o desenvolvimento de densa vegetação, em contraste com a vegetação rasteira e campos

Tabela 1: Dados analíticos Rb-Sr dos *sills* Cotingo (SC) e Pedra Preta (SPP). Dados obtidos por diluição isotópica (para Rb<50ppm) e fluorescência de raios x.

AMOSTRA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \pm \text{erro}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \pm \text{erro} (2\sigma)$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$
RR-30 (SC)	39.4	217	0.526 ± 0.0098	0.718020 ± 0.000080	0.705546
RR-10B (SPP)	29.7	259.8	0.331 ± 0.0049	0.713570 ± 0.000080	0.705723

Tabela 2: Dados analíticos Sm-Nd dos *sills* Cotingo (SC) e Pedra Preta (SPP). Dados obtidos por diluição isotópica.

AMOSTRA	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵNd
RR-30 (SC)	4.9	22.2	0.135	0.511995	+0.76
RR-10B (SPP)	3.0	14.2	0.126	0.511895	+0.02

associada às rochas vulcânicas e arenitos encaixantes.

Foram visitados três pontos (RR-21, RR-29 e RR-30) no *sill* Cotingo e coletadas seis amostras (Figura 2).

O *Sill* Pedra Preta (SPP) possui ampla área de ocorrência, estando encaixado nas

rochas sedimentares do Supergrupo Roraima e comportando-se como guia estratigráfico para este Supergrupo. As rochas do SPP afloram desde o Suriname, Guiana, estendendo-se para o estado de Roraima até a Venezuela (Figuras 1 e 2). Possuem grande variação granulométrica do centro para as bordas, apresentando-se bastante diferenciado na porção central do

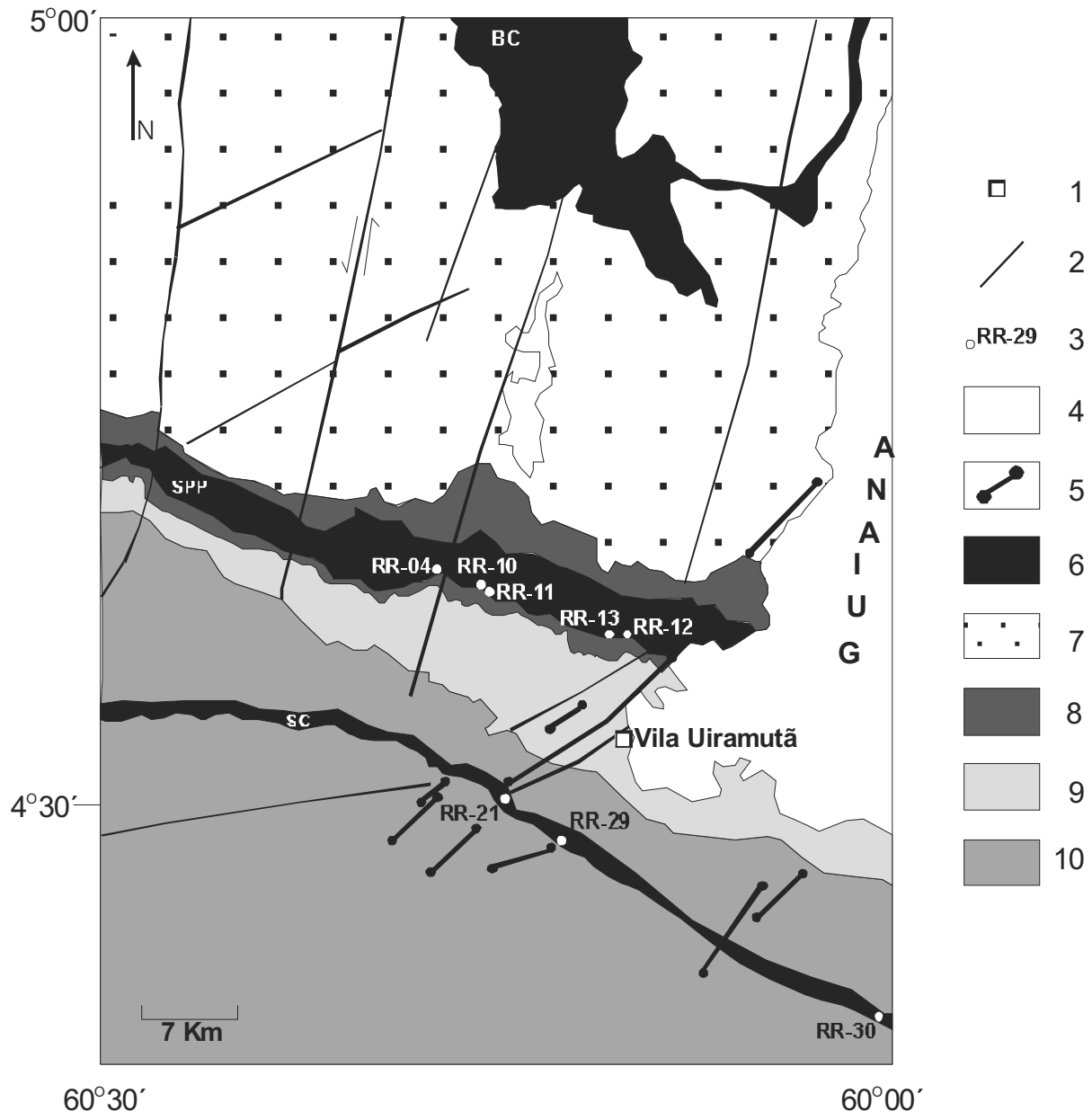


Figura 2: Mapa geológico simplificado dos *sills* máficos do magmatismo Avanavero (adaptado e modificado de Pinheiro *et al.*, 1990). 1. Cidades; 2. Falhas e Fraturas; 3. Ponto Amostrado; 4. Depósitos Recentes; 5. Diques Máficos da Suíte Básica Apoteri (Mesozóico); 6. Magmatismo Avanavero (SC= *sill* Cotingo, SPP= *sill* Pedra Preta, BC= Básicas Cipó) (Mesoproterozóico); 7. Supergrupo Roraima: Formação Uialã (Mesoproterozóico); 8. Supergrupo Roraima: Grupo Suapi; 9. Supergrupo Roraima: Formação Arai; 10. Supergrupo Uatumã: Grupo Surumu (Mesoproterozóico).

corpo, conforme observado no ponto RR-13. Sua espessura média estimada é de cerca de 150m (Pinheiro *et al.*, 1990). Na área pesquisada o SPP aflora no vale do rio Uailã, a aproximadamente 320 Km a norte da cidade de Boa Vista, sob a forma de blocos e matacões dispostos aleatoriamente em meio aos materiais coluvionares e aluvionares, bem como em exposições em forma de lajedos.

A feição fisiográfica principal associada a este *sill* é a ocorrência de densa vegetação, além de solo de coloração avermelhada em contraste com os solos esbranquiçados das rochas encaixantes do Supergrupo Roraima.

Foram visitados cinco pontos (RR-04, RR-10, RR-11, RR-12 e RR-13) no *sill* Pedra Preta e coletadas nove amostras (Figura 2).

Classificação e Petrografia

Os SC e SPP foram classificados como basaltos toleíticos e andesi-basaltos (Figuras 3 e 4) (De La Roche *et al.* 1980; Bellieni *et al.*,

1981) seguindo o *trend* da suíte toleítica do Hawaii (Figura 5) (MacDonald & Katsura, 1964) mostrando um moderado enriquecimento de FeO_1 em relação ao MgO . As rochas do SC e SPP apresentam granulação média a grossa, textura subofítica a intergranular a levemente porfirítica. A mineralogia fundamental é composta por plagioclásio (núcleo An 64-76%, borda An 50-72%), augita (núcleo Wo 29-45%, borda Wo 19-44%), pigeonita (Wo 7-9%), ortopiroxênio (Wo 2-4%) e minerais opacos (magnetita e ilmenita). Minerais acessórios ou secundários como anfibólio (Mg-hornblenda, Fe-hornblenda), biotita, apatita, clorita e quartzo são assinalados. O material intersticial dominante é o intercrescimento micrográfico, indicando diferentes graus de diferenciação alcançados, principalmente nas porções centrais dos corpos.

As temperaturas obtidas para a cristalização dos piroxênios (Tabela 3) e plagioclásio (Tabela 4) sugerem que o magma atingiu temperatura mínima da ordem de 1100°C.

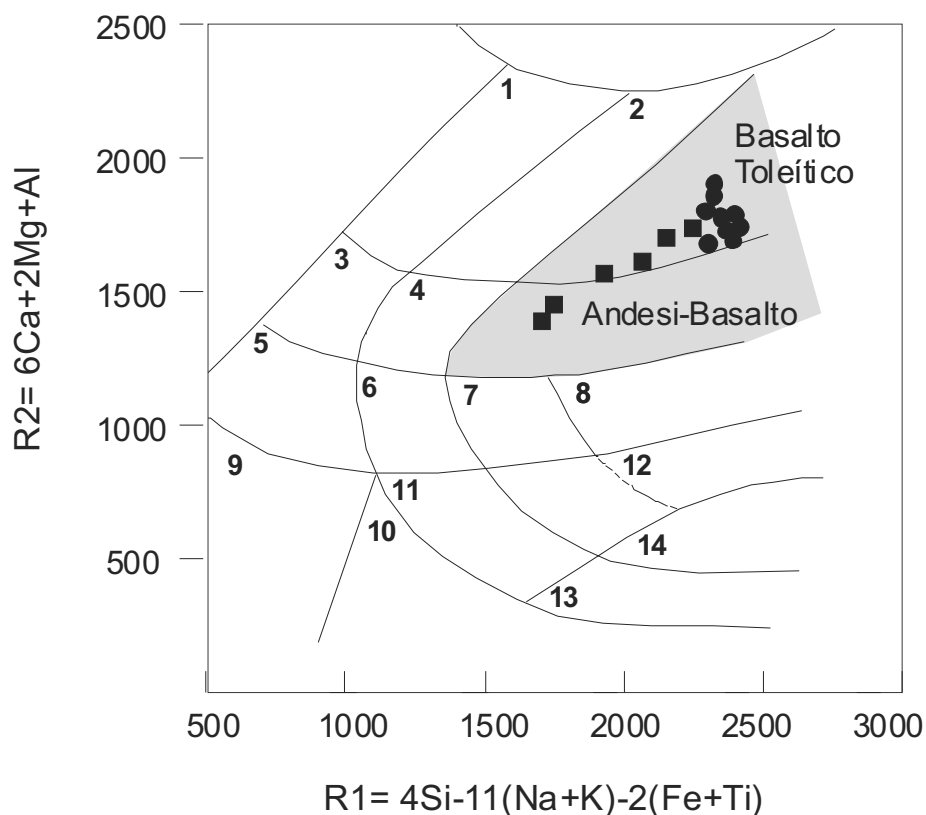


Figura 3: Diagrama R1 versus R2 (De La Roche *et al.*, 1980; Bellieni *et al.*, 1981) para os *sills* máficos Cotingo e Pedra Preta. Símbolos: quadrado cheio= *Sill* Cotingo e círculo cheio= *Sill* Pedra Preta. Campos: 1. basalto alcalino, 2. basalto transicional, 3. hawaiiito, 4. lati-basalto, 5. traqui-andesito, 6. latito, 7. lati-andesito, 8. andesito, 9. traquito, 10. quartzo-traquito, 11. quartzo-latito, 12. dacito, 13. riolito, 14. riocacito.

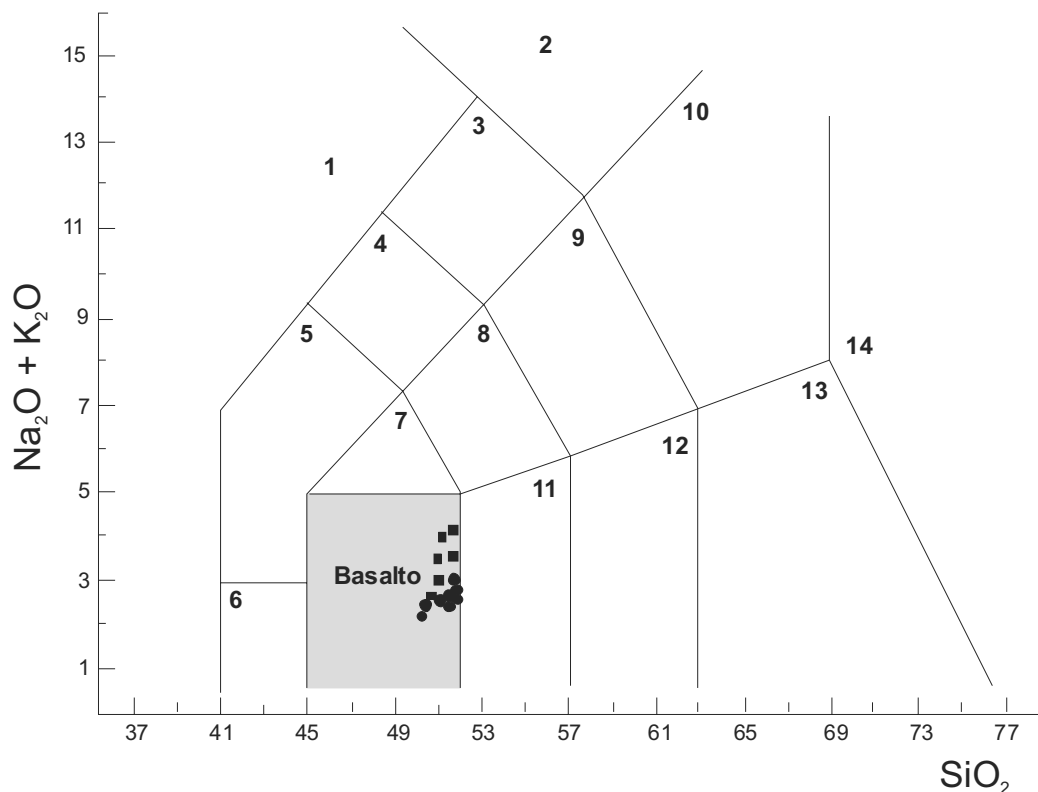


Figura 4: Diagrama TAS (total de álcalis versus sílica) para os *sills* máficos Cotingo e Pedra Preta. Símbolos como na figura-3. Campos: 1. foidito, 2. fonolito, 3. tefri-fonolito, 4. fono-tefrito, 5. tefrito basanita, 6. picro-basalto, 7. traqui-basalto, 8. traquiandesito basalto, 9. traquiandesito, 10. traquito, 11. andesito basáltico, 12. andesito, 13. dacito, 14. riolito.

Características Geoquímicas e Petrogênese

As rochas que compõem os *sills* Cotingo e Pedra Preta, possuem natureza básica, onde os conteúdos de MgO variam entre 3,81 e 9,36% e SiO₂ entre 50,22 a 51,98% (Tabela 5). O número mg# [$Mg/(Mg+Fe^{+2})$] assumindo

Fe_2O_3/FeO igual a 0,15] varia de 0,35 a 0,64, indicando que essas rochas foram formadas por líquidos basálticos evoluídos. De modo geral, os SC e SPP apresentam nítidas variações composicionais dos elementos maiores com a evolução magmática, mostrando com o decréscimo de mg#, diminuição dos teores de SiO₂, Al₂O₃, CaO, Ni e Cr, enquanto que FeO_t, Na₂O, K₂O e P₂O₅ e todos os elementos incompatíveis aumentam, sugerindo que o plagioclásio e clinopiroxênio foram importantes no processo evolutivo do magma, indicando um fracionamento do tipo gabro (Figuras 6 e 7). Já os valores de TiO₂ aumentam com o decréscimo de mg# revelando baixas condições de fO₂, demonstrando que o fracionamento de óxidos Fe-Ti não foram importantes na evolução magmática.

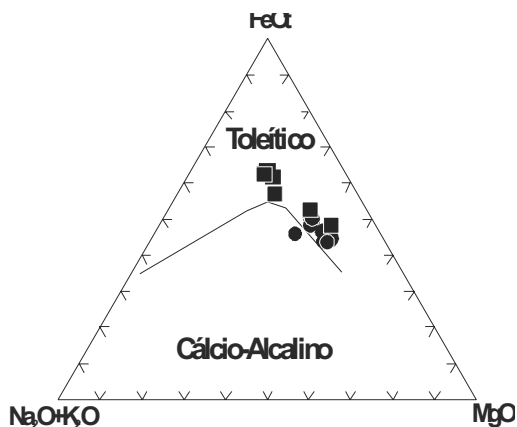


Figura 5: Diagrama A (Na₂O+K₂O), F (FeO_t), M (MgO) para os *sills* máficos Cotingo e Pedra Preta. Linha cheia representa a suíte toleítica do Hawaii, segundo MacDonald & Katsura (1964). Símbolos como na figura-3.

Os padrões de distribuição dos elementos terras raras (ETR) dos SC e SPP são muito semelhantes entre si, desenhando um padrão inclinado, apresentando ETRL (leves) médio a fortemente enriquecidos em relação aos ETRP

Tabela 3: Temperatura dos piroxênios de cristalização precoce (P, P1,2) e tardia (T, T1,2) de cada amostra e seu valor médio para os *sills* máficos Cotingo (SC) e Pedra Preta (SPP). 1= Wood & Banno (1973); 2= Kretz (1982); 3= Ishii (1975); (3)= número de amostras; ± 40.3 = desvio padrão. Cristalização precoce = núcleo do cristal e cristalização tardia = borda do cristal.

AMOSTRAS		GEOTERMÔMETROS		
		1	2	3
RR-21A (SC)	P	1210.2	997.0	1111.6
	T1	1036.6	955.5	988.7
	T2	1203.4	892.1	1035.8
RR-21B (SC)	P	----	1144.7	----
	T	----	1170.7	----
RR-10A (SPP)	P1	1121.1	1108.6	1080.9
	P2	1128.1	1100.2	1072.7
	T1	1111.1	1199.5	1077.0
	T2	1121.5	1102.8	1065.5
MÉDIA	P	1153.1 \pm 40.3 (3)	1087.6 \pm 54.9 (4)	1088.4 \pm 16.7 (3)
	T	1118.1 \pm 59.1 (4)	1064.1 \pm 120.5 (5)	1041.7 \pm 34.1 (4)

Tabela 4: Temperatura dos plagioclásios de cristalização precoce (P, P1,2) e tardia (T, T1,2) de cada amostra e seu valor médio para os *sills* máficos Cotingo (SC) e Pedra Preta (SPP). 1= Kudo & Weill (1970); 2= Mathez (1973); (5)= número de amostras; ± 41.5 = desvio padrão. Cristalização precoce = núcleo do cristal e cristalização tardia = borda do cristal.

AMOSTRAS		GEOTERMÔMETRO	
		1	2
RR-10A (SPP)	P	1308.9	1256.0
	T	1217.9	1184.1
	T	1222.7	1125.7
	P1	1275.8	1125.7
RR-10B (SPP)	P2	1208.2	1155.3
	T1	1254.2	1106.1
	T2	1242.9	1195.7
RR-21A (SC)	P	1248.3	1200.6
	T	1221.4	1176.3
RR-21B (SC)	P	1197.7	1145.7
	T1	1186.6	1145.0
	T2	1174.1	1133.6
MÉDIA	P	1247.8 \pm 41.5 (5)	1176.7 \pm 41 (5)
	T	1217.1 \pm 26.4 (7)	1152.4 \pm 31 (7)

(pesadas), fracionados ($La/Yb_n = 3-7$, média 5) e discreta anomalia negativa de Eu. Os padrões de ETR dos *sills* são subparalelos, sugerindo que as amostras são cogenéticas, apesar do SC apresentar padrão levemente mais enriquecido em relação ao SPP (Figura 8).

Comparando o padrão dos ETR dos SC e SPP com o do MORB (Mid-ocean ridge basalts; e.g. Sun & McDonough 1989) tipos E

(enriched)-MORB e N(normal)-MORB na Figura 8, observa-se que os *sills* assemelham-se com o padrão E-MORB, possuindo no entanto, razões $(La/Yb)_n$ mais enriquecidas [ex.: $(La/Yb)_n$: SC= 3.10-5.33, SPP= 4.70-6.52 *versus* E-MORB= 2.66]. Por outro lado, observa-se que os SC e SPP apresentam para algumas razões de elementos incompatíveis, importantes diferenças, como por exemplo: Zr/Nb: SC= 18-23, SPP= 16-52 *versus* E-MORB= 9; K/Rb: SC= 224-287, SPP= 211-384 *versus* E-MORB=417; Ba/La: SC= 15-17, SPP= 17-22 *versus* E-MORB = 9.

A Figura 9 mostra os “spidergram” de elementos incompatíveis para os *sills* Cotingo e Pedra Preta do Magmatismo Avanavero normalizados para o manto primitivo de Sun & McDonough (1989). Observa-se tanto para o SC como SPP um enriquecimento de Rb em relação ao K e Ba (K/Rb: SC= 224-240, SPP= 211-384; $(Rb/Ba)_n$: SC= 1.14-1.24, SPP= 0.55-1.20) e nestes elementos em relação a todos os outros. Eles possuem altas razões Rb/Sr (SC= 0.09-0.23, SPP= 0.03-0.10) e são empobrecidos em Nb e Ti (Ba/Nb: SC= 24-39, SPP= 32-128; $(La/Nb)_n$: SC= 1.30-2.05, SPP= 1.46-3.93; Zr/Nb: SC= 18-23, SPP= 16-52; Ti/Zr: SC= 39-49, SPP= 32-44).

Comparando o padrão de elementos incompatíveis dos SC e do SPP com o N-

Tabela 5: Análises químicas de rocha total para os *sills* máficos Cotingo e Pedra Preta pertencentes ao Magmatismo Avanavero. Símbolos: P.F. = Perda ao fogo; na = elemento não analisado; bth= basalto toleítico; ab= andesi-basalto; SC= *sill* Cotingo; SPP= *sill* Pedra Preta.

	04A	04B	10A	10B	11	12	13A	13B	13C	21A	21B	21C	21D	29	30
	ELEMENTOS MAIORES (% em peso)														
SiO ₂	51.55	51.35	51.63	51.98	51.86	50.80	51.87	50.22	51.29	50.9	50.72	50.87	51.86	51.55	51.03
TiO ₂	0.46	0.42	0.54	0.64	0.57	0.51	0.50	0.38	0.52	1.28	0.75	0.87	0.88	1.41	1.28
Al ₂ O ₃	23.67	19.83	17.84	17.89	16.69	18.72	19.08	20.62	19.1	18.52	15.76	16.62	19.37	15.57	16.9
Fe ₂ O ₃	5.41	8.60	9.87	9.85	9.81	9.37	8.70	8.79	8.98	12.07	11.41	11.54	10.27	14.78	13.91
MnO	0.12	0.14	0.14	0.15	0.15	0.16	0.14	0.14	0.14	0.15	0.16	0.16	0.15	0.16	0.17
MgO	3.81	7.72	6.58	6.71	7.72	6.40	7.60	7.68	7.7	3.99	9.36	7.06	4.07	4.08	3.75
CaO	11.81	9.13	10.54	9.33	10.08	11.34	9.11	9.58	9.24	9.35	9.15	9.86	9.69	8.09	8.70
Na ₂ O	2.39	1.91	2.17	2.05	2.03	1.95	1.96	1.84	1.92	2.66	2	2.31	2.74	2.88	2.82
K ₂ O	0.59	0.53	0.58	0.86	0.77	0.61	0.66	0.37	0.63	0.81	0.45	0.55	0.77	1.25	1.21
P ₂ O ₅	0.04	0.04	0.05	0.09	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.12	0.06	0.08	0.10	0.18	0.17
P.F.	0.16	0.33	0.06	0.25	0.16	0.10	0.33	0.33	0.45	0.15	0.19	0.07	0.11	0.04	0.07
SOMA	100.01	100.1	100	99.80	99.90	100.01	100	100	100.02	100	100.01	99.99	100.01	99.99	100.01
	ELEMENTOS TRAÇOS (ppm)														
Cr	153	293	159	234	289	221	382	231	307	32	235	146	30	64	59
Ni	91	179	141	149	161	146	185	217	168	54	175	113	60	64	60
Sc	25	25	37	29	35	30	28	27	29	35	38	40	32	38	34
Rb	18	16	17	31	22	20	26	8	22	30	13	19	28	46	43
Ba	188	162	187	242	202	174	190	128	194	213	126	147	201	348	323
Sr	302	260	249	255	229	273	249	267	255	186	145	159	202	202	226
Nb	3	4	2	5	4	3	2	1	6	9	4	6	6	9	9
Zr	86	76	86	125	99	88	96	52	93	160	92	110	127	205	197
Y	13	12	15	16	15	14	13	11	14	25	19	21	22	34	29
La	na	na	8.90	12.7	na	na	na	6.50	na	13.4	7.4	na	na	21.1	18.3
Ce	na	na	20	27	na	na	na	14	na	31	17	na	na	45	39
Na	na	na	12	12	na	na	na	6	na	17	10	na	na	23	19
Sm	na	na	2.22	2.59	na	na	na	1.42	na	3.54	2.17	na	na	4.93	4.16
Eu	na	na	0.80	0.84	na	na	na	0.57	na	1.16	0.76	na	na	1.44	1.22
Gd	na	na	2.28	2.64	na	na	na	2.08	na	3.84	2.23	na	na	3.84	3.74
Yb	na	na	1.36	1.40	na	na	na	0.95	na	2.53	1.72	na	na	3.11	2.47
Lu	na	na	0.18	0.21	na	na	na	0.13	na	0.36	0.26	na	na	0.47	0.36
	Sill														
SPP	SPP	SPP	SPP	SPP	SPP	SPP	SPP	SPP	SPP	SC	SC	SC	SC	SC	SC
bth	bth	bth	bth	bth	bth	bth	bth	bth	bth	bth	bth	bth	bth	ab	ab
CLASSIFICAÇÃO (De La Roche <i>et al.</i> , 1980 ; Bellieni <i>et al.</i> , 1981)															

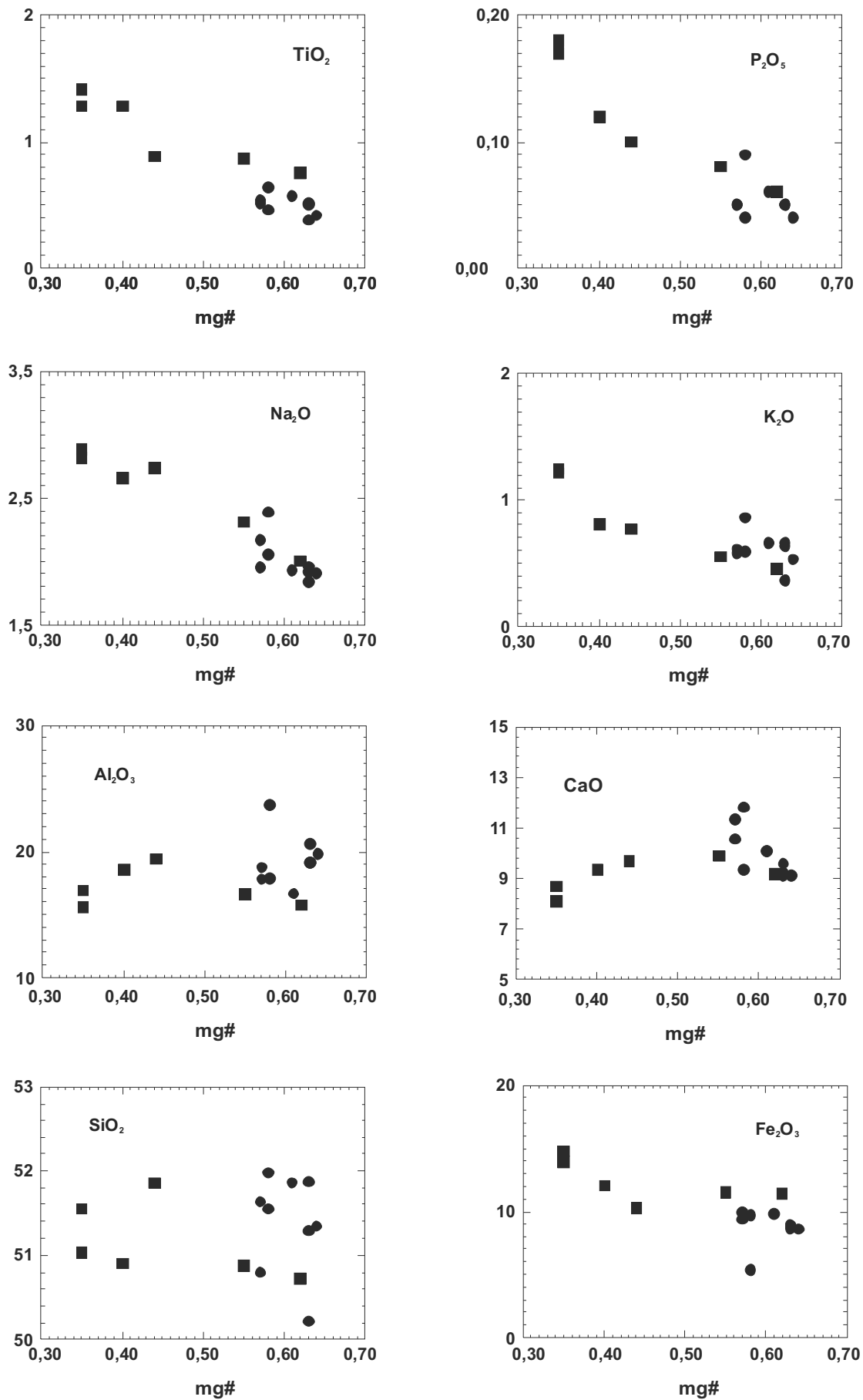


Figura 6: Diagrama de variação entre $mg\#$ valores $[Mg/Mg+Fe^{+2}]$; $Fe_2O_3/FeO = 0.15$ versus elementos maiores (% em peso) para os sills máficos Cotingo e Pedra Preta. Símbolos como na figura-3.

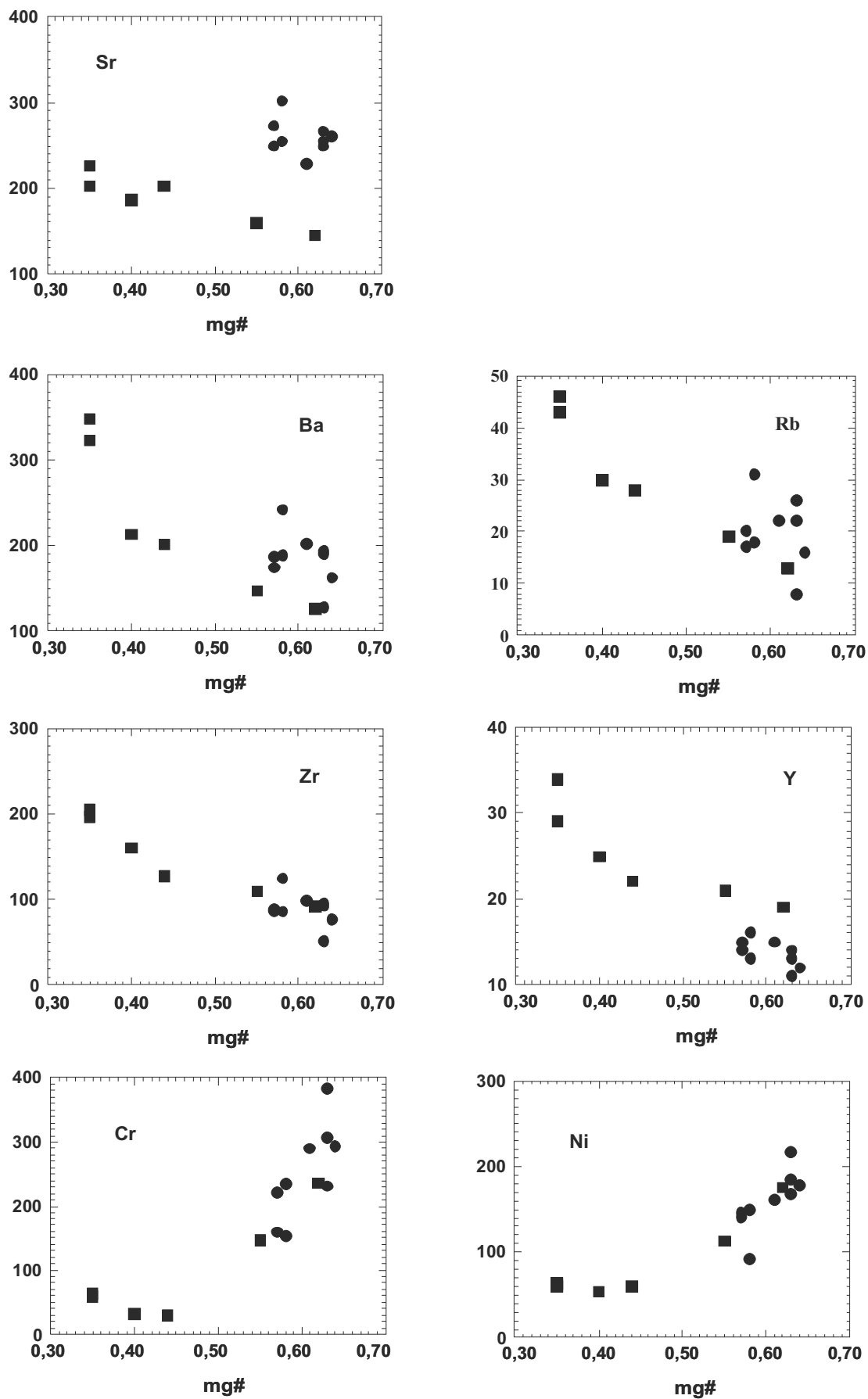


Figura 7: Diagrama de variação entre mg# valores $[Mg/Mg+Fe^{+2}]$; $Fe_2O_3/FeO = 0.15$] versus elementos traços (ppm) para os sills máficos Cotingo e Pedra Preta. Símbolos como na figura 3.

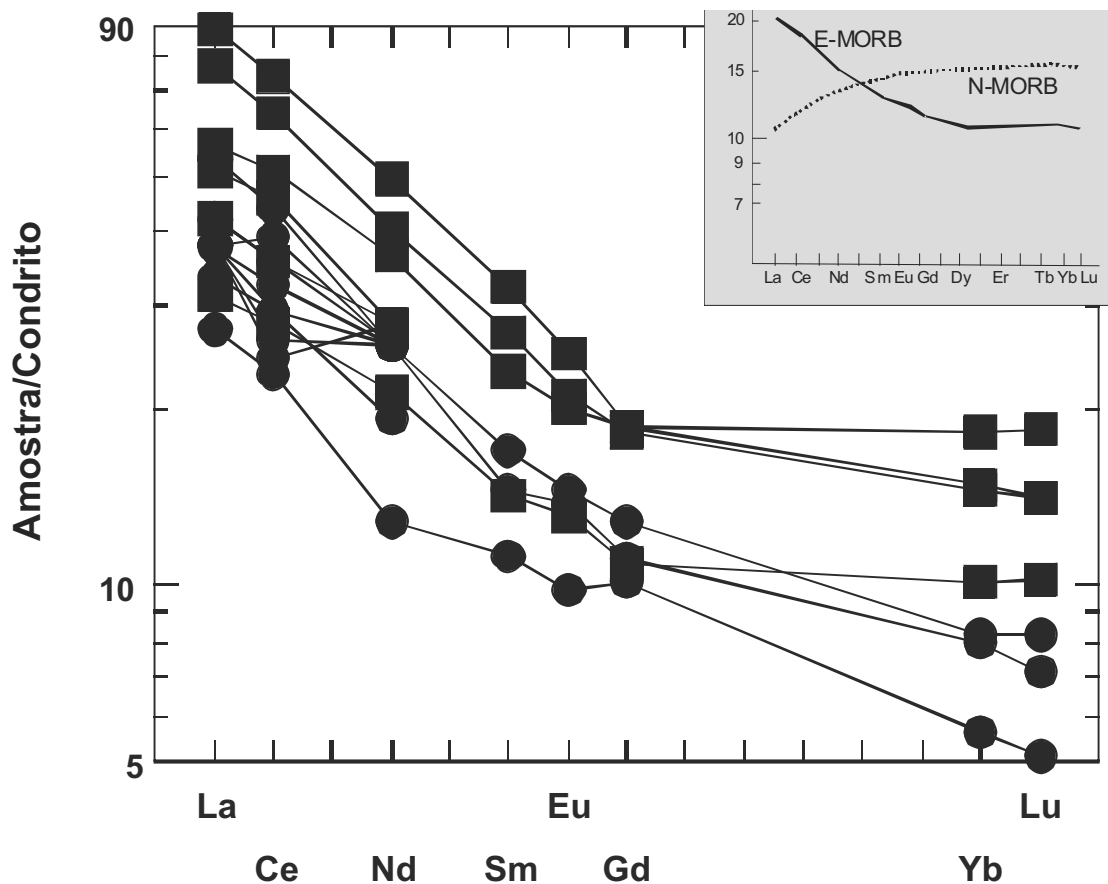


Figura 8: Padrão de distribuição dos elementos terras raras para as *sills* máficos Cotingo e Pedra Preta, normalizados para o condrito de Sun & McDonough (1989). A figura do lado direito superior mostra o modelo de N-MORB e E-MORB, para efeito de comparação (Sun & McDonough, 1989). Símbolos como na figura-3.

MORB, E-MORB e OIB (Sun & McDonough, 1989) na Figura 9, observa-se que as rochas estudadas assemelham-se com o padrão E-MORB (ou OIB), diferenciando-se deste pela presença de anomalia negativa de Nb e por apresentar para os elementos LILE (elementos litófilos com íons de grande tamanho) e ETRL teores mais enriquecidos.

As características geoquímicas (enriquecimento de elementos LILE e ETR leves em relação aos elementos HFS (elementos de alta densidade de carga), altas razões Rb/Sr, baixas razões K/Rb e anomalias negativas de Nb e Ti) associadas aos valores das razões iniciais de Sr levemente elevados ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aproximadamente iguais a 0,705) e $\epsilon_{\text{Nd}}(t=1,65)$ levemente positivos (+0,76 e +0,02) nos leva a admitir que a formação das rochas basálticas do Magmatismo Avanavero possa estar relacionada a uma fonte mantélica enriquecida

em elementos LILE e empobrecida em Nb e Ti. Admite-se que o enriquecimento do magma básico em elementos LILE, associado a uma origem mantélica, pode ser explicada pela introdução de fluidos em ambientes relacionados a antigas zonas de subducção, cuja placa subductada é rica em componentes sedimentares ou relacionada a fusões mantélicas profundas sob a influências de componentes ricos em fluidos (e.g. Gill, 1981; Thorpe, 1982; Ellam & Cox, 1989; McCulloch & Gamble, 1991).

Com o intuito de estabelecer as características químicas do manto litosférico que possivelmente gerou os *sills* Cotingo e Pedra Preta, utilizou-se comparações entre o manto reservatório do tipo C1 e C2 com base em razões de elementos incompatíveis (Sun & McDonough, 1989; Mazzuchelli *et al.*, 1995; Rivalenti *et al.*, 1995).

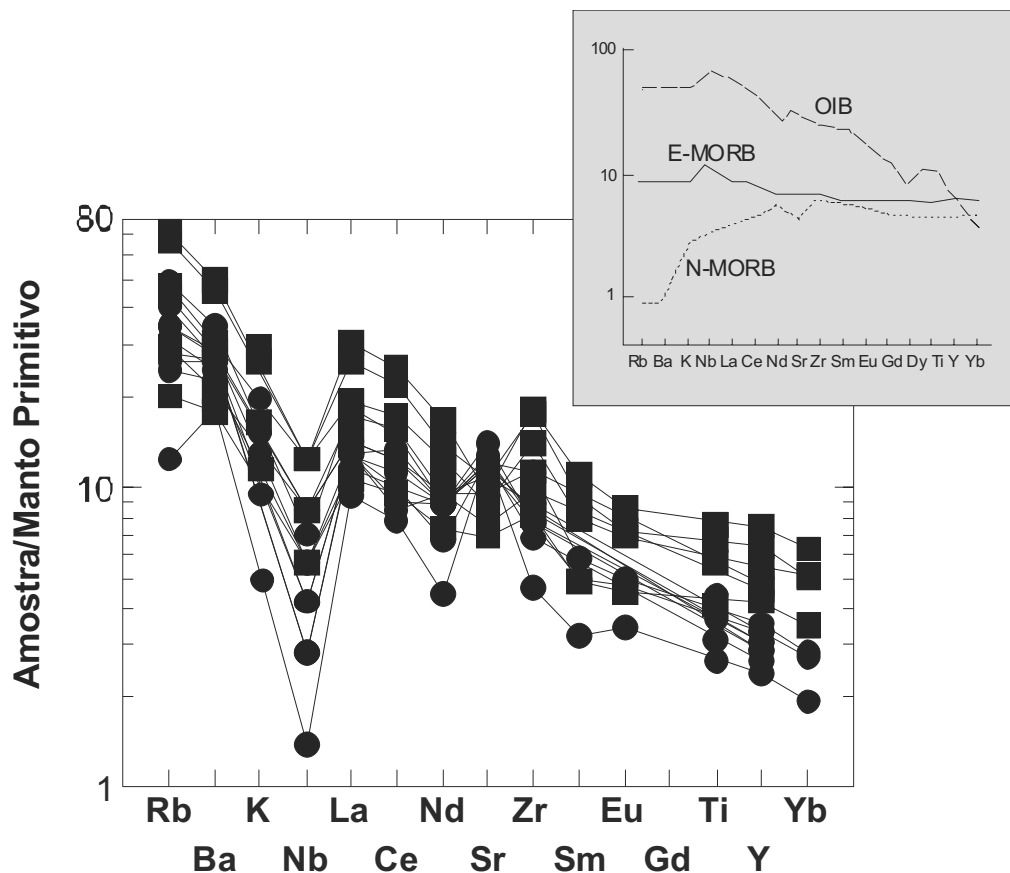


Figura 9: Padrão de distribuição de elementos incompatíveis normalizados para o manto primitivo de Sun & McDonough (1989) para os *sills* máficos Cotingo e Pedra Preta. A figura do lado direito superior mostra o padrão da média dos E-MORB, N-MORB e OIB (Sun & McDonough, 1989), para efeito de comparação.

O manto litosférico com componente do tipo C1 apresenta razões $\text{La}/\text{Nbn} \sim 1$, $\text{Ba}/\text{Nb} \sim 17$, $\text{Zr}/\text{Nb} \sim 6$, $\text{K}/\text{Rb} \sim 230-450$, semelhante ao OIB (Ocean Island Basalt) – tipo Gough (Sun & McDonough, 1989), enquanto manto do tipo C2 possui $\text{La}/\text{Nb} > 3$, $\text{Ba}/\text{Nb} > 40$, $\text{Zr}/\text{Nb} > 30$, $\text{K}/\text{Rb} < 200$, típicos de sedimentos pelíticos e de crosta continental intermediária a superior (Weaver *et al.*, 1987; Weaver & Tarney, 1981). Os *sills* máficos apresentam as seguintes razões de elementos incompatíveis (SC: $\text{La}/\text{Nbn} = 1.45-2.57$; $\text{Ba}/\text{Nb} = 24-39$; $\text{Zr}/\text{Nb} = 18-23$; $\text{K}/\text{Rb} = 224-287$ e SPP: $\text{La}/\text{Nbn} = 1.7-4.5$; $\text{Ba}/\text{Nb} = 32-95$; $\text{Zr}/\text{Nb} = 16-48$; $\text{K}/\text{Rb} = 238-283$).

Comparando os valores dos reservatórios mantélicos com componentes C1 e C2 (Sun & McDonough, 1989) com os valores dos SC e SPP pode-se sugerir que as características químicas da fonte mantélica para geração dos *sills* máficos Avanavero (SC e SPP) podem ser

interpretadas como mistura entre os dois componentes, respectivamente com baixas e altas razões de La/Nbn .

Alternativamente, para explicar a anomalia negativa de Nb em relação a K e La sugere-se alguns fatores, como: baixa solubilidade dos elementos HFS (Zr, Nb e Ti) em relação aos elementos LILE (Rb, Ba e K) e ETR leves (La, Ce) na presença de fluidos ricos em H_2O ou pela presença de uma fase residual mineral do tipo “titanatos” (rutilo, esfeno, ilmenita e perovskita) estabilizadas sob condições ricas em água (Hellman & Green 1979; McCulloch & Gamble 1991), a qual poderia fracionar Nb e Ti em relação ao Zr.

CONCLUSÕES

Os *sills* Cotingo (SC) e Pedra Preta (SPP) pertencentes ao magmatismo Avanavero, de idade Mesoproterozóica (1.65Ga), são

constituídos por basaltos toleíticos a andesi-basaltos com natureza toleítica. Apresentam texturas subofítica a intergranular, com plagioclásio e piroxênios como constituintes minerais predominantes. É comum nos SC e SPP a presença de intercrescimento micrográfico, marcando diferentes graus de diferenciação, principalmente nas porções centrais dos corpos. Temperaturas obtidas para cristalização do plagioclásio e piroxênio nos leva a admitir que o magma atingiu temperatura da ordem de 1100°C.

O comportamento geoquímico (enriquecimento em K, Rb e Ba e ETR leves em relação a Zr, Nb e Ti, altas razões Rb/Sr (SC= 0.09-0.23; SPP= 0.03-0.10), baixas razões K/Rb (SC=224-287; SPP= 211-384), anomalia negativa de Nb (Ba/Nb: SC= 24-39; SPP=32-128)) associado aos valores das razões iniciais de Sr levemente elevados ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}\sim 0.705$) e $\epsilon_{\text{Nd}}(t=1.65)$ levemente positivos (+0.76 a +0.02) indicam que a formação dos *sills* Cotingo e Pedra Preta está associada a uma fonte mantélica enriquecida em elementos LILE e empobrecida em Nb.

Adicionalmente, estudos de razões entre elementos incompatíveis (Lan/Nbn, Ba/Nb, Zr/

Nb e K/Rb) sugerem que as características químicas da fonte mantélica para geração dos *sills* máficos Avanavero (SC e SPP) podem ser interpretadas como mistura entre os dois componentes (C1 e C2), respectivamente com baixas e altas razões de Lan/Nbn.

Em geral, os *sills* Cotingo e Pedra Preta mostram padrões semelhantes aos E-MORB (ou OIB), possuindo, no entanto, valores para os elementos LILE e ETR leves um pouco mais enriquecidos.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), a Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo auxílio financeiro (Processo nº 97/00640-5) e a Companhia de Pesquisa de Recursos minerais (CPRM) pelo apoio durante o desenvolvimento dos trabalhos de campo. Também agradecem ao geólogo Sandoval Pinheiro (CPRM-Manaus), pelo auxílio nos trabalhos de campo e discussões sobre a evolução geológica regional e aos revisores da *Geochemica Brasiliensis* pelas sugestões ao manuscrito.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMARAL, G. (1974) Geologia Pré-Cambriana da região Amazônica. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 212 p.
- AMARAL, G.; RAMGRAB, G.E.; OLIVEIRA, I.W.B.; MANDETTA, P.; DAMIÃO, R.N. (1970) Determinações geocronológicas e considerações sobre a estratigrafia do Pré-Cambriano na porção setentrional do Território de Roraima. In: Congr. Bras. Geol., 24, Brasília, SBG, Anais. p. 77-79.
- BARBOSA, O. & ANDRADE RAMOS, J.R. (1959) Território do Rio Branco, aspectos principais da geomorfologia, da geologia e das possibilidades minerais de sua zona setentrional. Boletim Serv. Geol. Mineral. 196: 1-49.
- BASEI, M.A.S. (1975) Geocronologia do território federal de Roraima e parte norte do estado de Amazonas. In: BRASIL. MME/DNPM/RADAM. Relatório Interno, Belém, fev. 19p. il.
- BASEI, M.A.S. (1978) O vulcanismo ácido-intermediário na região Amazônica. In: Congr. Bras. Geol., 30, Recife-Pe, SBG, Anais. 6: 2409-2422.
- BASEI, M.A.S. & TEIXEIRA, W. (1975) Geocronologia do território de Roraima. In: Conferência Geológica Interguianas, Belém, MME/DNPM, Anais. 453-473.

- BELLIENI, G. ; PICCIRILLO, E.M.; ZANETTIN, B. (1981) Classification and nomenclature of basalts. Contribution n° 81, IUGS, Subcomission on the Systematic of Igneous Rocks, 19 p.
- BELLIZZIA, C.M. (1972) Paleotectônica del escudo de Guyana. In: Conferência Geológica Interguianas, 9, Puerto Ordaz, Venezuela Ministério das Minas e Hidrocarburos. 251-305.
- BERRANGÉ, J.P. & DEARNLEY, R. (1975) The Apoteri volcanic Formation-Tholeiitic flows in the north Savanas Graben of Guyana and Brazil. *Geol. Rundschau*, 64(3): 883-899.
- BONFIM, L.F.C. et al. (1974) Projeto Roraima, Relatório Final. Manaus, DNPM/CPRM, vols. IA-D e II.
- COSTA, J.B.S.; REIS NETO, J.; PINHEIRO, S.da S.; PESSOA, M.R. (1991) Organização litoestrutural do Proterozóico Médio do extremo norte do Estado de Roraima. In: Simp. Geol. Amazônia, SBG. 179-192.
- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUD, P.; MARCHAL, M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 - diagram and map of element analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29: 183-210.
- ELLAM, R.M. & COX, K.G. (1989) A proterozoic lithospheric source of the Karoo magmatism: evidence from the Nuanetsi picrites. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 105: 330-342.
- FRANZINI, M.; LEONI, L.; SAITA, M. (1975) Revisione di una metodologia analitica per fluorescenza-X, basata sulla correzione completa degli effetti di matrice. *Rend. Soc. It. Mineral. Petrol.*, 31: 365-378.
- GIBBS, A.K. (1987) Contrasting styles of continental mafic intrusions in the Guiana Shield. In: H.C.Halls & W.F.Fahrig (eds.) Geological Association of Canada, Special Paper, 34: 457-465.
- GILL, J. (1981) Orogenic andesites and plate tectonics. Springer, Berlin Heidelberg New York, 390p.
- GUIMARÃES, D. (1947) Província Magmática de Roraima. *Boletim Serv. Geol. Mineral.* 121: 1-108.
- HARGRAVES, R.B. (1968) Paleomagnetism of the Roraima dolerites. *Geophysics Journal. London*, 16: 147-160.
- HEBEDA, E.H.; BOELRIJK, N.A.I.M.; PRIEM, H.N.A.; VERDURMEN, E.A.H.; VERSCHURE, R.H. (1973) Excess radiogenic argon in the precambrian Avanavero dolerite in western Surinam (South America). *Earth Plan. Sci. Lett.*, 20(2): 189-200.
- HELLMAN, P.L. & GREEN, T.H. (1979) The role of sphene as an accessory phase in the high-pressure partial melting of hydrous mafic compositiona. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 42: 191-201.
- ISHII, T. (1975) The relations between temperature and composition of pigeonites in some lavas and their application to geothermometry. *J. Mineral.*, 8(1): 48-57.
- KRETZ, R. (1982) Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 46: 411-421.
- KUDO, A.M. & WEILL, D.F. (1970) An igneous plagioclase geothermometer. *Contr. Mineral. Petrol.*, 25: 52-65.
- LEONI, L. & SAITTA, M. (1976) X-ray fluorescence analysis of 29 trace elements in rocks and mineral standards. *Rend. Soc. It. Mineral. Petrol.*, 32: 497-510.

- MacDONALD, G.A. & KATSURA, T. (1964) Chemical composition of Hawaiian Lavas. *J. Petrol.*, 5: 82-133.
- MANDETTA, P. (1970) Datações geocronológicas de rochas do Território Federal de Roraima. Belém, DNPM, 1970, Relatório Interno.
- MARZOLI, A.; RENNE, R.R.; PICCIRILLO, E.M.; ERNESTO, M.; BELLINI, G.; DE MIN, A. (1999) Extensive 200 million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic province. *Science*, 284: 616-618.
- MATHEZ, E.A. (1973) Refinement of the Kudo-Weill plagioclase thermometer and its application to basaltic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.*, 41: 61-72.
- MAZZUCHELLI, M.; RIVALENTI, G.; PICCIRILLO, E.M.; GIRARDI, V.A.V.; CIVETTA, L.; PETRINI, R. (1995) Petrology of the proterozoic mafic dyke swarms of Uruguay and constraints on their mantle source composition. *Prec. Res.*, 74: 177-194.
- McCULLOCH, M.T. & GAMBLE, J.A. (1991) Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 102: 358-374.
- McDOUGALL, I.; COMPSTON, W.; HAWKES, D.D. (1963) Leakage of radiogenic argon and strontium from minerals in proterozoic dolerites from British Guiana. *Nature*, 198 (4880): 564-567.
- MELO, A.F.F.; SANTOS, A.J. dos; CUNHA, M.T.P. da; CAMPOS, M.J.F.; D'ANTONA, R. de J.G. (1978) Projeto Molibdênio em Roraima. Relatório Final. Ministério das Minas e Energia, Departamento Nacional da Produção Mineral. Convênio DNPM/CPRM, Relatório Inédito, 6v. Manaus, AM.
- MENEZES LEAL, A.B. (1997) Contribuição a petrologia e geoquímica do magmatismo basáltico mesozóico do estado de Roraima. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 137p.
- MENEZES LEAL, A.B.; GIRARDI, V.A.V.; BASTOS LEAL, A.B. (2001) Petrologia e geoquímica do magmatismo basáltico mesozóico da Suíte Básica Apoteri, estado de Roraima (Brasil). *Geochim. Brasil.*, 14(2): 155-174.
- MICHARD, A.; GURRIET, P.; SOUNANT, M.; ALBARED, F. (1985) Nd isotopes in french fanerozoic shales: external vs internal aspects of crustal evolution. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 49(2): 601-610.
- MONTALVÃO, R.M.C.de; MUNIZ, M. de B.; ISSLER, R.S.; DALLAGNOL, R.; LIMA, M.I.C.de; FERNANDEZ, P.E.C.A.; SILVA, C.G.da (1975) Geologia da Folha NA-20-Boa Vista; parte das folhas NA-21-Tumucumaque; NB-20-Roraima e NB-21. Projeto RadamBrasil, v. 8, Rio de Janeiro, RJ.
- OLIVEIRA, A.I. (1929) Bacia do Rio Branco. Estado do Amazonas. *Boletim Serv. Geol. Mineral.* 37: 1-71.
- PINHEIRO, S. da S.; REIS, N.J.; COSTI, H.T. (1990) Geologia da região de Caburai. Nordeste de Roraima. Texto Explicativo. Programa de Levantamentos Básicos do Brasil, Brasília, 91p.
- PRIEM, H.N.A.; HEBEDA, E.H.; BOELRIJK, N.A.I.M.; VERSCHURE, R.H. (1968) Isotopic age determinations on Suriname rocks, Proterozoic and Permo-Triassic basalts magmatism in

- the Guiana Shield. *Geol. Mijnbouw*, 47 (1): 17-20.
- PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M.; HEBEDA, E.H.; VERDURMEN, E.A.H.; VERSCHURE, R.H. (1971) Isotopic ages of the Trans-Amazonian acidic magmatism and the nickerie metamorphic episode in the precambrian basement of Suriname. *South America. Geol. Soc. America Bull.*, 82(6): 1667-1680.
- PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M.; HEBEDA, E.H.; VERDURMEN, E.A.; VERSCHURE, R.H. (1973) Age of pre-cambrian Roraima Formation in Northeastern South America: evidence from isotopic dating of Roraima pyroclastic volcanics in Surinam. *Geol. Soc. America Bull.*, 84(5): 1677-1684.
- REIS, N.J.; PINHEIRO, S. da S.; CARVALHO, S.E. (1985) Subdivisão litoestratigráfica da formação Suapi-Grupo Roraima-Território Federal de Roraima. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 2, Belém, Pará, 1985. *Anais. SBG, Núcleo Norte*. 1: 408-420.
- RIVALENTI, G.; MAZZUCHELLI, M.; MOLESINI, M.; PETRINI, R.; GIRARDI, V.A.V.; BOSSI, J.; CAMPAL, N. (1995) Petrology of late proterozoic mafic dyke in the Nico Perez region, central Uruguay. *Mineral. Petrol.*, 55: 239-263.
- SANTOS, J.O.S. (1976) Subdivisão do Pré-cambriano da Amazônia, uma sugestão. CPRM/SUREG-AM, Manaus, AM.
- SANTOS, J.O.S.; ARAUJO NETO, H.; SANTOS, A.J.; OLIVEIRA, J.R. (1977) Principais manifestações básicas não-orogênicas da plataforma amazônica. Manaus, CPRM. 1320. Inédito.
- SANTOS, J.O.S. & REIS NETO, J.M. (1982) Algumas idades de rochas graníticas do cráton Amazônico. In: *Congr. Bras. Geol.*, 32, Salvador, Bahia, SBG, *Anais*. 1: 339-348.
- SCHOBENHAUS, C.; HOPPE, A.; LORK, A.; BAUMAN, A. (1994) Idade U-Pb do magmatismo Uatumã no norte do cráton Amazônico, escudo das Guianas (Brasil): primeiros resultados. In: *Congr. Bras. Geol.*, 38, Balneário do Camburiu, SC, SBG, *Resumos Expandidos*. 2: 395-397.
- SNELLING, N.J. (1963) Age of the Roraima Formation, British Guiana. *Nature*, 198: 1079-1080.
- SNELLING, N.J. & McCONNELL, R.B. (1969) The geochronology of Guyana. *Geol. Mijnbouw*, 48(2): 201-213.
- STEIGER, R.H. & JAEGER, C. (1978) Subcommission on geochronology: convention of the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. *Contributions to the geologic time scale. Studies in Geology*, 6: 67-72.
- SUN, S.S. & McDONOUGH, W.F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders, & M.J. Norry (Eds) *Magmatism in the ocean basins*, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 42: 315-345.
- SUSZCZINSKI, E.F. (1970) La geologie et la tectonique de la plateforme Amazonienne. *Geol. Rundschau*, 59(3): 1232-1253.
- TEIXEIRA, W.; PECCHIO, M. TAME, N.R.; KAWASHITA, K. (1988) Geocronologia K/Ar do enxame de diques da parte meridional do Craton do São Francisco e implicações no contexto geotectônico. In: *Congr. Bras. Geol.*, 35, Belém-PA, SBG, *Anais*. 2870-2878.
- THOMAZ FILHO, A.; CORDANI, U.G.; OBERDAN, M. (1974) Idades K-Ar de rochas basálticas da bacia Amazônica e sua significação tectônica regional. In: *Cong. Bras. Geol.*, 28, Porto

Alegre-RS, SBG, Anais. 6: 273-278.

THORPE, R.S. (1982) Andesites: orogenic andesites and related rocks. Wiley, New York, 724p.

WEAVER, B.L. & TARNEY, J. (1981) Chemical changes during dyke metamorphism in high-grade basement terrains. *Nature*, 289: 47-49.

WEAVER, B.L.; WOOD, D.A.; TARNEY, J.; JORON, J.L. (1987) Geochemistry of ocean island basalts from South Atlantic: ascension, Bouvet, St. Helena, Gough and Tristan da Cunha. In: Fitton JG, Upton BG (eds.) Alkaline igneous rocks. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 30: 253-267.

WOOD, B.J & BANNO, S. (1973) Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationship in simple and complex systems. *Contr. Mineral. Petrol.*, 42: 109-124.

(Footnotes)

To whom the correspondence should be sent: angelab@ufba.br



MIGRAÇÃO DE RÁDIO NAS ÁGUAS SUPERFICIAIS E SUBTERRÂNEAS DO MORRO DO FERRO E COMPLEXO ALCALINO DO BARREIRO, MINAS GERAIS, BRASIL

L. H. Mancini^{1,*} & D. M. Bonotto^{2,**}

¹Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo), Instituto de Geociências (IGc), USP
Rua do Lago nº 562, CEP 05508-080, São Paulo, São Paulo

²Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE), UNESP, Rio Claro
Avenida 24-A nº 1515 CEP 13506-900, Rio Claro, São Paulo
e-mail: lmancini@usp.br, dbonotto@rc.unesp.br

Recebido em janeiro de 2006, aprovado para publicação em setembro de 2006

ABSTRACT

Alpha scintillation and gamma-ray spectrometry were used to measure ²²⁶Ra and ²²⁸Ra in underground and surface waters, suspended solids and bottom sediments from two areas situated at Minas Gerais State, Brazil, i.e. the Morro do Ferro, located at the Poços de Caldas alkaline massif, Poços de Caldas city and at the Barreiro de Araxá, situated at Araxá city. The results allowed calculate the distribution coefficient (K_d) for ²²⁶Ra and ²²⁸Ra in these areas. The K_d values for ²²⁶Ra and ²²⁸Ra in underground and surface waters from Morro do Ferro and Barreiro varied too much, in general, between 10^{-3} g/cm³ and 10^{-6} g/cm³.

RESUMO

Foram usadas técnicas de cintilometria alfa e espectrometria gama para a determinação de ²²⁶Ra e ²²⁸Ra em amostras de águas subterrâneas, superficiais, sólidos em suspensão e sedimentos de fundo coletadas em duas áreas situadas no Estado de Minas Gerais, Brasil, isto é, no Morro do Ferro, localizado no complexo Alcalino de Poços de Caldas, município de Poços de Caldas e no Barreiro de Araxá, localizado no município de Araxá. Os resultados obtidos permitiram determinar o coeficiente de distribuição (K_d) de ²²⁶Ra e ²²⁸Ra para as duas áreas. Os valores que foram determinados para o K_d do ²²⁶Ra e do ²²⁸Ra para as águas do Morro do Ferro e do Barreiro variaram grandemente, situando-se, no geral, dentro do intervalo de 10^{-3} a 10^{-6} g/cm³.

INTRODUÇÃO

O ²²⁶Ra e o ²²⁸Ra são os mais abundantes isótopos de rádio de ocorrência natural. O ²²⁶Ra pertence à série natural de decaimento do urânio (²³⁸U) e é um emissor alfa (α), enquanto o ²²⁸Ra pertence à série natural de decaimento do tório (²³²Th), sendo um emissor beta (β). Nos sistemas hídricos, o rádio pode provir da interação das

águas com materiais portadores desse elemento como rochas, solos, corpos mineralizados, etc. A mineração e processamento de materiais convencionais de importância comercial como minerais fosfáticos, apatita, cobre, ouro, linhita, carvão, bauxita, etc, pode causar enriquecimento de Ra nos recursos hídricos superficiais e subterrâneos, devido à presença de U, Th e respectivos descendentes (IAEA, 1982).

Vários estudos têm sido realizados com o propósito de avaliar a dispersão e transporte de rádio em rios e outros sistemas hídricos, os quais têm propiciado a elaboração de modelos de complexidade variável para predizer mudanças espaciais e temporais nas concentrações desse elemento. Dentre eles podem ser citados aqueles realizados por Okubo et al. (1979), Li & Chan (1979), Benes (1984), Key et al. (1985), Davidson & Dickson (1986), Webster et al. (1995), Hancock & Murray (1996) e Moore (1997). Especificamente no Brasil, alguns trabalhos também enfocaram este problema, por exemplo, aqueles realizados por Campos et al. (1986), Barcellos et al. (1990), Bonotto (1998) e Lauria & Godoy (2000).

Uma formulação matemática simples abordada em inúmeros modelos assume que o rádio permanece em solução, decrescendo sua concentração por diluição, seja por decaimento radioativo, seja por processos difusivos ou advectivos. A adsorção nos sedimentos reduz a concentração de rádio e outros elementos dissolvidos na água e, conseqüentemente, o impacto inicial devido à sua presença. Contudo, os sedimentos resultantes contaminados podem se tornar uma fonte de longa duração de poluição residual devido a possibilidade do elemento se tornar novamente suspenso ou solúvel (Edgington, 1982).

Um parâmetro que tem mostrado ser extremamente útil para avaliar o transporte de rádio no ambiente constitui o seu coeficiente de distribuição (K_d). Este parâmetro tem sido diversamente definido/designado (Bonotto, 1998), porém, neste trabalho, adotou-se a proposição de Benes (1984), a qual relaciona a atividade dos isótopos de rádio (^{226}Ra ou ^{228}Ra) determinada nas fases líquida e sólida de acordo com a equação:

$$K_d = \frac{A_L}{A_{SS}} \quad (1)$$

onde: K_d é o coeficiente de distribuição, A_L é a atividade do isótopo de rádio na fase líquida e A_{SS} é a atividade do isótopo de rádio na fase sólida. Geralmente K_d é expresso em g/cm^3 , situando-se seus valores entre 10^{-3} e 10^{-6} (Benes, 1984).

Este trabalho investiga a migração (dispersão e transporte) de rádio em duas áreas, uma situada no Morro do Ferro em Poços de Caldas e outra no Complexo Alcalino do Barreiro em Araxá, ambas localizadas no estado de Minas Gerais, Brasil. Para tanto, foi necessário proceder a determinação da atividade de ^{226}Ra e ^{228}Ra em amostras de água subterrânea, água superficial, sólidos em suspensão (material particulado) e sedimentos de fundo coletadas nas duas áreas.

O conhecimento da presença de rádio nas águas subterrâneas e superficiais do município de Araxá é importante, pois, esses recursos são utilizados tanto para o abastecimento público quanto para o turismo. No ano de 1984, como decorrência da necessidade de conciliação entre as atividades de mineração, turístico-hoteleira e de extração de água mineral dentro do Barreiro, foi desenvolvido um projeto denominado Pró-Araxá (Funtec, 1984). O programa destinado à preservação ecológica da Bacia do Barreiro realizou estudos enfocando o impacto da mineração sobre a atividade turístico-hoteleira, com uma análise hidrogeológica da Bacia do Barreiro, com a perfuração de mais de 70 poços de monitoramento, alguns com níveis múltiplos de amostragem da água. As informações disponíveis resultantes daquele estudo propiciaram a realização deste trabalho enfocando os isótopos de rádio, ^{226}Ra e ^{228}Ra .

ÁREAS DE ESTUDO

O Morro do Ferro localiza-se próximo ao centro do planalto de Poços de Caldas, cerca de 20 km da cidade de Poços de Caldas (Figura 1). O planalto de Poços de Caldas apresenta um formato de aparência circular, com um diâmetro médio de 33 km, área de cerca de 800 km^2 , altitude de 1300 m a 1600 m e topografia consistindo principalmente de vales, morros e colinas suaves. O Morro do Ferro é bastante conhecido por possuir uma mineralização de tório e terras raras em presença de diques de magnetita encaixados em camadas argilosas, o qual, no contexto geológico regional, faz parte de massa de tinguaito localizada na borda de uma área em que a rocha sofreu intensa alteração

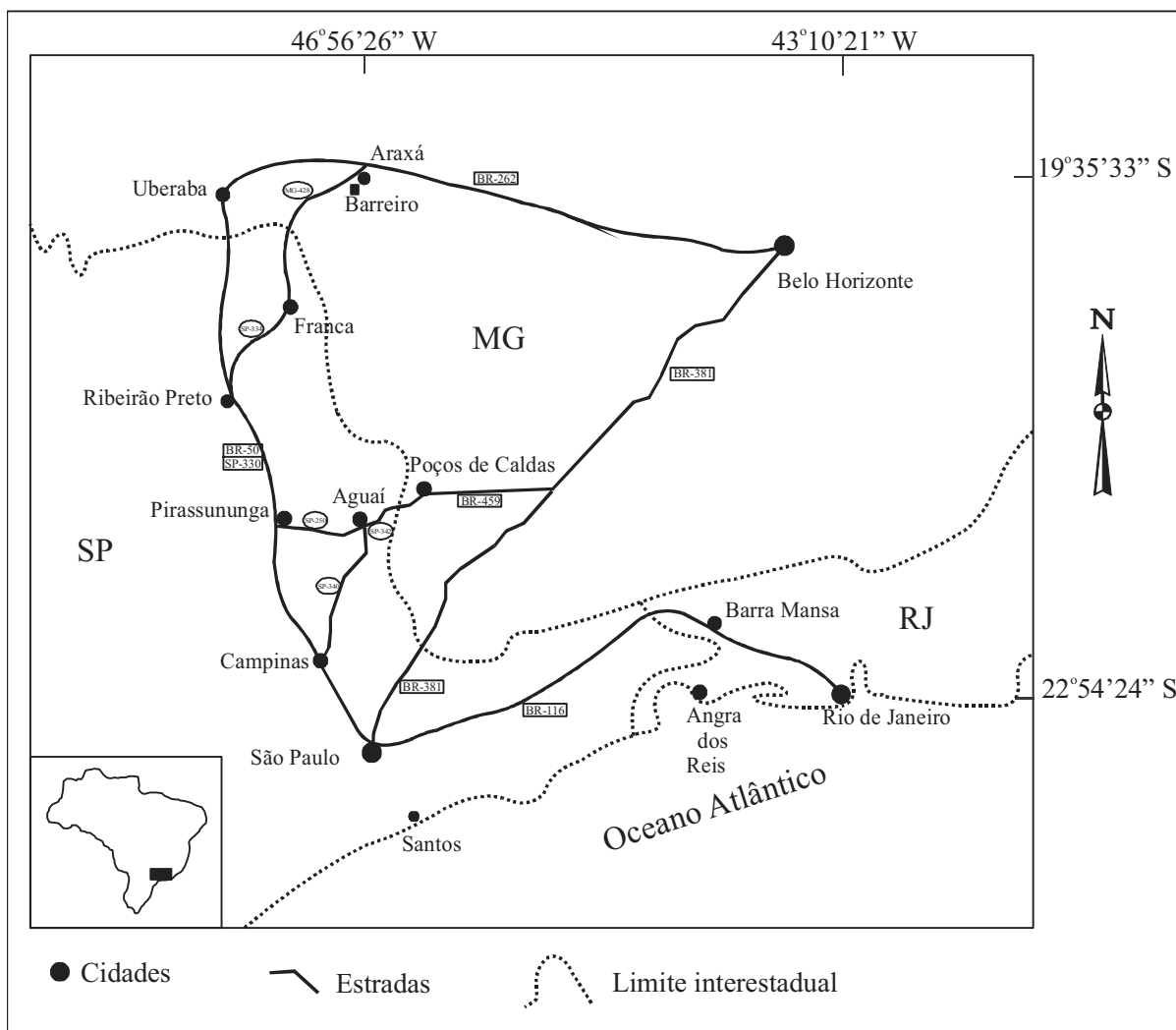


Figura 1: Localização das cidades de Poços de Caldas e Araxá no estado de Minas Gerais.

hidrotermal (Almeida, 1977, Barbosa, 1979, Barreto e Fujimore, 1986, Björnberg, 1959, Ellert, 1959).

Contribui para a formação de uma pequena bacia de drenagem superficial, onde estão presentes depressões, regos e áreas pantanosas. A drenagem é simples, consistindo principalmente de dois córregos, um a norte e outro a sul do Morro. O córrego Norte é de importância secundária, enquanto que o córrego Sul tem origem na sua base, recebe a maior parte da drenagem da colina, seus afluentes devido a regos são efêmeros e a descarga é significativa apenas durante os períodos chuvosos (no período de estiagem, o fornecimento de água é efetuado pelas águas subterrâneas emergentes) (Lei, 1984).

IPT (1982) realizou no local 9 perfurações (SR-1 a SR-9) para a instalação de piezômetros, de maneira a caracterizar o comportamento do lençol freático (Figura 2). As profundidades variaram de 13 a 65 m, sendo que três furos foram localizados na área mineralizada (SR-5, SR-7 e SR-8), dois bem distantes dessa área (SR-1 e SR-3) e quatro nas vizinhanças da área mineralizada (SR-2, SR-4, SR-6 e SR-9). No final da década de 1980, foram perfurados mais quatro furos (MF-10 a MF-13), que atingiram profundidades maiores (entre 40 e 75 m), sendo dois na área mineralizada (MF-10 e MF-11), um nas vizinhanças desta área (MF-13) e o outro (MF-12) a uma distância aproximada de 3 m de SR-2, às margens do córrego Sul (Holmes et al., 1992) (Figura 2).