

# Geoquímica de Rochas Metabasálticas da Mina da Palma, Bloco São Gabriel, Escudo Sul-rio-grandense: Um Possível Platô Oceânico

ANGELA PACHECO LOPES<sup>1</sup> & LÉO AFRANEO HARTMANN<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Caixa Postal 15001, CEP 91509-970, Porto Alegre, RS, Brasil. e-mail: a\_p\_lopes@hotmail.com.br

<sup>2</sup> Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Caixa Postal 15001, CEP 91509-900, Porto Alegre, RS, Brasil

(Recebido em 01/03/. Aceito para publicação em 07/03)

**Abstract** - The Mina da Palma oceanic plateau is described for the first time in the São Gabriel Block, southern Brazilian Shield. It is composed mostly of metabasalts, marbles and metachert. Two deformational events are recognized in the Palma region, thrust faulting followed by dextral subvertical shearing. The rocks were metamorphosed in the greenschist facies, as shown by the dominant mineral assemblage albite-actinolite-chlorite-epidote-opaques. Metamorphic alteration was intense, because only a few relicts of the original magmatic textures are preserved, such as flow structure of amphibole and plagioclase. In spite of intense alteration during metamorphism, geochemical studies show that the chemical composition of many basalts is still preserved. The metabasalts are transitional tholeiite/alkaline and reflect intraplate conditions of formation. The tectonic environment was identified by field relations, such as predominance of basalts and small volume of marble and chert and minor clastic sedimentary rocks. The tectonic environment of formation is reflected in the geochemistry, particularly in multi-element spidergrams, because no significant Nb anomaly is observed in the least altered samples. Previous investigations showed the presence of an island-arc basaltic-andesitic association in the Palma region, which indicated that the geological unit contains one oceanic association and one active plate margin association. This is possibly the first description of remnants of an oceanic plateau in the Brazilian Shield.

**Keywords** - Mina da Palma, oceanic plateau, basalt geochemistry.

## INTRODUÇÃO

Estudos no assoalho oceânico têm despertado a atenção para os platôs submarinos, uma feição geotectônica de grande importância, mas ainda pouco conhecida nos oceanos e menos nos continentes. O avanço da tecnologia tem facilitado a caracterização destas feições oceânicas, resultando em inúmeros trabalhos sobre os platôs Ontong-Java, Kerguelen, Naturaliste, entre outros (Furumoto *et al.*, 1976; Mahoney *et al.*, 1993; Coffin & Gahagan, 1995; Neal *et al.*, 1997; Petterson *et al.*, 1997). Porém o reconhecimento deste tipo de associação após a acreção ao continente é mais complexo, principalmente pela intensa alteração, comum em rochas basálticas. Como estes platôs atingem 25-30 km de espessura, são dificilmente subductados e, portanto, pelo menos partes destas associações devem constituir porções acrecionadas às margens continentais (Cloos, 1993; Kerr *et al.*, 2000). Os platôs cobrem cerca de 10% da área dos fundos oceânicos atuais (Wilson, 1989), devendo a sua representatividade ser superior a esse valor na constituição de terrenos acrecionados antigos.

Registros de platôs oceânicos proterozóicos têm sido feitos, por exemplo, na América do Norte - 1,75 Ga, Iron King Volcanics, centro-oeste do Arizona (Condie *et al.*, 2002); 1,98 Ga, Purtuniqu,

Quebec (Scott *et al.*, 1992), Australasia; 1,06 Ga, Giles Complex, oeste da Austrália (Nesbitt & Talbot, 1996). Estudos de campo, petrografia e geoquímica, embasados em critérios adequados, podem contribuir para o reconhecimento destes ambientes e auxiliar no entendimento do vulcanismo oceânico gerado a partir de plumas mantélicas, já que têm ligação direta com as mesmas. Pequenos detalhes são essenciais na identificação de um platô oceânico acrecionado, como metassedimentos específicos associados, razões de elementos incompatíveis e assinatura particular dos metabasaltos nos diagramas multielementares, principalmente de Nb, Ta e Ti (Kent *et al.*, 1996; Condie *et al.*, 2002; Gunn, 2002; Kerr, 2003).

A tectônica de placas atual é a teoria de referência para o exame de associações de rochas do passado. No Escudo Brasileiro já foram identificadas associações basálticas de fundo oceânico e associações andesíticas de arco. No entanto, não há registro (de conhecimento dos autores) de descrição de platô oceânico. Rochas associadas ao Ciclo Brasileiro (900-550 Ma) fazem parte de cinturões juvenis e de retrabalhamento crustal, tendo os dois tipos de cinturões sido identificados no sul do Brasil (e.g. Babinski *et al.*, 1996, 1997; Hartmann *et al.*, 2000a). Devido à grande importância das associações basálticas, visamos no presente trabalho examinar os

metabasitos da Mina da Palma (Fig. 1), os quais encontram-se associados a mármores e metacherts. A associação supracrustal presente na região tem sido variavelmente abordada em trabalhos anteriores como remanescentes de arco, ofiolito e *greenstone belt* (Jost, 1966; Ribeiro & Fantinel, 1978; Szubert, 1978; Jost & Hartmann, 1984; Koppe & Hartmann, 1988; Wildner, 1990; entre outros). Investigações geoquímicas (Strieder *et al.*, 2000) indicam a presença de metabasaltos de arco, podendo a seqüência ser mais complexa e conter um número maior de associações basálticas. Isso acontece devido à tectônica de empurrão e de zonas de cisalhamento em ambiente de acreção, que colocam lado a lado unidades distintas. O entendimento de terrenos complexos exige o detalhamento das associações de rochas, podendo ser muito importante para a complexa geologia do Rio Grande do Sul e inclusive auxiliar na reconstrução geológica do Supercontinente Gondwana. A idade do magmatismo basáltico da Mina da Palma foi obtida por Hartmann *et al.* (2003) por comparação com a datação U-Pb por “sensitive high-resolution ion microprobe” (Beijing SHRIMP II) de cristais de zircão extraídos de uma amostra de chert - 705 ±2 Ma.

Foi realizado trabalho de detalhe na Mina da Palma, RS, incluindo trabalhos de campo, petrografia, química mineral, geoquímica de rocha de elementos maiores, traços e Terras-Raras, com o objetivo de caracterizar a seqüência metavulcano-sedimentar e ainda destacar as importantes implicações geotêctônicas decorrentes da interpretação dos dados coletados. Este é o primeiro trabalho que descreve um platô oceânico remanescente no Escudo Brasileiro. Os critérios adotados para identificação deste ambiente tectônico podem ser utilizados para avaliação dos demais terrenos pré-cambrianos da América do Sul.

## GEOLOGIA REGIONAL E LOCAL

O Escudo Brasileiro meridional é parte do sudoeste do Supercontinente Gondwana e contém assembléias petrotectônicas que variam de arqueanas a neoproterozóicas. O Escudo pode ser dividido no Rio Grande do Sul em cinco unidades geotectônicas principais, de oeste para leste (Hartmann *et al.*, 1999): Bloco Taquarembó, Bloco São Gabriel, Bacia do Camaquã, Cinturão Porongos e Batólito Pelotas (Fig. 1a). Os metabasitos estudados neste trabalho estão situados no Bloco São Gabriel. Nesta região afloram o Complexo Cambaí, Formações Cerro do Ouro, Campestre e Cambaizinho, Granitos

São Manoel, Santa Zélia, Santa Rita e Jaguari, rochas sedimentares e vulcânicas da Bacia do Paraná e sedimentos quaternários (Fig. 1b).

O Complexo Cambaí é composto na região da Palma por gnaisses tonalíticos e granodioríticos, com septos de anfibolitos e ultramafitos. A seqüência máfico-ultramáfica é constituída por serpentinitos e xistos magnesianos (enriquecidos em elementos incompatíveis), metabasaltos, metagabros e anfibolitos. Os anfibolitos possuem afinidade de suites toleíticas magnesianas, correspondentes a derrames básicos/ultrabásicos e intrusões ígneas rasas. Esta seqüência foi extraída de manto enriquecido, extravasando em crosta continental pré-existente (Remus *et al.*, 1993). As paragêneses observadas nas unidades que compõem o complexo sugerem condições de metamorfismo de fácies anfibolito, seguido de fácies xisto verde. A deformação resultante do cavalgamento (primeiro evento) gerou lineações segundo N20-40E, que internamente apresentam planos sub-horizontais mais antigos rotacionados pelo evento posterior de transcorrência (Remus, 1990). Fragoso César (1991) e Fernandes *et al.* (1992) sugerem dois domínios estruturais distintos para a área, o primeiro refere-se a regime tangencial com vergência para NE, de grau metamórfico mais alto, e o segundo representado por grandes zonas de cisalhamento transcorrente e grau metamórfico mais baixo. Para Tommasi *et al.* (1994), o evento tangencial de deformação teve origem em zona de cisalhamento de escala litosférica, resultando em intercalação tectônica de porções do manto oceânico de bacia marginal e crosta continental juvenil.

A Formação Cerro do Ouro ainda é pouco conhecida. Foi mapeada por Bitencourt *et al.* (1996) e é composta principalmente por anfibolitos, xistos magnesianos, serpentinitos e inclui os metabasaltos e metabasaltos andesíticos estudados neste trabalho (associados a mármore e metachert). A Formação Campestre apresenta principalmente metandesitos intercalados a metapelitos. A deformação e metamorfismo descritos para estas formações correspondem àquela atribuída para as demais unidades presentes, como o Complexo Cambaí citado anteriormente. A Formação Cambaizinho é constituída predominantemente por orto e paragneisses quartzofeldspáticos, xistos magnesianos, serpentinitos e anfibolitos. Para Hartmann *et al.* (2000b), os protólitos desta formação consistem de uma seqüência areno-pelítica carbonatada, intercalada com vulcano-clásticas metamorfisadas na fácies anfibolito. A

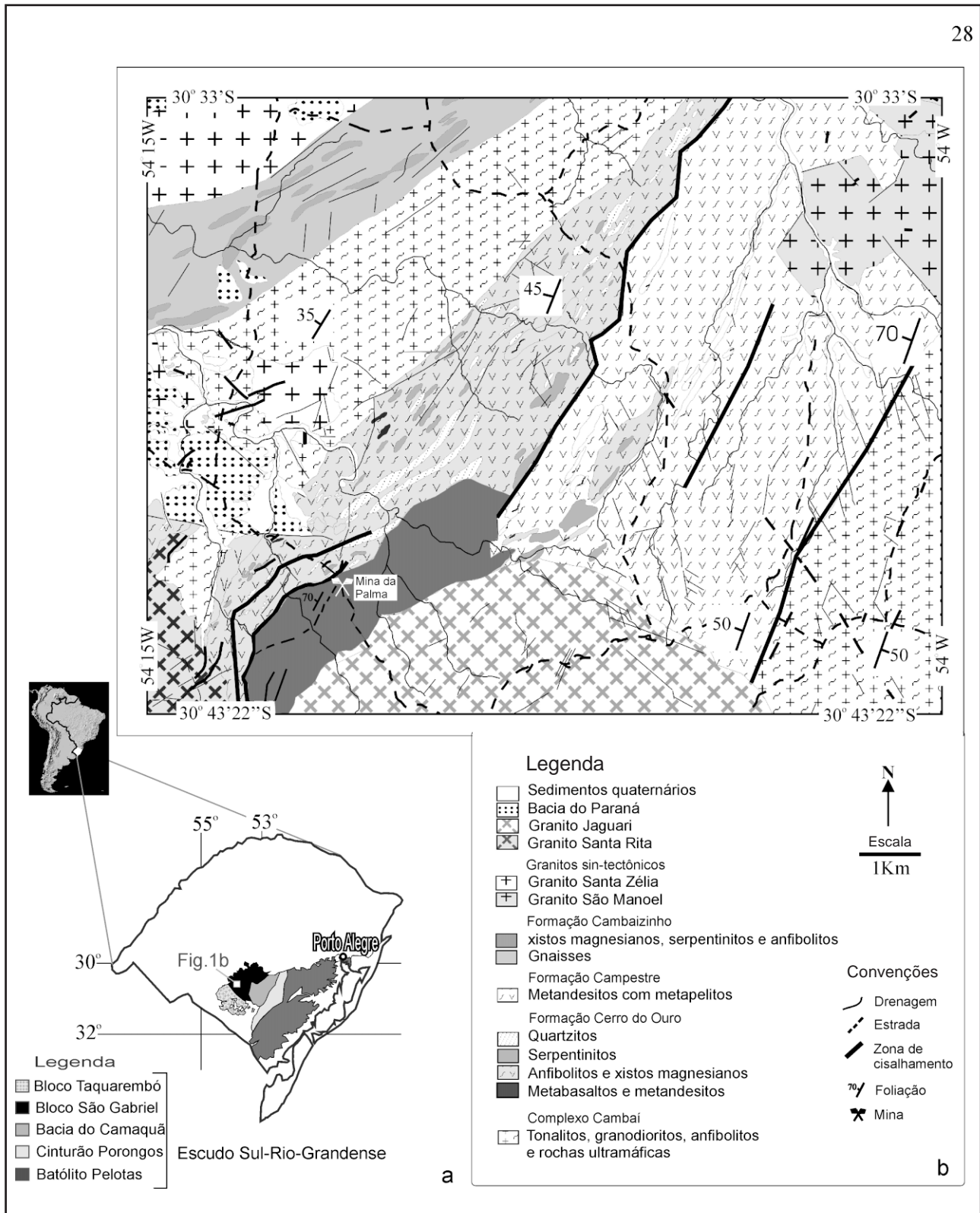


Figura 1 - (a) Unidades geotectônicas principais do Escudo Sul-rio-grandense (Hartmann *et al.*, 1999); (b) Mapa geológico da Região da Palma, modificado de Hartmann & Remus (2000) segundo Bitencourt *et al.* (1996), mostrando a localização da Mina da Palma.

seqüência foi intrudida por diversos corpos graníticos sin a pós-tectônicos, que afetaram toda a região. O Granito Jaguari, ao sul da Região da Palma, está incluído no grupo de granitóides alcalinos e cálcio-alcalinos alto K, possuindo idades entre 565-540 Ma (isócrona Rb-Sr, Gastal *et al.*, 1992). Possivelmente este corpo granítico, com forma arredondada e aproximadamente 20 km de diâmetro (Gastal *et al.*, 1992), é responsável por metamorfismo de contato e alterações hidrotermais na região, inclusive na Formação Cerro do Ouro, pois está em contato imediato com a mesma. De forma genérica, a região apresenta unidades tectono-estratigráficas resultantes de tectônica de empurrão e transcorrente dextral, constituídas por rochas neoproterozóicas com assinatura isotópica juvenil e lascas de corpos paleoproterozóicos. Foram geradas em ambientes tectônicos distintos, porém colocadas lado a lado, como é observado em prismas acrescionários mesocenozóicos (Chemale Jr., 2000).

### Geologia local

A Vila Palma está aproximadamente 420 km a oeste de Porto Alegre (Fig. 1). Há muitas décadas possui mineração de calcário, como é o caso da Mina da Palma, atualmente propriedade da Votorantim S/A. A Mina é constituída por duas pedreiras, uma desativada e outra em atividade, da qual é extraído mármore calcítico utilizado na fabricação de cimento. Atinge cerca de 1500 m de comprimento e 500 m de largura, considerando a pedreira desativada e uma porção adjacente estudada. O desnível mais profundo pode ser estimado em 60m, dividido em bancadas de tamanhos variados. Outro bem mineral, neste caso especulativo na Mina, é a presença de camadas sulfetadas, nas quais é possível encontrar pequenas ocorrências de ouro. Segundo Hartmann & Remus (2000), é uma área com grande potencial econômico, principalmente pela presença sistemática de ouro nos aluviões. As rochas presentes na Mina da Palma são principalmente metabasaltos, metabasaltos andesíticos e mármore, com ocorrências subordinadas de metamarga, metachert, sulfeto maciço e diques de rochas lamprofíricas.

Os metabasaltos e metabasaltos andesíticos apresentam colorações em tons de cinza, granulação muito fina e variam de maciços a xistosos. Os mármore calcíticos afloram como pacotes de até 15 m de espessura e lentes centimétricas a métricas intercaladas nas rochas metavulcânicas. A coloração é predominantemente cinza claro a branco (com vari-

ações em tons de cinza) e a granulação é fina. Algumas vezes, níveis de impurezas pelíticas milimétricas a centimétricas contribuem para a formação de pequenos pacotes de metamargas, que dão um aspecto bandado à rocha. Estes litotipos formam estruturas alongadas segundo N10-45E, com mergulhos que variam de 50NW a verticais e encontram-se intensamente fraturadas. Os contatos entre metabasitos e mármore e/ou metamarga são algumas vezes concordantes com a foliação e outras vezes intrusivos. É possível observar ainda variações da rocha metabásica na forma de diques, sugerindo que o pulso de magmatismo basáltico foi múltiplo durante a deposição da seqüência. Lentes de metachert constituem camadas métricas na mina e cristas nas adjacências desta. São constituídos essencialmente por quartzo recristalizado e encontram-se deformados com o resto da seqüência. Diques de rocha lamprofírica cortam os demais litotipos presente na Mina da Palma, com orientação aproximada de N30E, e espessuras de até 1 m. São porfiríticos, formados por fenocristais de anfibólio (espessartito) em meio a matriz fanerítica muito fina de coloração cinza, sem evidências de metamorfismo.

Zonas com precipitação de sulfeto maciço ocorrem principalmente nos contatos entre mármore e metabasitos. Estas zonas apresentam espessuras de até 30 cm e extensões variáveis de até 2 m, com direção preferencial N30E/50NW, assim como dos contatos (ou sub-paralela aos mesmos), porém são formas descontínuas e irregulares, aparentemente deformadas com os demais litotipos. É possível observar quantidades muito baixas de sulfetos associados a carbonatos em pequenas fraturas posteriores.

Zonas de cisalhamento subverticais de direção NE cortam a seqüência (com exceção dos lamprófiros) propiciando a formação de zonas heterogêneas de deformação. Estas variações bruscas ocorrem devido à distribuição descontínua na taxa de deformação, gerando faixas com taxa de deformação elevada e porções com deformação menos intensa, com rochas foliadas e maciças, respectivamente. Isso se reflete também em variações nas atitudes da foliação principal, que em alguns lugares é paralela ao bandamento das metamargas (preferencialmente N30E/50NW) e quanto mais próximo da zona de cisalhamento, esta foliação vai sendo rotacionada, verticalizada e algumas vezes crenulada. As estrias presentes em algumas falhas, assim como *augen*, *boudins* e *podis* de deformação, indicam movimento transcorrente dextral para o conjunto litológico.



Efeitos térmicos consequentes da deformação e/ou intrusões graníticas, presentes a poucos quilômetros da seqüência, resultaram em inúmeras alterações observadas em campo e em lâmina, como alterações mineralógicas, nódulos e vênulas de actinolita, epidoto, carbonato e quartzo, assim como na remobilização dos corpos sulfetados. Veios e vênulas de quartzo e/ou carbonato de espessuras variáveis (até 10 cm) cortam as demais estruturas.

## PETROGRAFIA

As rochas presentes na Mina da Palma, após trabalho minucioso de campo, foram estudadas em 28 lâminas delgadas e 6 seções polidas, auxiliadas por análises de microsonda eletrônica (CAMECA SX-50 do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul), com limite de detecção de 500 ppm (em geral), além da química de rocha total de 9 amostras. Os principais litotipos presentes na Mina da Palma são metabasaltos e metabasaltos andesíticos, sendo a paragênese mais representativa constituída pela associação albita-actinolita-clorita-epidoto-opacos, típico da fácies xisto verde. No entanto, percebem-se mudanças significativas na textura, estrutura e mineralogia, próximo das zonas de cisalhamento e/ou zonas sulfetadas. As rochas retiradas de locais mais afastados destas zonas encontram-se menos afetadas, com características ígneas preservadas, e aquelas que se encontram próximas das zonas estão mais alteradas.

Nos metabasaltos menos alterados é possível observar resquícios da textura reliquiar, porém, a maioria dos cristais de plagioclásio foi albitizada, e os grãos de anfibólio transformados em actinolita. Os anfibólios primários eram provavelmente hornblendas, como já haviam constatado Hartmann *et al.* (2000c), em um trabalho minucioso sobre a evolução dos espinélios e hornblendas do Grupo Palma, unidade que abrange a região estudada. Em algumas lâminas observam-se duas gerações de plagioclásio, (1) “fantasmas” de fenocristais subédricos e (2) cristais ripiformes euédricos, porém a albitização é intensa nas duas gerações, predominando grãos de composição homogênea. Em 68 análises de microsonda realizadas em plagioclásio de metabasitos mais e menos alterados, aproximadamente 20% tem a composição de oligoclásio, o restante de albita (Fig. 2a). Os pontos de análise de microsonda correspondentes a plagioclásio mais cálcico foram realizados nas porções centrais de

cristais presentes nos metabasaltos menos alterados, onde coexistem duas fases minerais, em forma de mancha ou zoneamento composicional. Os anfibólios foram na maioria alterados para actinolitas (aproximadamente 70% das 52 análises de microsonda realizadas em metabasitos mais e menos alterados), 22% são ferro-actinolita e ferro-hornblenda e 8% são magnésio-hornblenda (Fig. 2b), porém sempre próximo a actinolita, segundo a classificação de Leake (1997). As composições diferentes de actinolita correspondem a análises realizadas em metabasaltos com menor indicação de alteração, principalmente em núcleos de cristais. Nas amostras de metabasitos menos alteradas observa-se, além de anfibólio e plagioclásio, em média 10% de esfero, 5% de minerais opacos e traços de apatita, quartzo, clorita, carbonato e epidoto. A estrutura é maciça e em alguns locais uma foliação incipiente é marcada pela sutil orientação da albita ripiforme.

Próximo das zonas de cisalhamento e sulfetação, a quantidade de minerais secundários (principalmente clorita e epidoto) aumenta e os resquícios da mineralogia primária desaparecem. Nas porções imediatamente adjacentes às referidas zonas, a rocha é transformada em “massa cloritizada” (e/ou carbonatada), e se próxima especificamente à zona de cisalhamento, passa a intensamente foliada, por vezes crenulada. As análises de microsonda em palhetas de clorita (48 pontos) mostram que um grupo de clorita corresponde a ripidolita e brunsvigita com maiores teores de Mg, segundo a classificação de Foster (1962), representando pontos mais distantes das zonas de alteração. Outro grupo, ainda no campo da ripidolita, apresenta maiores teores de Fe e corresponde às cloritas do contato com zonas sulfetadas, plotando juntamente com os pontos analisados em cristais retirados do interior destas zonas. O método sugerido por Cathelineau e Nieva (1985 *apud* Zang & Fyfe, 1995) para obtenção da temperatura de formação das cloritas foi utilizado neste trabalho, com intuito de auxiliar o entendimento das paragêneses e grau metamórfico. Foi obtida temperatura média de 346°C, com desvio padrão de 16°C, confirmando condições de fácies xisto verde para a associação descrita. Vênulas, agregados e nódulos de actinolita, albita, epidoto, carbonato e quartzo podem ser observados em lâminas delgadas como produto de alteração sobreposta. Veios e vênulas de uma segunda geração de carbonatos e quartzo cortam as demais estruturas.

Os mármoreos são compostos essencialmente por calcita, a granulação é muito fina e a textura é

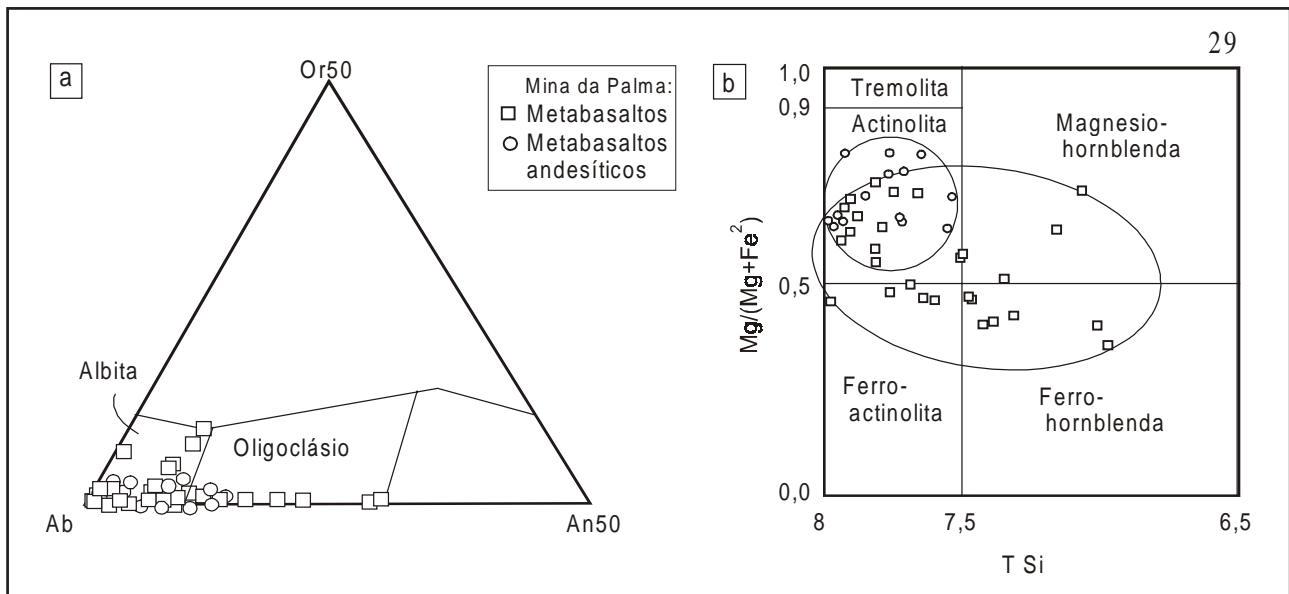


Figura 2 - Diagramas de classificação de (a) feldspatos e (b) anfibólios (Leake, 1997), com metabasaltos e metabasaltos andesíticos da Mina da Palma.

predominantemente granoblástica poligonal. Nas metamargas, além de carbonatos, são observadas quantidades variadas de quartzo, epidoto, clorita, esfeno e opacos, distribuídos em camadas milimétricas, por vezes lenticulares. Os metacherts são constituídos essencialmente por quartzo, apresentam granulação fina e textura granoblástica poligonal. A origem foi inferida pelo conteúdo extremamente baixo em zircão, pois somente 2 cristais de zircão foram recuperados de 3 kg de metachert. As porções de sulfeto maciço são constituídas predominantemente por pirita e subsidiariamente calcopirita e esfalerita. Em análises de microsonda foi verificada a presença de ouro e minerais de telúrio e bismuto. Mesmo nas porções de maiores concentrações de sulfetos, são observadas pequenas quantidades de quartzo, cloritas e carbonatos intersticiais. No contato entre os metabasitos e a zona de sulfeto maciço ocorre interface de associação de ripidolita enriquecida em ferro. No contato do mármore e zona sulfetada, há aumento de ferro nos carbonatos, que chegam a composição da siderita (conforme análises de microsonda). As rochas lamprofíricas estão presentes na Mina em forma de diques. Em lâmina observa-se a textura panidiomórfica, com fenocristais euédricos de hornblenda de até 4 mm em meio a matriz muito fina constituída por minerais félsicos (principalmente plagioclásio). São clas-

sificados como espes-sartitos (Rock, 1987) e podem ser correlacionados à Formação Hilário (Lima & Nardi, 1991).

## GEOQUÍMICA

Dados de geoquímica de rocha (elementos maiores, traços e Terras-Raras) foram obtidos em 9 amostras selecionadas da Mina da Palma e arredores, pelos métodos INAA e ICP-MS no Activation Laboratory, Canadá. Os limites de detecção de cada elemento nos métodos utilizados podem ser visualizados na tabela 1. Oito amostras correspondem a metabasitos, selecionados com o objetivo de identificar o tipo de associação vulcânica, e uma amostra corresponde à rocha lamprofírica, com intuito de verificar se esta tem a mesma afinidade das demais rochas analisadas. Por estar abaixo do limite de detecção dos métodos utilizados, os teores de Nb foram dosados posteriormente por ICP-MS em 7 amostras, no mesmo laboratório. Devido à alteração hidrotermal e meta-morfismo sobrepostos, os valores dos óxidos dos metabasitos foram recalculados para 100% anídras, para uma aproximação ainda maior da química primária da rocha, permanecendo elementos traços e Terras-Raras, assim como os dados químicos da rocha lamprofírica, com valores originais (Tabela 1).

Tabela 1 - Composição química dos metabasaltos, metabasaltos andesíticos e espessartito (AP33) da Mina da Palma.

	LdD	AP25	AP27	AP29	AP30	AP42	AP47	AP59	AP60	AP33A
SiO <sub>2</sub>	0,01	52,61	49,87	55,97	51,27	51,67	50,60	47,00	53,51	54,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	18,06	12,38	15,35	13,19	15,79	16,58	19,57	17,67	16,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	7,32	11,03	6,71	14,70	10,92	10,57	13,08	8,26	9,40
MnO	0,01	0,17	0,46	0,23	0,18	0,10	0,13	0,23	0,16	0,17
MgO	0,01	4,94	6,84	2,41	3,92	10,07	5,65	5,41	5,17	4,93
CaO	0,01	11,96	15,18	12,33	8,13	6,21	9,54	10,70	9,38	7,52
Na <sub>2</sub> O	0,01	2,18	1,47	4,32	4,15	2,12	3,71	1,33	4,29	2,96
K <sub>2</sub> O	0,01	1,63	1,38	0,18	0,99	1,24	0,59	1,11	0,34	0,97
TiO <sub>2</sub>	0,005	0,91	1,40	2,04	3,07	1,71	2,36	1,09	1,00	0,90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,24	0,08	0,44	0,40	0,18	0,28	0,47	0,22	0,16
Total		100	100	100	100	100	100	100	100	
P.F.	0,01	4,10	1,82	1,17	0,96	4,60	2,25	10,46	3,39	2,08
Tot. Or.		99,19	99,43	100,17	99,12	100,31	99,84	99,02	99,67	100,25
Ba	1	606	409	122	185	113	158	271	204	245
Sr	2	444	365	406	188	197	167	495	434	318
Y	1	22	24	70	43	27	33	29	21	19
Nb	0,50	NA	NA	52	34,70	20,20	28,40	16,70	5,60	5,50
Zr	4	100	129	437	227	136	212	138	116	88
Be	1	1	1	2	1	1	1	2	1	1
V	5	207	165	151	343	231	266	212	151	218
Ag	0,30	0,50	0	1,20	0,30	0	0,60	0,90	0	0,40
Cu	1	161	10	7	13	27	49	5	25	47
Ni	1	27	46	9	10	64	76	25	48	30
Zn	1	115	121	53	60	60	67	551	61	69
Au	1	0	3	3	3	3	2	130	0	0
As	1	30	25	3	7	2	3	2	1	4
Co	0,10	30,80	33,90	13,10	43,80	41,80	43,70	11,50	28,90	26,20
Cr	0,50	63,80	168	11,90	7,60	255	161	734	119	70,70
Cs	0,10	0	0	0	3,10	3,60	0	1,50	0	0
Hf	0,20	2,20	3,20	10,10	5,80	3,70	5,20	3,90	2,50	2,30
Rb	10	30	15	0	40	28	0	25	0	22
Sb	0,10	1,90	3	2,60	1,50	0,70	0	1,60	0,40	0,80
Sc	0,01	29,30	30,20	22,4	39	38,10	34,40	18,10	23,10	28,30
Se	0,05	0	0	0	1,20	0	0	0	0,60	0
Ta	0,30	0,70	1	3,20	2,70	1,80	1,90	1,50	0,60	0
Th	0,10	1,70	2,20	8	3,60	2,30	3,50	4,30	1,90	3
U	0,10	0,50	0,40	1,60	0,60	0,80	0,60	2,50	0,70	0,70
W	1	0	0	0	0	0	0	4	0	0
La	0,05	7,30	15,10	62,50	30,60	20,30	25,70	25,30	13,20	12,70
Ce	1	20	33	122	66	43	56	53	25	27
Nd	1	12	19	51	36	23	31	24	13	14
Sm	0,01	3,08	4,27	11,80	8,58	5,13	6,7	5	3,31	3,34
Eu	0,05	1,13	1,47	2,60	2,29	1,64	1,92	1,20	1,16	1,12
Tb	0,10	0,60	0,70	1,7	1,30	0,80	1,00	0,90	0,60	0,60
Yb	0,10	2,90	2,38	7,49	4,88	3,03	3,61	3,32	2,03	2,35
Lu	0,01	0,45	0,36	1,14	0,73	0,45	0,55	0,51	0,31	0,36

Óxidos em peso %, elementos traços em ppm, exceto Au em ppb (inclusive nos limites de detecção).

Óxidos recalculados para 100% anidros, exceto o espessartito.

Elementos com valores abaixo do limite de detecção em todas as amostras (Br, Hg, Ir, Mo, Cd, Pb e Bi) foram excluídos da quadro  
0 = abaixo do limite de detecção; P.F. = perda ao fogo; Tot. Or. = total original; NA = não analisado; LdD = Limite de Detecção.

A natureza ortoderivada foi verificada na petrografia através de texturas ígneas preservadas e tramas entre cristais de plagioclásios e anfibólios, sugerindo textura subóptica reliquiar em metabasaltos menos alterados. Na química de rocha a origem ígnea pode ser confirmada, inclusive nas rochas com maior alteração, como por exemplo, no diagrama Zr/TiO<sub>2</sub> vs. Ni (Winchester *et al.*, 1980), no qual a natureza ortoderivada fica demonstrada. Diagramas binários de elementos maiores mostram dispersão razoável das amostras, interpretada como remobilização parcial destes elementos por eventos pós-magmáticos. Foi necessária a utilização de critérios geoquímicos para a seleção de amostras menos alteradas e que melhor representam as composições ígneas originais. As amostras AP27, AP30, AP42 e AP47, correspondentes a metabasaltos, foram selecionadas como rochas menos alteradas, por mostrarem menores variações em diagramas de razões de elementos incompatíveis ou diagramas de razões vs. MgO, sendo que nestes a variação ocorre ao longo de uma linha horizontal, com pouca dispersão. Este critério é baseado na extração dos elementos incompatíveis do manto, que é elevada mesmo em pequenos graus de fusão; devido a isso, as razões de elementos com incompatibilidades semelhantes tendem a ser constantes em graus variados de fusão. Em processos metamórficos ou de alteração hidrotermal, água e outros fluidos interagem com a rocha, gerando assembléias compostas por minerais secundários hidratados, como é o caso das rochas presentes na Mina da Palma. A intensidade destes processos em geoquímica de rocha total

pode ser avaliada na observação da percentagem de perda ao fogo. As amostras selecionadas como menos alteradas apresentam percentagens de LOI inferiores a 2,5% (Tabela 1), com exceção da amostra AP42 (4,6%), mantida no grupo das rochas menos alteradas devido à coerência nos demais gráficos utilizados.

No diagrama TAS (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub>) proposto por Cox *et al.* (1979), cinco amostras correspondem a metabasaltos, sendo apenas uma considerada alterada quimicamente. Duas correspondem a composições intermediárias entre basaltos e andesitos, e uma possui composição de andesito, plotada junto com a rocha lamprofírica. Devido à mobilidade relativa dos álcalis em metamorfismo e alterações hidrotermais (Rollinson, 1993), o diagrama classificatório SiO<sub>2</sub> vs. Zr/TiO<sub>2</sub> (Winchester & Floyd, 1977) foi utilizado para confirmar a nomenclatura adotada, pois utiliza razão de dois elementos relativamente imóveis. Neste, as quatro amostras de metabasaltos correspondem a basaltos subalcalinos, a amostra de metabasalto alterado tem a composição de basalto alcalino, e as demais de andesitos (Fig. 3). As amostras selecionadas para análise dos processos ígneos, apesar dos processos pós-magmáticos sobrepostos, não apresentam mudanças metasomáticas significativas, visto nas razões de elementos incompatíveis, na compatibilidade da classificação utilizando elementos maiores e traços e ainda confirmado posteriormente na análise de diagramas multielementares.

A análise dos dados geoquímicos permite inferir caráter transicional subalcalino (toleítico) a

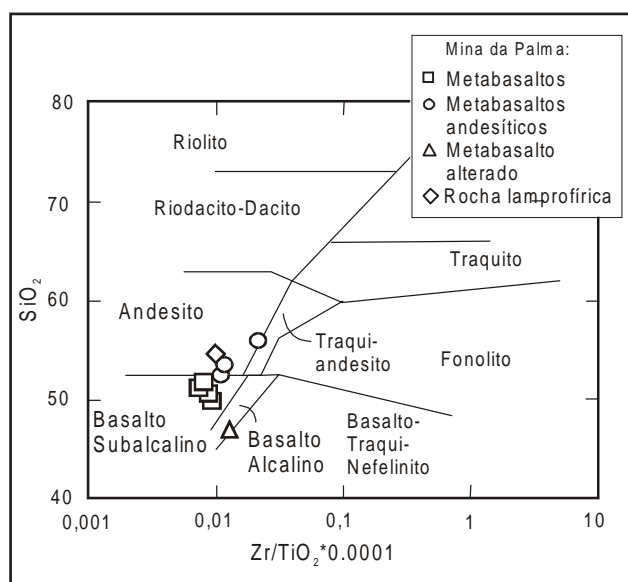


Figura 3 - Diagrama SiO<sub>2</sub> vs. Zr/TiO<sub>2</sub> (Winchester & Floyd, 1977) com amostras de metabasaltos, metabasaltos andesíticos e rocha lamprofírica da Mina da Palma.

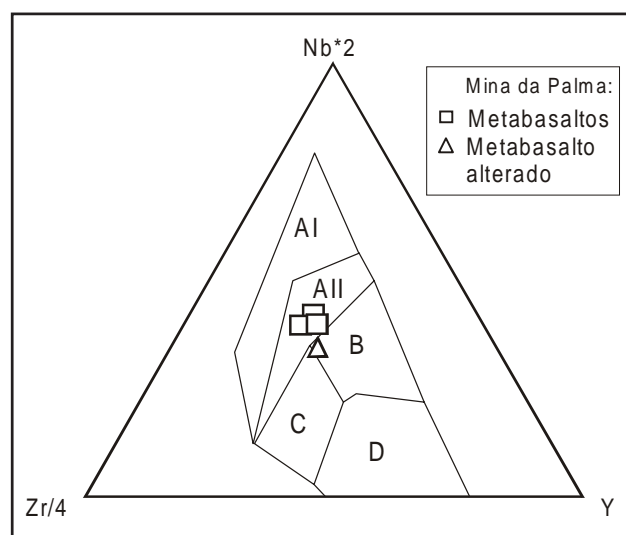


Figura 4 - Amostras de metabasaltos da Mina da Palma no diagrama Zr-Nb-Y (Meschede, 1986). AI-AII: basalto alcalino intra-placa; AII-C: basalto toleítico intra-placa; B: basalto de cordilheira meso-oceânica - PMORB; D: basalto de cordilheira meso-oceânica - NMORB; C-D: basalto de arco vulcânico.



alcalino para os metabasitos estudados. No TAS as amostras ficam concentradas no campo das rochas subalcalinas (toleíticas), próximo ao limite com o campo dos basaltos alcalinos, com duas amostras consideradas alcalinas. Foi obtido resultado semelhante na utilização de elementos relativamente imóveis, como  $P_2O_5$  vs. Zr (Rolinson, 1993, segundo Winchester & Floyd, 1976), sugerindo novamente caráter transicional para a série. Dados das análises químicas dos metabasaltos em diversos diagramas, que auxiliam na identificação do ambiente tectônico de formação das rochas, como Zr-Ti-Y e Zr/Y vs. Zr (Pearce & Cann, 1973) e Th-Hf-Nb (Wood, 1980), mostram a persistência das amostras de metabasaltos com composição característica de ambiente intraplaca. Isto pode ser visualizado no diagrama Zr-Nb-Y (Meschede, 1986), onde os metabasaltos concentram-se no campo AII, correspondente a basaltos toleíticos e alcalinos intraplaca, com exceção do metabasalto alterado (Fig. 4).

Devido à semelhança geoquímica entre os diversos ambientes intraplaca (OIB - *ocean island basalt*, OFB - *ocean floor basalt*, RIFT e platô oceânico) e destes com MORB (*mid-ocean ridge basalt*, Wilson, 1989), foram utilizados diagramas multielementares para melhor interpretação da origem e ambiente tectônico específico de formação das rochas. As 9 amostras apresentam padrões relativamente semelhantes em diagrama normalizado pelo manto primitivo, com enriquecimento significativo nos elementos mais incompatíveis, com valores de até 100 vezes maiores que os estabelecidos para o manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) e para o Cs de 500 vezes estes valores, que diminuem progressivamente até os menos incompatíveis, chegando a 6 vezes os valores de normalização.

Nb é considerado essencial para interpretação petrogenética. As sete amostras que apresentam estes teores em diagramas multielementares mostram algumas diferenças, auxiliando a interpretação. As três amostras correspondentes a metabasaltos considerados menos alterados apresentam anomalias negativas em Ba, K, Sr e P e é importante notar ausência de anomalia negativa em Nb em relação aos demais elementos (Fig. 5a). A anomalia de Nb é característica de rochas com componente de subdução, derivadas de litosfera sub-continental (Kent *et al.*, 1996; Condie *et al.*, 2002; Gunn, 2002). A amostra de metabasalto considerada alterada possui padrão semelhante aos demais metabasaltos, no entanto, apresenta depleção em Nb e Eu. A anomalia

negativa em Eu desta amostra e anomalias negativas em Sr e Ba nos metabasaltos, quando estes elementos são incorporados nestes diagramas, pode estar relacionada à cristalização precoce de minerais em baixa pressão, como plagioclásio cálcico (Wilson, 1989), verificado em lâmina delgada pela presença de uma primeira geração de plagioclásio presente como fenocristal. Uma amostra de metabasalto andesítico alterado é enriquecida em todos elementos incompatíveis considerados, sendo posicionada na porção superior do diagrama. Em outra amostra deste grupo litológico ocorre o inverso, sendo empobrecida em todos elementos em relação às amostras de metabasaltos. Esta amostra de metabasalto andesítico empobrecida corresponde à única amostra que não foi retirada do interior da Mina da Palma, e sim de um corpo de metabasitos adjacente, com intuito de testar a compatibilidade geoquímica com os metabasaltos estudados. Esta e a amostra de lamprófito espessartítico possuem padrões muito semelhante, além de serem mais empobrecidas em relação às demais rochas analisadas, apresentam anomalias negativas de Nb, mostrando incompatibilidade de ambiente tectônico com as demais amostras.

Comparando com valores NMORB, os metabasaltos da Mina da Palma apresentam enriquecimento nos elementos mais incompatíveis de até 80 vezes os valores utilizados para normalização (e 500 vezes para o Cs), diminuindo no sentido dos elementos menos incompatíveis utilizados no diagrama, finalizando em padrão horizontal para Y, Yb e Lu, estando estes muito próximos a 1. As anomalias negativas de Ba, K, Sr e P permanecem (Fig. 5b). Em comparação com ambiente MORB a assinatura geoquímica aproxima-se mais dos padrões estabelecidos para EMORB, com valores entre 1 e 8 vezes aos utilizados para normalização (para o Cs 60 vezes), com as mesmas anomalias de Ba, K, Sr e P (Fig. 5c). Semelhança ainda maior ocorre na comparação dos metabasaltos da Mina da Palma com os valores estabelecidos para OIB. Nesta, os valores encontram-se muito próximos a 1, com sutil enriquecimento progressivo em Eu, Tb, Y, Yb e Lu (elementos menos incompatíveis), chegando em até 3 vezes os valores normalizados. Anomalia positiva em Cs permanece, decorrente possivelmente de processos secundários, e as anomalias de Ba, K, Sr e P são ainda visíveis (Fig. 5d). A figura 5d mostra também a média de metabasaltos da "Supersuite Vulcano-sedimentar Palma" descrita por Strieder *et al.* (2000), que demonstra

padrão muito semelhante ao dos metabasaltos da Mina da Palma, onde a principal diferença consiste na anomalia negativa de Nb. Este fator, assim como outros dados apresentados pelos autores, sugerem ambiente distinto de geração dos metabasaltos estudados por Strieder *et al.* (2000), quando comparados aos da Mina da Palma, indicando envolvimento de componente de subdução para aqueles.

Em relação aos basaltos de platôs continentais, os valores ficam entre 0,3 e 2 vezes os valores normalizados, com enriquecimento nos elementos menos incompatíveis, com grande semelhança aos da Mina da Palma. Segundo Wilson (1989), as diferenças entre basaltos continentais e oceânicos são mais evidentes na abundância de elementos móveis incompatíveis, no entanto a alteração sobreposta pode interferir na utilização deste critério. Porém, a ausência de anomalia negativa de Nb (esperada em ambiente continental, devido à contaminação da litosfera continental), análises de diagramas binários utilizando razões de elementos incompatíveis, associação metassedimentar presente (metabasaltos-mármore-metacherts) e outras observações de campo, indicam tratar-se de metabasaltos oceânicos.

Condie (2001) explica que a assinatura geoquímica de elementos incompatíveis em assembléias de platôs oceânicos, quando enriquecidos, é muito semelhante a OIB e em alguns casos a OFB. Para testar esta hipótese, foi utilizado o diagrama Th/Ta vs. La/Yb (Fig. 6), usado na distinção de ambientes tectônicos, incluindo assembléias de platôs oceânicos. Duas amostras plotaram no campo dos basaltos de platô oceânico, no ponto representativo do Platô Kerguelen (sul do Oceano Índico), considerado enriquecido em elementos incompatíveis (Gautier *et al.*, 1990; Coffin & Gahagan, 1995). E duas amostras com razões Th/Ta um pouco superiores plotaram no campo dos basaltos que sugerem componente de subdução, no entanto, muito próximo ao limite do campo dos basaltos de platôs oceânicos. Condie *et al.* (2002) descrevem dois tipos de basaltos de platô oceânico no Arizona, um grupo enriquecido e outro não, sendo que nos dois as razões La/Nb estão entre 0,8 e 1,1, assim como nos metabasaltos considerados menos alterados da Mina da Palma. A razão La/Nb menor que 1,1 é uma propriedade típica de basaltos de platô oceânico (Kerr *et al.*, 2000). As razões Zr/Nb e Nb/Th são importantes indicadoras de origem mantélica (White & Ducan, 1996), com os basaltos de platô oceânico apresentando razões intermediárias (Condie *et al.*, 2002), o que é compatível com os metabasaltos (menos alterados) da Mina da Palma,

que apresentam valores entre 6,54 e 7,46 para razão Zr/Nb; e 8,11 e 9,64 para Nb/Th. O diagrama Nb/Y vs. Zr/Y (Condie *et al.*, 2002) auxilia na interpretação da origem magmática. Nele amostras de metabasaltos da Mina da Palma demonstram origem de plumas mantélicas, plotando no mesmo campo das amostras de platô oceânico descritas pelos autores, muito próximas ao ponto que representa o Platô Kerguelen, com possíveis interferências de componentes enriquecidos e reciclados. O diagrama Ce/Y vs. Zr/Nb (Kent *et al.*, 1996) sugere que os metabasaltos de platô da Mina da Palma foram gerados em pequenos graus de fusão, compatível com o caráter enriquecido.

## DISCUSSÃO E RESULTADOS

Apesar da paragênese metamórfica ( fácies xisto verde) e alteração sobreposta nos metabasitos presentes na Mina da Palma, estudos geoquímicos de rocha total demonstram que os processos metassomáticos não alteraram significativamente a química original, principalmente nas amostras de metabasaltos. Estas rochas tiveram origem a partir de protólitos ígneos toleíticos transicionais para alcalinos, com características geoquímicas de magmatismo intraplaca. Este caráter transicional é possivelmente decorrente da fusão parcial na ascensão de plumas mantélicas, devido à descompressão adiabática, podendo gerar magmas desde toleíticos a alcalinos, e uma grande quantidade de magmas transicionais, dependendo da profundidade, grau de fusão parcial e composição mineralógica do manto original (Wilson, 1989).

A semelhança geoquímica, principalmente em relação aos elementos incompatíveis, com OIB e OFB, não elimina totalmente as hipóteses da associação descrita ter sido formada nestes ambientes tectônicos, considerando inclusive o pequeno número de amostras estudadas. Porém, a semelhança no padrão e razões de elementos incompatíveis destes ambientes com metabasaltos de platôs oceânicos e a associação litológica típica destes platôs (metabasitos-mármore-metacherts) (Condie *et al.*, 2002) sugerem que a seqüência metavulcano-sedimentar da Mina da Palma corresponde à de Associação de Platô Oceânico acrescido em margem continental. O caráter enriquecido em elementos incompatíveis sugere pequenos graus de fusão parcial. Razões de elementos incompatíveis indicam origem de plumas mantélicas, com participação principalmente de componentes reciclados e enriquecidos.

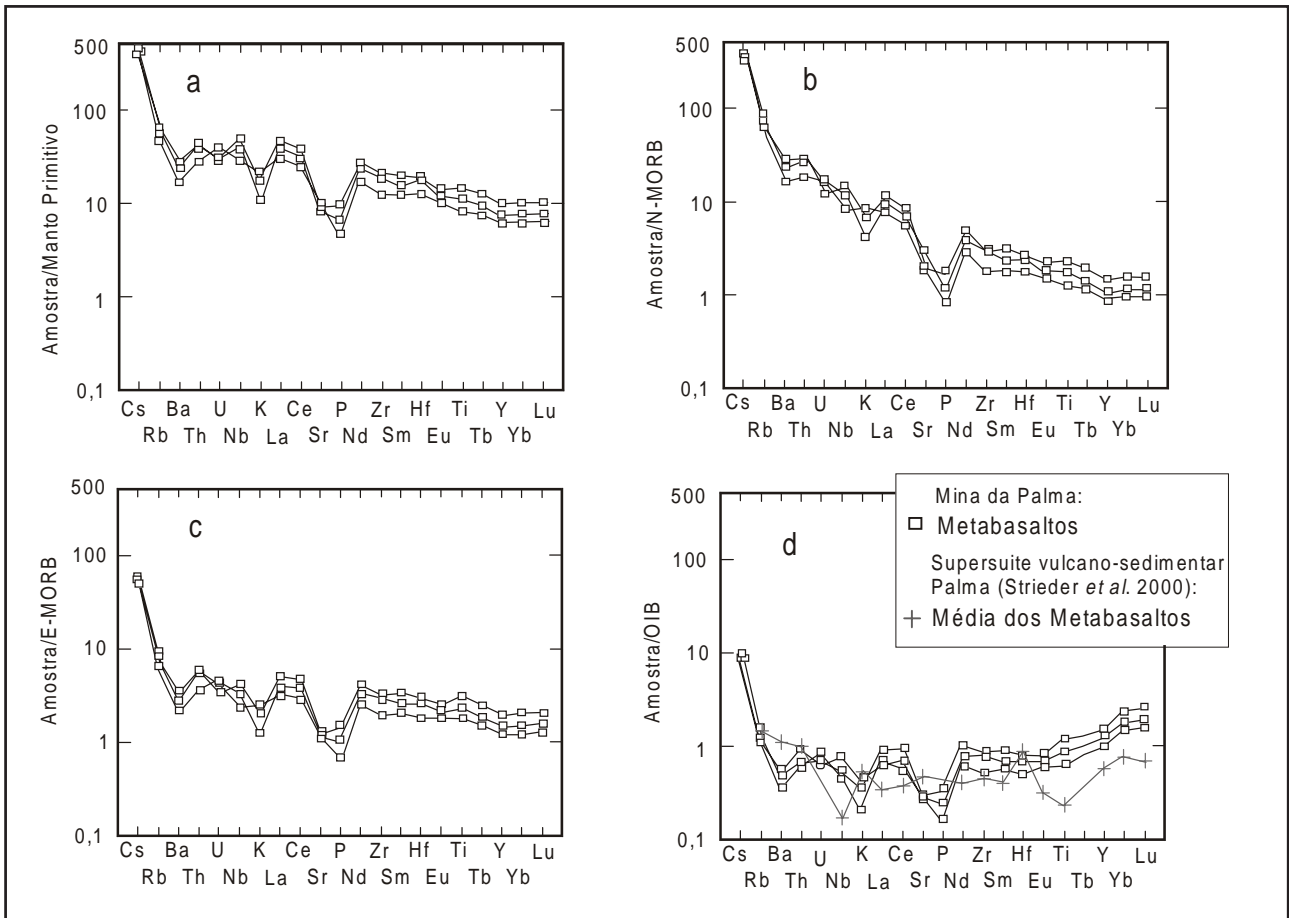


Figura 5 - Diagramas multielementares mostrando a composição de metabasaltos da Mina da Palma, comparada com a composição de basaltos de diferentes ambientes tectônicos, com base nos dados de normalização apresentados por Sun & McDonough (1989): (a) Manto primitivo; (b) Cordilheira meso-oceânica - NMORB; (c) Cordilheira meso-oceânica - EMORB; (d) Ilha oceânica; apresenta também a média dos metabasaltos da Supersuite vulcano-sedimentar Palma, descrita por Strieder *et al.* (2000).

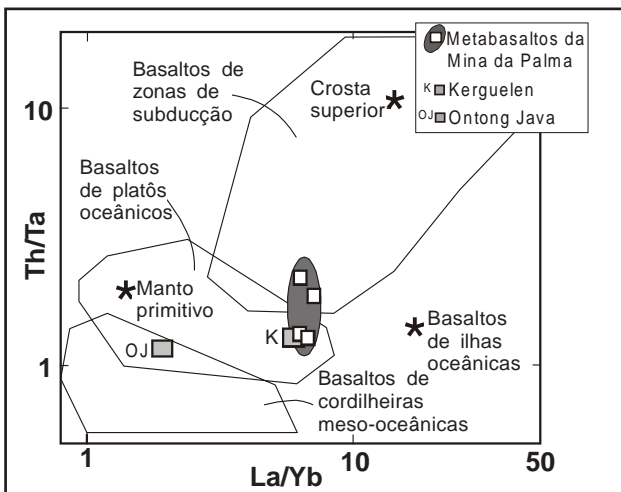


Figura 6 - Metabasaltos da Mina da Palma no diagrama Th/Ta vs. La/Yb (Condie *et al.*, 2002), comparados com outros ambientes tectônicos. São representados os campos com composição média de basaltos de: zonas de subducção, ilhas oceânicas, cordilheiras meso-oceânicas e manto primitivo (Sun & McDonough, 1989); crosta superior e platôs oceânicos (Condie *et al.*, 2002); Ontong Java (OJ); Kerguelen (K).

Comparação dos metabasaltos da Mina da Palma com os descritos por Strieder *et al.* (2000) sugere no mínimo duas associações distintas na região da Palma, a descrita neste trabalho, gerada em ambiente de platô oceânico, e a descrita pelo autor, com envolvimento de litosfera continental em ambiente de subducção. A associação com komatiitos, rochas de arco, e granitos adjacentes, descritas em trabalhos regionais, é comparável a situações atuais nas bordas do Oceano Pacífico, com intercalação de seqüências de arco e de platô oceânico, plutonismo e sedimentação, típicos de orogêneses colisionais (Kent *et al.*, 1996). Recomenda-se, no entanto, uma investigação mais ampla no corpo de metabasitos da Formação Cerro do Ouro, com amostragem mais extensa, devido à complexidade da área, gerada principalmente pelos processos deformacionais sobrepostos.

O principal resultado do presente trabalho é a identificação de um platô oceânico, mesclado

tectonicamente com rochas de arco de ilhas. O platô oceânico Mina da Palma é identificado principalmente pela associação geológica com mármore e metacherts, homogeneidade composicional e composição química dos metabasaltos, com destaque para a ausência de assinatura de litosfera continental devido à ausência de anomalia negativa de Nb. Esta é a primeira descoberta de um paleo-platô oceânico no Escudo Brasileiro. Outros platôs oceânicos podem estar presentes no escudo e poderão ser identificados através de metodologia semelhante à utilizada neste trabalho.

**Agradecimentos** - A todos professores, alunos e funcionários da UFRGS e UFPR, que de alguma maneira colaboraram para a realização do presente trabalho. A investigação foi realizada com bolsa de mestrado (APL) do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq - Brasil e apoio financeiro da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul - FAPERGS.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Babinski, M.; Chemale Jr. F.; Hartmann, L. A.; Van Schmus, W. R. & Silva, L. C. da. 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. **Geology**, **24**:439-442.
- Babinski, M.; Chemale Jr. F.; Van Schmus, W. R.; Hartmann, L. A. & Silva, L. C. da. 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, **10**:263-274.
- Bitencourt, M. F.; Santos, E. L.; Azevedo, G. C.; Holz, M.; Philipp, R. P. & Dillenburg, S. 1996. **Mapa Geológico Lagoa da Meia Lua-Rufino**. Trabalho de graduação do Curso de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (em arquivo).
- Chemale Jr. F. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Ed. CIGO/UFRGS, Porto Alegre. p. 13-52.
- Cloos, M. 1993. Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts. **Geological Society of America Bulletin**, **105**:715-737.
- Coffin, M. F. & Gahagan, L. M. 1995. Ontong Java and Kerguelen Plateau: Cretaceous Island? **Journal of the Geological Society of London**, **152**:1047-1052.
- Condie, K. C. 2001. **Mantle plumes and their record in earth history**. Cambridge Univ. Press, Oxford, UK. 306p.
- Condie, K. C.; Frey, B. A. & Kerrich, R. 2002. The 1.75-Ga Iron King Volcanics in west-central Arizona: a remnant of accreted oceanic plateau derived from a mantle plume with a deep depleted component. **Lithos**, **64**:49-62.
- Cox, K. G.; Bell, J. D. & Pankhurst, R. J. 1979. **The interpretation of igneous rocks**. London; Allen and Unwin, 450p.
- Fernandes, L. A. D.; Tommasi, A. & Porscher, C. C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian Branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. **Journal of South American Earth Sciences**, **5**:77-96.
- Foster, M. D. 1962. Interpretation of composition and a classification of the chlorites. **United States Geological Survey Professional Paper**, 414-A: A1-A33.
- Fragoso Cesar, A. R. S. 1991. **Tectônica de placas no Ciclo Brasileiro: As orogenias dos cinturões Dom Feliciano no Escudo do Rio Grande do Sul**. São Paulo. 367p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Furumoto, A. S.; Webb, J. P.; Odegard, M. E. & Hussong, D. M. 1976. Seismic studies on Ontong Java plateau, 1970. **Tectonophysics**, **34**:71-90.
- Gastal, M. C. P.; Schmitt, R. S. & Nardi, L. V. S. 1992. Granitóides da parte centro/sudoeste do Escudo Sul-rio-grandense. Novos dados e discussões sobre a gênese e tipologia do magmatismo alcalino. **Pesquisas**, **19**:174-182.
- Gautier, I.; Weis, D.; Mennessier, J. P.; Vidal, P.; Giret, A. & Loubet, M. 1990. Petrology and geochemistry of Kerguelen basalts (South Indian Ocean): evolution of the mantle sources from ridge to intraplate position. **Earth and Planetary Science Letters**, **100**:59-76.
- Gunn, B.M. 2002. The two main types of fingerprint. Internet site <http://www.geokem.com/finger.html>.
- Hartmann, L.A.; Leite, J.A.D.; Silva, L.C.; Remus, M.V.D.; McNaughton, N.J.; Groves, D.I.; Fletcher, I.R.; Santos, J.O.S. & Vasconcellos, M.A.Z. 2000a. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. **Australian Journal of Earth Sciences**, **47**:829-844.
- Hartmann, L.A.; Lopes, A.P.; Wang, Y.; Liu, D. & Vasconcellos, M.A.Z. 2003. Oceanic plateau accretion at 705 Ma in the southern Brazilian Shield. Proceedings IV Symposium on South American Isotope Geology, Salvador (in press).
- Hartmann, L.A.; Nardi, L.V.S.; Formoso, M.L.L.; Remus, M.V.D.; Lima, E.F. & Mexias, A.S. 1999. Magmatism and metallogeny in the crustal evolution of Rio Grande do Sul shield, Brazil. **Pesquisas**, **26**:45-63.
- Hartmann, L.A.; Porcher, C.C. & Remus, M.V.D. 2000b. Evolução das rochas metamórficas do Rio Grande do Sul. In: Holz, M., De Ros, L.F. (eds.) **Geologia do Rio Grande do Sul**, Ed. CIGO/UFRGS. Porto Alegre, p. 79-118.
- Hartmann, L.A. & Remus, M.V.D. 2000. Origem e evolução das rochas ultramáficas do Rio Grande do Sul desde o Arqueano até o Cambriano. In: Holz, M. and De Ros, L.F. (eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Ed. CECO/UFRGS. Porto Alegre, p. 55-78.
- Hartmann, L. A.; Vasconcellos, M. A.; Bittencourt, M. F.; Castro, J. H. W.; Fabião, J. R.; Monteiro, A. O. & Pires, K. C. J. 2000c. Structural and compositional evolution of Cr-spinels and hornblendes, Palma Group, Rio Grande do Sul, Brazil. **Pesquisas**, **27**(1):15-27.
- Jost, H. 1966. Complexos básicos e ultrabásicos do alto Rio Vacacaí, São Gabriel, RS, Brasil. **Notas e estudos**, **1**(2):55-61. Escola de Geologia, UFRGS, Porto Alegre.



- Jost, H. & Hartmann, L. A. 1984. Província Mantiqueira - Setor Meridional. In: Almeida, F. F. M. & Hasui, Y. (eds.). **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo, Edgard Blücher, p. 345-368.
- Kent, R. W.; Hardarson, B. S.; Saunders, A. D. & Storey, M. 1996. Plateaux ancient and modern: Geochemical and sedimentological perspectives on Archaean oceanic magmatism. **Lithos**, **37**:129-142.
- Kerr, A.C. 2003. Oceanic Plateaux. In: Treatise on Geochemistry: Volume 3: **Geochemistry of the Earth's Crust** (*in press*).
- Kerr, A.C.; White, R.V. & Saunders, A.D. 2000. LIP reading: Recognizing oceanic plateaux in the geological record. **Journal of Petrology**, **41**:1041-1056.
- Koppe, J. C. & Hartmann, L. A. 1988. Geochemistry of the Bossoroca Greenstone Belt, Southernmost Brazil. **Geochimica Brasiliensis**, **2**(2):167-174.
- Leake, B. E. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. **American Mineralogist**, **82**:1019-1037.
- Lima, E. F. de, & Nardi, L. V. S. 1991. Os lamprófiros espessartíticos da associação shoshonítica de Lavras do Sul, RS. **Geochimica Brasiliensis**, **5**(1/2):117-130.
- Mahoney, J. J.; Storey, M.; Duncan, R. A.; Spencer, K. J. & Pringle, M. 1993. Geochemistry and geochronology of Leg 130 basement lavas: nature and origin of the Ontong-Java plateau. **Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results**, **130**:3-22.
- Meschede, M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. **Chemical Geology**, **56**:207-218.
- Neal, C. R.; Mahoney, J. J.; Kroenke, L. W.; Duncan, R. A. & Petterson, M. G. 1997. The Ontong Java plateau. **American Geophysical Union, Monograph**, **100**:217-248.
- Nesbitt, R. W. & Talbot, J. L. 1996. The layered basic and ultrabasic intrusives of the Giles Complex, central Australia. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, **13**:1-11.
- 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.
- Petterson, M. G.; Neal, C. R.; Mahoney, J. J.; Kroenke, L. W.; Saunders, A. D.; Babbs, T. L.; Duncan, R. A.; Tolia, D. & McGrail, B. 1997. Structure and deformation of north and central Malaita, Solomon Island: tectonic implications for the Ontong Java plateau - Solomon arc collision and for the fate of oceanic plateaux. **Tectonophysics**, **283**:1-33.
- Remus, M. V. D. 1990. **Geologia e geoquímica do Complexo Cambaizinho, São Gabriel, RS**. Porto Alegre. 267p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Remus, M. V. D.; Hartmann, L. A. & Formoso, M. L. L. 1993. Os padrões de elementos terras-raras (ETR) e a afinidade geoquímica komatiítica dos xistos magnesianos e rochas associadas do Complexo Cambaizinho, São Gabriel, RS. **Revista Brasileira de Geociências**, **23**: 370-387.
- Ribeiro, M & Fantinel, L. M. 1978. Associações petrotectônicas do Escudo Sul-rio-grandense: I - Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. **Iheringia, Série Geológica**, **5**:19-54, Porto Alegre.
- Rock, N. M. S. 1987. The nature and origin of lamprophyres: an overview. In: J. G. Fitton and B. G. J. Upton (eds.), **Alkaline Igneous Rocks**. Geological Society Special publication, **30**:191-226.
- Rollinson, H. R. 1993. **Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation**. New York, 352p.
- Scott, D. J.; Helmstaedt, H. & Bickle, M. J. 1992. Purtuniqu ophiolite, Cape Smith Belt, northern Quebec, Canada: A reconstructed section of Early Proterozoic oceanic crust. **Geology**, **20**:173-176.
- Strieder, A. J.; Roldão, D. G. & Hartmann, L. A. 2000. The Palma Volcano-Sedimentary Supersuite, Precambrian Sul-Riograndense Shield, Brazil. **International Geology Review**, **42**:984-999.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. **Geological Society of London Special Publication**, **42**:313-345.
- Szubert, E. 1978. Uma associação ofiolítica completa, Palma, São Gabriel, RS: geologia e questões estratégicas. In: CONGR. BRAS. DE GEOL, 30, 1978, Recife, v. 1, p. 467-474.
- Tommasi, A.; Fernandes, L. A. D.; Pinheiro Machado, R.; Kraemer, G. & Koester, E. 1994. Incorporação de lascas do manto à crosta continental nas porções externas do Cinturão Dom Feliciano - evidências de uma zona de cisalhamento de escala litosférica. **Pesquisas**, **21**(2): 79-84.
- White, W. M. & Duncan, R. A. 1996. Geochemistry and geochronology of the Society Island: new evidence for deep mantle recycling. **American Geophysical Union Monograph**, **95**: 183-206.
- Wildner, W. 1990. **Caracterização geológica e geoquímica das sequências ultramáfica e vulcano-sedimentares da região da Bossoroca, RS**. Porto Alegre. 170p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Wilson, M. 1989. **Igneous petrogenesis, a global tectonic approach.**, London, 466p.
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A. 1977. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. **Earth and Planetary Science Letters**, **28**:459-469.
- Winchester, J. A.; Park, R. G. & Holland J. G. 1980. The geochemistry of Lewisian semipelitic schists from the Gairloch District, Wester Ross. **Scottish Journal of Geology**, **16**:165-179.
- Wood, D. A. 1980. The application of Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. **Earth and Planetary Science Letters**, **50**:11-30.
- Zang, W. & Fyfe, W.S. 1995. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. **Mineralium Deposita**, **30**:30-38.