



**Petrografia e Geoquímica de Rochas Metamáficas e
Metaultramáficas da região de Cambuci, Rio de Janeiro**

Petrography and Geochemistry of Metamafic and
Metaultramafic Rocks from Cambuci, Rio de Janeiro

Julio Cezar Mendes¹; Mário Jorge Gesteira Fonseca¹ & Jorge Costa de Moura²

¹ UFRJ – IGEO - Departamento de Geologia, CEP 21949-900

² CNEN, Rua Gal. Severiano, 90, 22290-901, Botafogo, RJ

E-mails: julio@geologia.ufrj.br; mjgfonseca@uol.com.br; jcmoura@cnen.gov.br

Recebido em: 05/03/2011 Aceito em: 15/04/2011

Resumo

No norte do estado do Rio de Janeiro são encontradas ocorrências localizadas de corpos de rochas máficas e ultramáficas variavelmente deformadas e metamorfisadas. Tratam-se de (meta)clinopiroxenitos, (meta)piroxenitos, (meta)dioritos a quartzodioritos e principalmente (meta)gabros, (meta)noritos e (meta)gabronoritos, com estrutura isotrópica a ligeiramente foliada, revelando aspecto tectonizado marcado por orientação de piroxênio/anfibólio e feldspato ou clots máficos. Textura primária granular, cumulática e de fluxo é observada em amostras desses vários litotipos, em contraponto com aquelas que apresentam fortes evidências de recristalização. Quimicamente possuem composição basáltica, assinatura toleítica e associação com ambiente de fundo oceânico, particularmente MORB transicional a enriquecido. O conjunto de dados permite interpretar essas rochas como remanescentes de paleo-oceano posicionados tectonicamente junto aos paragneisses regionais.

Palavras-chave: rochas máficas; Faixa Ribeira setentrional; geoquímica

Abstract

In the northern Rio de Janeiro State, mafic and ultramafic rocks occur locally showing evidences of metamorphism and deformation. They are (meta)clinopiroxenites, (meta)piroxenites, (meta)diorites to quartzdiorites and mainly (meta)gabbros, (meta)norites and (meta)gabbronorites. The rocks present isotropic to foliated fabric marked by the orientation of piroxene/amphibole and feldspar or even mafic clots. Contrasting with samples that exhibit clear recrystallized fabric, primary textures as granular, cumulatic and flow are found in many samples of the different lithotypes. Geochemical studies indicate tholeiitic basaltic composition and ocean floor signature, particularly transitional to enriched MORB. The obtained data allow interpreting these rocks as paleo-ocean remnants tectonically positioned in the regional paragneisses.

Keywords: mafic rocks; northern Ribeira belt; geochemistry

1 Introdução

A região norte do Estado do Rio de Janeiro é geologicamente caracterizada pela disposição, em mapa, de extensas faixas de rochas gnáissicas orientadas NE-SW, que mostram um padrão estrutural complexo, forte imbricação tectônica e acentuado grau de migmatização, conferindo aos litotipos feições texturais bastante heterogêneas. São ortognaisses de variada composição, granítica a diorítica, localmente com domínios charnoquíticos e paragnaisses comumente apresentando paragênese aluminosa e intercalação com espessas camadas de mármore, além de pequenas lentes quartzíticas.

Entre os municípios de Cambuci e São João do Paraíso são encontradas ocorrências localizadas de pequenos corpos de rochas máficas e ultramáficas variavelmente deformadas e metamorfasadas, que aparecem principalmente na forma de pequenos blocos e afloramentos discretos (Figura 1). Estendem-se por cerca de 15 quilômetros, dispostas paralelamente ao trend regional e intercaladas aos paragnaisses, sobretudo como enclaves estirados cujo posicionamento provavelmente está relacionado a eventos tectônicos de natureza compressiva (Fonseca *et al.*, 2007; Mendes & Fonseca, 2009). Compreendem metadioritos-metagabros e metapiroxenitos com conspícuas evidências de recristalização, mas que ainda preservam feições primárias tais como texturas cumulática e de fluxo. A caracterização petrográfica e geoquímica dessas rochas é tratada neste artigo, de modo a contribuir com o estudo da geologia do norte fluminense, especificamente na caracterização de ocorrências básicas e ultrabásicas e, num contexto geotectônico, posicionar as rochas estudadas em um modelo evolutivo apropriado.

2 Contexto Tectônico

A área focalizada neste estudo está inserida na porção centro-norte da Faixa de Dobramentos Ribeira (Almeida *et al.*, 1973), próxima da zona limítrofe com a Faixa Araçuaí. A Faixa Ribeira se estende por aproximadamente 1400 Km ao longo da costa sudeste do Brasil, fazendo parte de uma série de faixas Neoproterozóicas / Eopaleozóicas geradas entre aproximadamente 700 e 480 Ma, durante o amalgamento do Super Continente Gondwana (Trouw *et al.*, 2000). Na América do Sul, esses eventos são conhecidos como orogenia Brasileira e os principais episódios orogênicos reportados para o Segmento Central da Faixa Ribeira são: a) 790 a

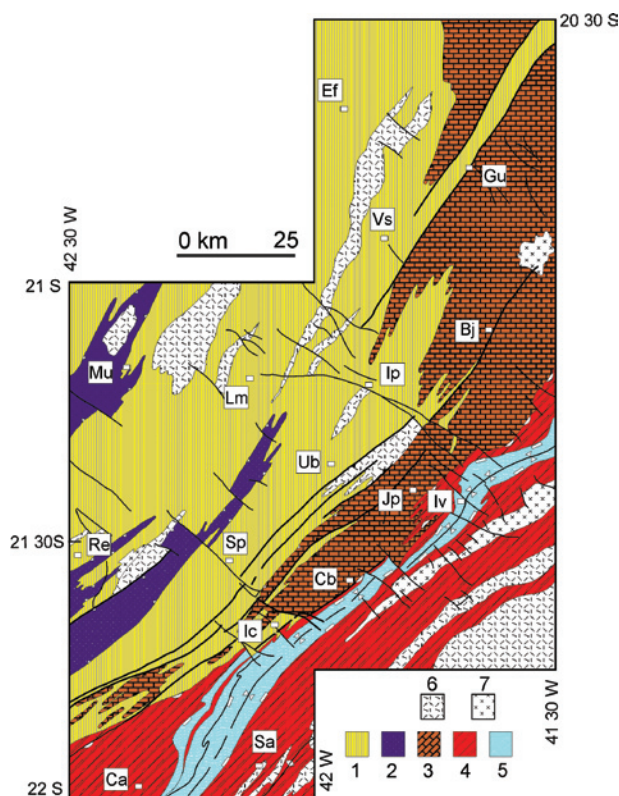


Figura 1 Mapa geológico da região centro-norte fluminense, extraído de Tupinambá *et al.* (2007). As ocorrências máficas e ultramáficas situam-se entre São João do Paraíso (Jp) e Cambuci (Cb). Legenda: 1- Terreno Ocidental, Domínio Juiz de Fora; 2- Klippe Paraíba do Sul, Terreno Oriental. 3 a 5: 3- Domínio Costeiro; 4- Domínio Cambuci; 5- Klippe de Italva. 6 a 7- rochas plutônicas mais ou menos gnáissificadas: 6- Granitóides tipo S ou híbridos meta a peraluminosos; 7- Granitóides tipo I metaluminosos. Ca- Cantagalo; Sa- São Sebastião do Alto; Ic- Itaocara; Cb- Cambuci; Sp- Santo Antônio de Pádua; Re- Recreio; Iv- Italva; Jp- São João do Paraíso; Ub- São José de Ubá; Lm- Laje do Muriaé; Um- Muriaé; Ip- Itaperuna; Bj- Bom Jesus do Itabapoana; Vs- Varre Sai; Gu- Guaçu; Ef- Espera Feliz.

600 Ma – subducção e geração de arco magmático; b) 600 a 560 Ma - episódio colisional I; c) 530 a 510 Ma - episódio colisional II; d) 510 a 480 Ma - colapso orogênico (Machado *et al.*, 1996; Trouw *et al.*, 2000, Heilbron & Machado, 2003; Schmitt *et al.*, 2004).

Heilbron & Machado (2003) dividem a Faixa Ribeira nas seguintes unidades tectônicas: o Terreno Ocidental, a Klippe Paraíba do Sul, o Terreno Oriental e o Terreno Cabo Frio. O Terreno Ocidental compreende um domínio autóctone, o sistema de *nappes* da zona de interferência com a Faixa Brasília e o sistema de empurrões Juiz de Fora. O Terreno Oriental pode ser subdividido em três domínios: Domínio Cambuci, Domínio Costeiro e Klippe Italva. O grau metamórfico aumenta de baixo a

médio grau na porção sudeste da faixa dobrada a fácies granulito na parte central e noroeste da faixa. Uma característica particular desta faixa é a presença de zonas de cisalhamento com movimento dextral, sendo a Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul a mais importante delas (Trouw *et al.*, 2000).

Pedrosa Soares & Wiedemann-Leonardos (2000) designam como Araçuaí a faixa móvel existente entre a borda leste do Cráton do São Francisco e o Oceano Atlântico, entre os paralelos 15 e 21° em função de anomalias gravimagnéticas observadas. No seu segmento centro-norte as rochas possuem um *trend* estrutural preferencial N-S. Na porção sul da Faixa Araçuaí o padrão estrutural sofre uma inflexão, e se mantém entre NE e NNE, coincidindo com o *trend* da Faixa Ribeira, que se estende do paralelo 21° S ao paralelo 25° S. Segundo os autores, na região limítrofe entre as faixas, além do *trend* estrutural coincidente e de marcante zona de cisalhamento dextral em continuidade com a Faixa Ribeira, ocorrem empurrões tectônicos de zonas transpressivas que são os principais agentes de deformação.

Fonseca *et al.* (2007, 2009) propuseram a seguinte compartimentação tectônica para a região centro-norte do estado do Rio de Janeiro e sul do Espírito Santo, com a separação de blocos crustais com diferentes padrões estruturais e geocronológicos: uma zona orogênica central (ZC), onde predominam processos ligados a anatexia crustal e são encontrados os maiores volumes de corpos ígneos brasileiros e rochas metassedimentares neoproterozóicas; Zona Marginal Noroeste (ZMN) e Zona Marginal Sudeste (ZMS), separadas pela ZC e caracterizadas pela preservação de rochas paleoproterozóicas, com raros plutons brasileiros, e sobrepostas por metassedimentos neoproterozóicos. A zona de sutura (ZS) do orógeno, atingindo até 8 Km de largura, é delimitada por expressivas zonas de cisalhamento dúctil. Caracteriza-se por grande complexidade estrutural e litológica, com associação de litotipos orto e paraderivados de fácies anfíbolito a granulito, e intercalação com expressivos enclaves máficos e ultramáficos.

Em artigo síntese sobre a compartimentação tectono-estratigráfica da parte setentrional da Faixa Ribeira (extremo sul da Faixa Araçuaí), Tupinambá *et al.* (2007) apresentam um mapa com os principais domínios tectônicos e fazem descrição detalhada dos litotipos constituintes das unidades, que estão dispostas segundo orientação NE-SW. Propõem a

continuidade dos Domínios Cambuci e Costeiro em direção ao Domínio Interno da Faixa Araçuaí, onde seriam representados, respectivamente, por metassedimentos do Grupo Rio Doce e ortognaisses tonalíticos e por metassedimentos de alto grau do Complexo Paraíba do Sul e ortognaisses associados. Neste contexto, as rochas máficas e ultramáficas de Cambuci, objeto deste estudo, estão localizadas no limite entre os domínios tectônicos Costeiro e Cambuci.

3 Rochas Metamáficas e Metaultramáficas

3.1 Aspectos Geológicos e Petrografia

Esses litotipos ocorrem como discretos afloramentos e blocos de dimensões variadas. Quando afloram, são caracterizadas como enclaves lenticulares orientados paralelamente à foliação de biotita-granada paragnaisses encaixantes, mostrando contato brusco com eles provavelmente de origem tectônica. Apresentam baixo grau de alteração e estrutura isotrópica a ligeiramente foliada, revelando aspecto tectonizado marcado por orientação de piroxênio/anfibólio e feldspato, quando este mineral está presente, ou de clots máficos e lamelas de biotita nos metadioritos; mais raramente agregados de piroxênio estão preferencialmente orientados. Localmente ocorrem lâminas máficas finas e irregulares intercaladas com material félsico. Excetuando aqueles raros de natureza afanítica, com composição basáltica, a granulometria varia de fina a média e em muitas amostras ela reflete o grau de recristalização à qual a rocha foi submetida, resultando por vezes numa granulação muito fina.

As rochas sob estudo são classificadas como (meta)clinopiroxenitos, (meta)piroxenitos, (meta)gabros, (meta)noritos, (meta)gabronoritos e (meta)dioritos a quartzodioritos. Ao microscópio, invariavelmente mostram evidências de recristalização no estado sólido, tais como manto de novos grãos, heterogeneidade granulométrica e lamelas de deformação em plagioclásio e piroxênio, assim como substituição mineral provavelmente relacionada a evento metamórfico, como a desestabilização de piroxênios dando lugar a hornblenda e biotita.

O clinopiroxenito mostra trama isotrópica e textura granular hipidiomórfica a localmente cumulática, com granulometria variando de fina a média. Enquanto plagioclásio ocorre em quantidades que atingem até 8% em volume, minerais opacos,

biotita e hornblenda são fases que aparecem como traços, notadamente substituindo clinopiroxênio de composição augítica. Os cristais de piroxênio formam agregados contínuos com espaços intersticiais preenchidos por grãos de plagioclásio. Este último mineral possui geminação complexa e forte extinção ondulante, chegando a originar novos grãos. O piroxenito compõe-se de similares proporções de orto e clinopiroxênio e possui plagioclásio intersticial e opacos como minerais primários adicionais. Hornblenda aparece em até 30% em volume, principalmente substituindo piroxênios a partir de suas bordas e clivagens. Flogopita, crescendo sobre piroxênios e sendo substituída por hornblenda, e minúsculos minerais opacos (< 0,1 mm) exsolvidos e dispostos segundo a clivagem ou na borda dos grãos de hornblenda são outras fases secundárias identificadas.

Os gabros, gabronoritos e noritos são as rochas que mostram maiores variações texturais e granulométricas. O índice de cor dessas rochas varia num amplo intervalo, de 35% a 70% e os aspectos texturais revelam desde aquelas praticamente não

deformadas, inserindo-se aí rochas cumuláticas, até outras onde uma trama tectonizada se faz presente. Nessas últimas, fenômenos de recristalização dinâmica são evidenciados por distintas populações granulométricas, com grãos maiores preservados e dispostos lado a lado à matriz fina recristalizada, além de apresentarem, via de regra, marcante orientação de minerais (Figura 2). Melanogabros/noritos e gabros de granulação média, com variações granulométricas entre 0,2 e 2mm, possuem textura cumulática (Figura 3). Orto e clinopiroxênios anédricos, substituídos por hornblenda verde ou marrom, representam a fase cumulus e plagioclásio de composição An_{56} é o material intercumulus, que possui pequenas inclusões de piroxênios e apatita. Também ocorre a relação oposta, com cumulus de plagioclásio com até 4mm envolvidos por orto e clinopiroxênios intercumulus. Minerais opacos invariavelmente encontram-se associados aos máficos na forma de minúsculas exsoluções ou como grãos maiores em torno deles. Predomina trama isotrópica, mas localmente observa-se orientação preferencial dos minerais máficos e evidências de deformação como lamelas de geminação recurvadas e matriz de grã muito fina devido à recristalização.

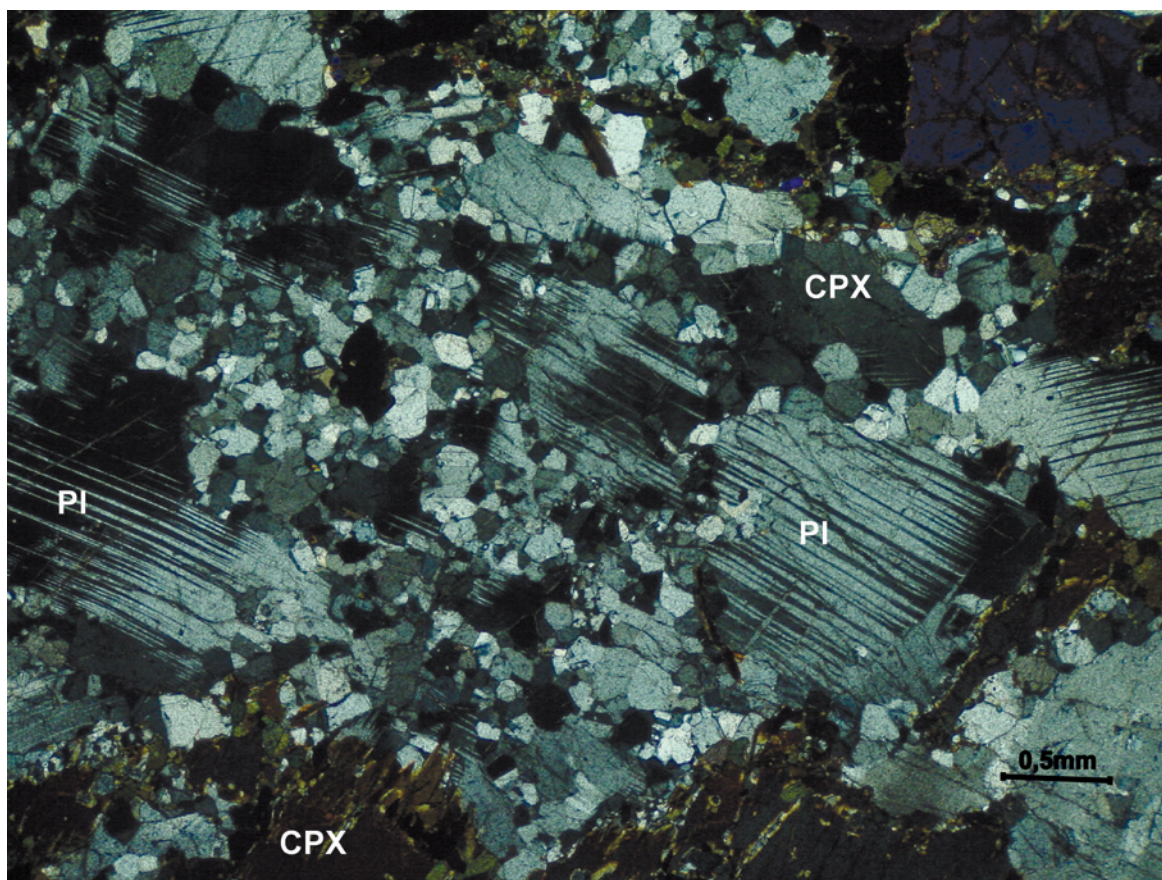


Figura 2 Gabro inequigranular com evidência de recristalização dinâmica. CPX = clinopiroxênio; Pl = plagioclásio

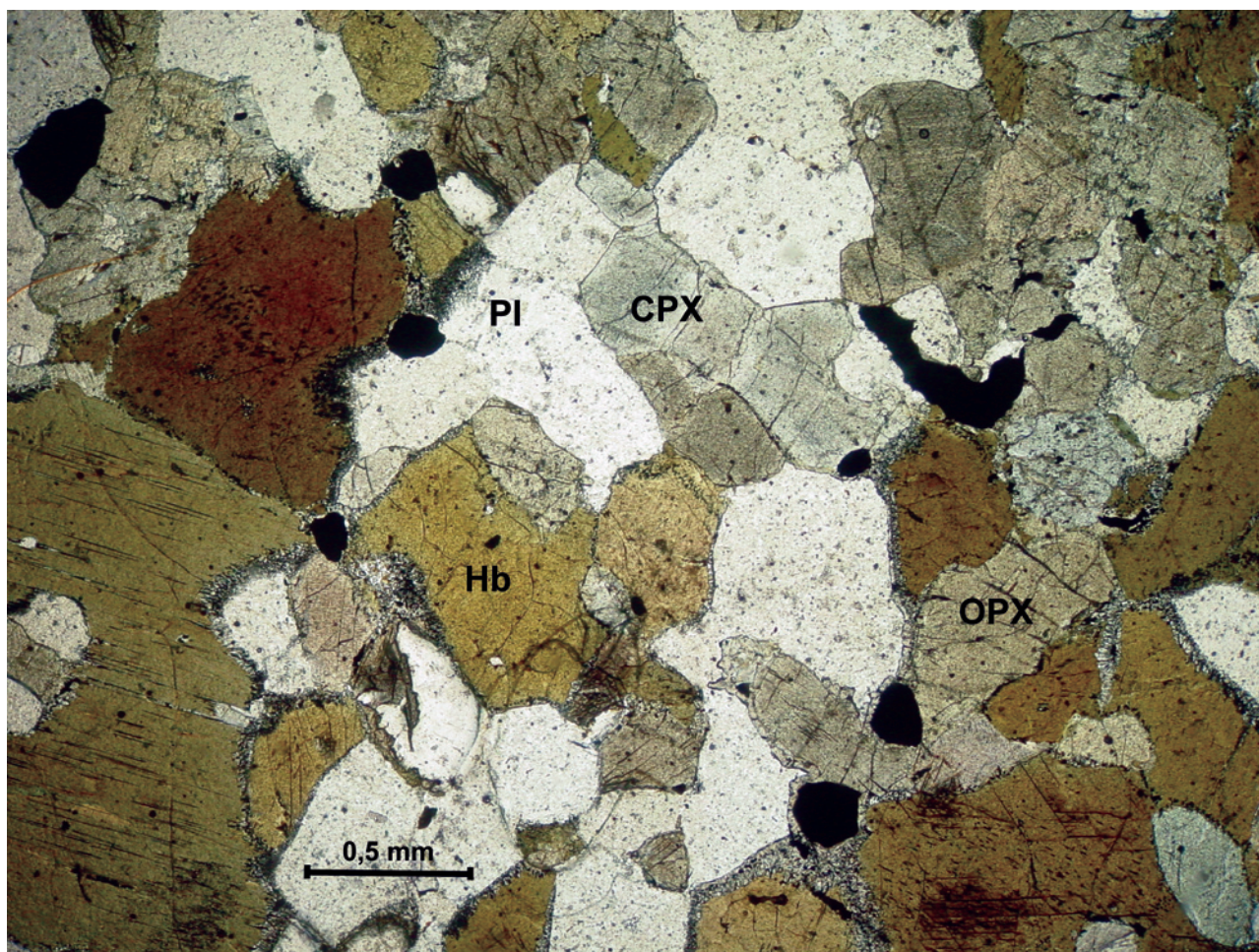


Figura 3 Textura cumulática em gabronorito. CPX = clinopiroxênio; OPX = ortopiroxênio Pl = plagioclásio; Hb= hornblenda

Gabros, gabronoritos e noritos exibindo textura inequigranular seriada hipidiomórfica a xenomórfica são as rochas mais representativas da área estudada. Muitas vezes apresentam variações granulométricas associadas a processo de recristalização dinâmica, onde cristais de orto e clinopiroxênio co-existent, variavelmente substituídos por hornblenda verde ou marrom, e menos freqüentemente plagioclásio atingem 4,5mm de tamanho em contato com plagioclásios finamente granulados da matriz. Estes últimos estão dispostos entre os grãos maiores e revelam por vezes faces poligonizadas e contatos tríplexes. Nessa matriz eventualmente ocorrem pequenos grãos de piroxênio junto dos feldspatos. Plagioclásios maiores têm composição variando entre An_{51} a An_{60} e podem estar fraturados, apresentar geminação complexa, extinção ondulante, lamelas de geminação dobradas e manto de novos grãos. Mais raramente, piroxênios também exibem extinção ondulante e lamelas de exsolução recurvadas. Além das texturas descritas, em poucas amostras observa-se nítida orientação de plagioclásios tabulares, lamelas

de biotita e até mesmo clinopiroxênios prismáticos. Esta disposição de plagioclásio e piroxênio origina em microgabronorito textura de fluxo do tipo traquitóide e a orientação da biotita em gabronorito configura uma foliação descontínua anastomosada, em que as lamelas envolvem cristais de piroxênio possivelmente em resposta a esforços tectônicos.

Em algumas rochas observa-se exsolução de fases opacas associada à intensa substituição de piroxênio por anfibólio e biotita marrom a vermelha (possível flogopita). Cristais isolados desses últimos minerais, particularmente biotita, podem sugerir a existência de pelo menos duas fases de geração, uma delas primária e a outra associada a evento metamórfico regional de fácies anfibolito a anfibolito alto, que provocou a desestabilização de piroxênios ígneos. A mineralogia acessória dessas rochas restringe-se aos minerais opacos, apatitas granulares e prismáticas, geralmente como inclusões, e raramente cristais mal formados de titanita que não chegam a 1mm e zircão incluso em plagioclásio.

Dioritos e quartzodioritos inequigranulares ocorrem subordinadamente e caracterizam-se por serem rochas a hornblenda e biotita que apresentam texturas deformacionais semelhantes às descritas acima. Observa-se tendência à orientação preferencial de biotita, hornblenda e plagioclásio. Seu aspecto inequigranular é realçado por cristais de hornblenda e plagioclásio que alcançam 8mm, contrastando com minúsculos grãos de plagioclásio e quartzo da matriz recristalizada. Clinopiroxênio aparece como cristais reliquias na hornblenda, ortopiroxênio é fase acessória e ocorre isoladamente, plagioclásio tem composição de andesina sódica e minerais opacos podem perfazer mais de 10% da rocha. Apatita, zircão e rutilo são minerais acessórios inclusos nos essenciais.

3.2 Litogeoquímica

Em onze amostras foram obtidas análises químicas de elementos maiores, menores e traços, incluindo os elementos terras raras, e os resultados encontram-se na Tabela 1. Faz-se necessário antecipar que vários dos diagramas utilizados para caracterizar quimicamente as rochas estudadas foram concebidos para rochas vulcânicas, mas são aqui utilizados pela analogia com os equivalentes plutônicos.

Os elementos terras raras foram dosados através da técnica ICP-AES no Laboratório Lakefield Geosol. Os demais elementos químicos foram determinados no Laboratório de Fluorescência de Raios X do Depto. de Geologia da UFRJ, onde a metodologia utilizada para a obtenção dos resultados foi a seguinte: Elementos maiores e traços foram dosados com tubo de Rh; a perda ao fogo foi obtida através da obtenção do peso da amostra antes e depois da mesma ser levada a 950°C por meia hora. Os elementos maiores foram detectados a partir da fusão de 1,2 g de pó do material com tetraborato de lítio. Os elementos traços foram determinados em 7g do pó da amostra, prensados com 1g de aglutinante wax. Com base em análises de padrões, o erro analítico relativo estimado é: Si, Al (<1%), Fe, Mg, Ca (1-2%), Ti, Na, K (3-5%), P e outros elementos traços ($\leq 6\%$).

Os dados geoquímicos revelam rochas ultrabásicas a básicas com elevados e variáveis teores de Fe_2O_{3T} e MgO, baixos a médios valores totais em álcalis, excetuando os gabros AM-24 e AM-08 que chegam a concentrações acima de 7% e altos a anômalos conteúdos de Cr e Ni. Teores acentuados de CaO, Al_2O_3 e Fe_2O_{3T} observados em poucas amostras podem relacionar-se a acumulação

	AM-21	35-III-92	14-III-91	AM-0A	ESM-1D	ESM-22	AM-9A	AM-PMV	ESM-1E	AM-24	AM-08
	Norito	Norito	Piroxenito	Gabro	Gabro	Gabro	Gabro	Gabro	Gabro	Gabro	Gabro
SiO ₂	53,33	52,74	51,26	48,61	48,01	47,63	47,59	47,41	47,24	42,70	42,54
TiO ₂	1,33	0,27	0,32	1,27	1,18	1,09	1,25	1,29	1,06	1,18	1,35
Al ₂ O ₃	20,04	5,34	5,99	14,43	16,38	15,02	9,75	12,90	14,97	14,62	15,81
Fe ₂ O _{3T}	9,48	5,44	11,24	14,25	11,64	12,31	11,86	15,80	12,48	10,45	11,71
MnO	0,17	0,20	0,24	0,25	0,23	0,21	0,17	0,25	0,20	0,18	0,16
MgO	2,84	13,68	18,77	7,87	7,71	11,61	14,82	8,36	11,36	9,11	9,13
CaO	7,69	20,88	10,90	10,03	10,53	9,38	12,20	11,68	9,54	12,49	11,02
Na ₂ O	4,25	0,54	0,28	2,53	2,92	2,70	0,99	2,23	2,65	5,39	5,65
K ₂ O	0,91	0,07	0,07	0,45	0,18	0,07	0,92	0,23	0,08	2,09	1,45
P ₂ O ₅	0,37	0,20	0,01	0,16	0,07	0,07	0,15	0,08	0,06	0,41	0,29
P.F.	0,20	0,10	0,20	0,10	1,33	0,40	0,17	0,08	0,17	0,90	0,58
Total	100,61	99,46	99,28	99,95	98,84	100,49	99,79	100,20	99,63	99,52	99,11
Cr	158	<5	1574	128	82	199	1024	202	218	317	225
Ni	9	<5	187	109	91	334	543	70	328	75	49
V	158	13	27	165	145	142	169	178	144	149	174
Zn	351	38	36	290	205	248	240	258	240	210	231
Rb	34	10	13	26	22	21	37	19	20	33	25
Ba	1055	43	20	473	<5	<5	419	13	<5	340	237
Sr	738	84	41	293	126	239	261	152	242	813	437
Ga	57	<10	<10	44	40	39	32	36	39	38	42
Nb	13	<5	<5	8	7	7	10	7	6	9	8
Zr	450	30	<5	184	68	71	95	55	70	127	91
Y	22	14	7	20	18	17	20	20	17	24	24

P.F.: Perda ao fogo

Tabela 1 Análise química de elementos maiores (% em peso) e traços (ppm) das rochas máficas e ultramáficas do norte fluminense

de cristais como plagioclásio e piroxênios, em consoante com textura cumulática observada ao microscópio.

Ao fazer uso de diagramas de classificação química para rochas vulcânicas que usam tanto elementos móveis e incompatíveis quanto aqueles de baixa mobilidade e de tendência compatível, a maioria das rochas estudadas é classificada como basaltos, coerente, portanto, com sua denominação modal de gabros e noritos. Uma vez que processos de espilitização podem ter afetado esses litotipos, o uso de elementos muito móveis será limitado ao diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ da Figura 4, que classifica a maioria das rochas como basaltos. No entanto, as concentrações elevadas em álcalis das amostras AM-24 e AM-08 (possivelmente modificadas por evento metassomático) fazem com que elas plotem no campo dos tefritos. No diagrama $\text{Nb/Y} \times \text{Zr/TiO}_2$ da Figura 5, as rochas estudadas são consideradas basaltos a basaltos subalcalinos. As Figuras 6 e 7 apresentam os gráficos ternários AFM e $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-FeOt} + \text{TiO}_2\text{-MgO}$, onde pode-se observar o predominante caráter toleítico das amostras, demonstrado pelo típico *trend* toleítico de enriquecimento em Fe nos gabros do diagrama AFM e o seu posicionamento no campo HMT (toleítos de alto Mg) da Figura 7. As amostras AM-24 e AM-08 exibem comportamento diferenciado no diagrama AFM em função dos teores anômalos de álcalis.

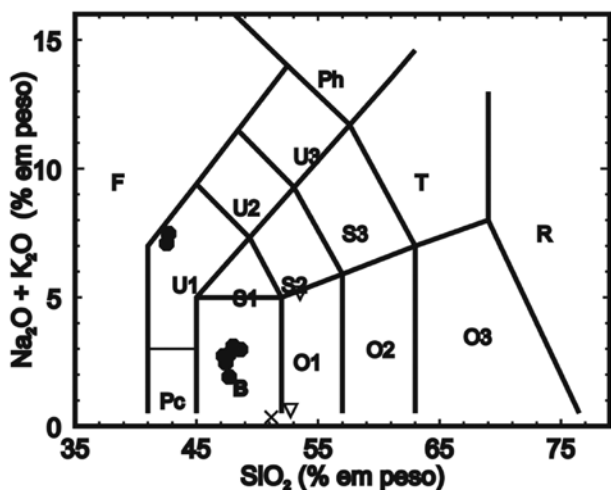


Figura 4 Diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (LeMaitre, 1989) para classificação das rochas estudadas. Símbolos: círculo cheio-Gabro; triângulo invertido- Norito; X- Piroxenito. B: basalto; U1: tefrito

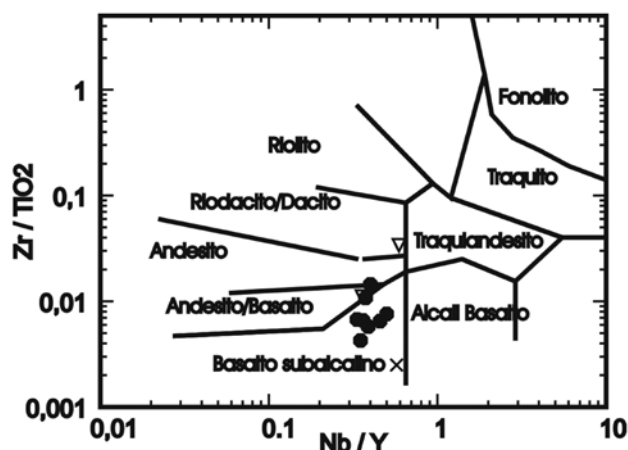


Figura 5 Diagrama $\text{Nb/Y} \times \text{Zr/TiO}_2$ (Winchester & Floyd, 1977) para classificação das rochas estudadas. Símbolos como na Figura 4.

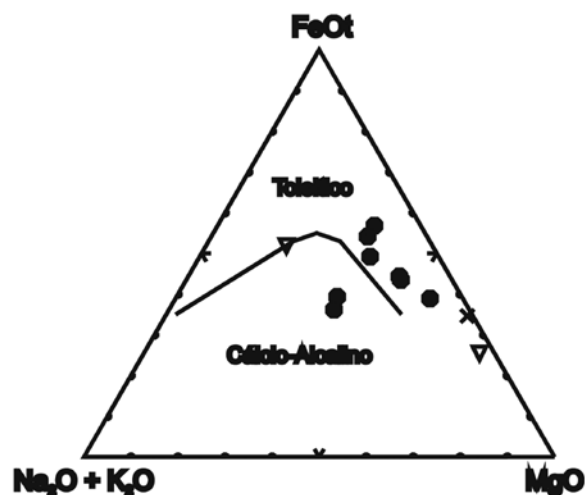


Figura 7 Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-FeOt} + \text{TiO}_2\text{-MgO}$ (Jensen, 1976) para as rochas estudadas. HFT: toleítos de alto Fe; HMT: toleítos de alto Mg; PK: komatiito peridotítico; BK: komatiito basáltico. Símbolos como na Figura 4.

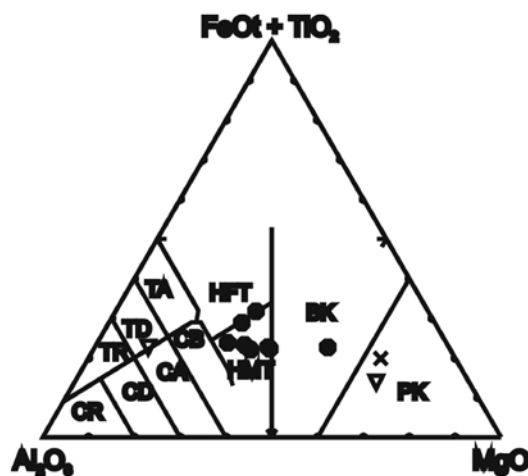


Figura 6 Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) para as rochas estudadas. Símbolos como na Figura 4.

	AM-21	AM-20A	ESM-1D	ESM-22	AM-9A	AM-PMV	ESM-1E	AM-24	AM-08
	Norito	Gabro	Gabro	Gabro	Gabro	Gabro	Gabro	Gabro	Gabro
La	40,40	11,90	6,00	4,50	13,5	4,70	4,20	49,8	16,40
Ce	77,00	23,60	11,70	8,70	27,1	7,80	9,30	102,00	43,60
Pr	10,40	3,52	1,90	1,46	3,99	1,42	1,56	13,70	6,99
Nd	44,10	15,30	9,60	7,20	17,3	7,50	7,40	54,40	31,60
Sm	8,50	3,70	2,90	2,40	3,9	2,70	2,50	10,00	7,70
Eu	2,95	1,69	1,15	0,92	1,05	1,03	0,94	2,84	2,09
Gd	7,31	3,69	3,35	2,59	3,84	3,58	2,80	8,11	6,43
Tb	1,03	0,71	0,60	0,47	0,66	0,72	0,46	1,23	1,07
Dy	5,35	4,58	3,88	2,82	3,61	4,75	3,06	6,34	6,23
Ho	1,01	0,94	0,81	0,55	0,70	1,05	0,59	1,26	1,19
Er	2,71	2,63	2,20	1,61	1,99	3,04	1,72	3,79	3,48
Tm	0,40	0,40	0,28	0,22	0,25	0,42	0,23	0,52	0,51
Yb	2,50	2,90	1,90	1,40	1,90	2,90	1,70	3,30	3,10
Lu	0,37	0,41	0,26	0,24	0,24	0,44	0,22	0,45	0,44
Total ETR	204,03	75,97	46,53	35,08	80,03	42,05	36,68	257,74	130,83
SiO ₂	53,33	48,61	48,01	47,63	47,59	47,41	47,24	42,70	42,54
(La/Yb)N	10,89	2,77	2,13	2,17	4,79	1,09	1,67	10,17	3,57
(Dy/Yb)N	1,39	1,02	1,32	1,31	1,23	1,06	1,17	1,25	1,30
(Eu/Eu*)N	1,12	1,38	1,13	1,12	0,82	1,01	1,08	0,94	0,88

Eu/Eu*N: (Eu/0,0735)/{[(Sm/0,195)+(Gd/0,259)]/2}; Normalização utilizada: Boynton, 1984

Tabela 2 Análise química de elementos terras raras (ppm) das rochas máficas e ultramáficas do norte fluminense.

A Tabela 2 traz as análises dos elementos terras raras de oito amostras de gabros e uma de norito. De maneira geral tem-se baixos conteúdos totais de ETR, com exceção das amostras AM-21, AM-24 e AM-9A que possuem maiores teores, principalmente dos leves e intermediários, devido às suas maiores porcentagens modais de hornblenda, Cpx, apatita e zircão. Não ocorre relação direta entre teores de SiO₂ e total de ETR.

A Figura 8 ilustra o comportamento dos ETR, podendo-se observar que os gabros AM-9A e AM-24 possuem teores de La maiores que 100 vezes o condrito, resultando num padrão fracionado revelado por razões La/Yb mais elevadas. Em contraste, o restante dos gabros tendem a mostrar padrão muito pouco fracionado, com razões La/Yb muito baixas, algumas delas quase iguais a 1 (Tabela 2). A amostra 9A, cuja razão La/Yb é muito mais alta (34,31), possui os menores conteúdos de ETRP, refletindo provavelmente uma característica do protólito ou, alternativamente, a presença de granada residual na fonte. As razões (Eu/Eu*)N próximas da unidade estão ilustradas pela ausência de anomalias acentuadas de Eu, com exceção do gabro cumulático AM-20A que apresenta discreta anomalia positiva possivelmente decorrente de acumulação de plagioclásio.

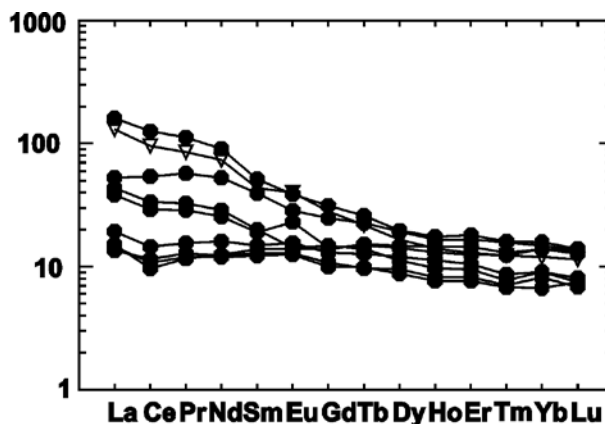


Figura 8 Padrões de ETR, normalizados para o condrito de Boynton (1984), para as rochas estudadas. Símbolos como na Figura 4.

4 Discussões e Conclusões

As rochas metamáficas do norte do Estado do Rio de Janeiro possuem assinaturas petrográfica e geoquímica próprias de toleitos enriquecidos em Fe e Mg. Modificações de sua trama cristalina são associadas a eventos tectônicos que promoveram fenômenos de recristalização no estado sólido, gerando microestruturas compatíveis com

reequilíbrio metamórfico de médio a alto grau (Paschier & Trouw, 1996). Texturas primárias como acumulação de cristais, orientação por fluxo e aspecto granular encontram-se bem preservadas em meio a tais transformações. A mineralogia original das rochas mostra associação mineral anidra e está bem representada pela coexistência de orto e clinopiroxênios, plagioclásio de composição labradorita, minerais opacos e inclusões de apatita, zircão e titanita acessórios; uma possível existência de anfibólio e biotita primária necessita de comprovação por microanálise eletrônica. O crescimento posterior de fases hidratadas como hornblenda e biotita/flogopita sobre piroxênios primários, com exsolução de opacos secundários, está relacionado a metamorfismo de fácies anfibolito já relatado para a região (Heilbron & Machado, 2003; Tupinambá *et al.*, 2007).

Quimicamente, o conjunto de rochas estudadas é caracterizado por uma assinatura toleítica e concentrações elevadas de elementos compatíveis como V, Zn, Ni e Cr, os dois últimos com valores anômalos. Diagramas de variação utilizando elementos pouco móveis, apresentados na Figura 9 (Zr x TiO₂, Zr x P₂O₅, Ce x Ce/Yb e Y x Cr), mostram uma correlação linear positiva entre as amostras que pode indicar relação genética através de fenômeno de diferenciação por fracionamento de fases sólidas. A presença de texturas cumuláticas nos litotipos metamáfico e metaultramáfico corrobora tal possibilidade. Teores bem mais altos em álcalis, Ba e Sr de algumas amostras podem estar ligados a fenômeno de alteração, possível espilitização, sem evidência microscópica. A presença de paragênese gerada por processos de alteração submarina tem sido reportada para rochas metamáficas de distintas áreas (e.g. Matos *et al.*, 2004, Kocak *et al.*, 2005, Schmitt *et al.*, 2008).

Considerando-se diagramas discriminantes de ambiente tectônico de rochas basálticas usando elementos de baixa mobilidade, nas Figuras 10A e 10B (Cr x Ti e Ti/1000 x V) as rochas deste estudo caem essencialmente nos campos de basaltos de fundo oceânico (OFB). No diagrama Zr x Ti (Figura 11A) elas se posicionam preferencialmente em campos OFB e no gráfico ternário Zr-Ti/100-3Y da Figura 11B a maioria tende a se dispor entre os campos A e B (toleítos de arco de ilhas de baixo K e de fundo oceânico). No diagrama Nb x La da Figura 12 as amostras posicionam-se nos campos N-MORB e E-MORB. Os padrões de ETR apresentados na Figura 8 apresentam grupos de amostras com

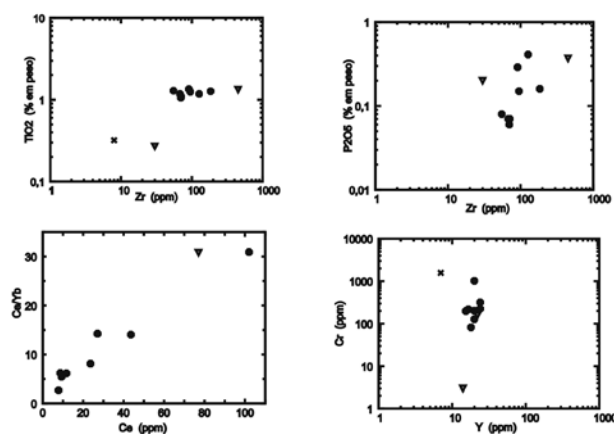


Figura 9 Diagramas de variação para rochas máficas e ultramáficas do norte fluminense

dois comportamentos: um mais fracionado, com enriquecimento em ETRL, comparável à distribuição de E-MORB (Saunders, 1984) e outro tendendo a padrão horizontal, refletido nas razões La/Yb muito baixas e sem anomalia de Eu, podendo ser relacionado a MORB transicionais (Saunders, 1984; Menzies *et al.*, 1977). Padrões igualmente pouco fracionados foram obtidos em metabasitos da seqüência Búzios, no Domínio Tectônico Cabo Frio, a sudeste da área estudada (Schmitt *et al.*, 2008). Da mesma maneira, metagabros do centro-oeste brasileiro e metabásicas do complexo ofiolítico Pirapora do Bom Jesus, também considerados como toleítos tipo MORB, mostram comportamento similar (Navarro & Zanardo, 2005; Tassinari *et al.*, 2001).

Tendo em vista o conjunto de dados apresentados e discutidos, pode-se aventar uma origem associada a MORB para as rochas metamáficas e metaultramáficas da região entre Cambuci e São João do Paraíso, RJ. Em função da mineralogia, geoquímica e texturas primárias identificadas, elas podem estar relacionadas à fusão parcial de peridotito e posterior evolução do magma possivelmente controlada por fracionamento de cristais. Neste contexto, podem representar, portanto, remanescentes de paleo-oceano que estão tectonicamente posicionados como lentes em paragneisses relacionados à unidade Domínio Cambuci (Tupinambá *et al.*, 2007). As modificações texturais observadas, juntamente com transformação mineralógica advinda da entrada de água no sistema rocha, já descritas neste trabalho, sustentam a hipótese de que as rochas aqui estudadas passaram por, pelo menos, um evento deformacional e metamórfico. Estudos geocronológicos e isotópicos futuros são fundamentais para a determinação da

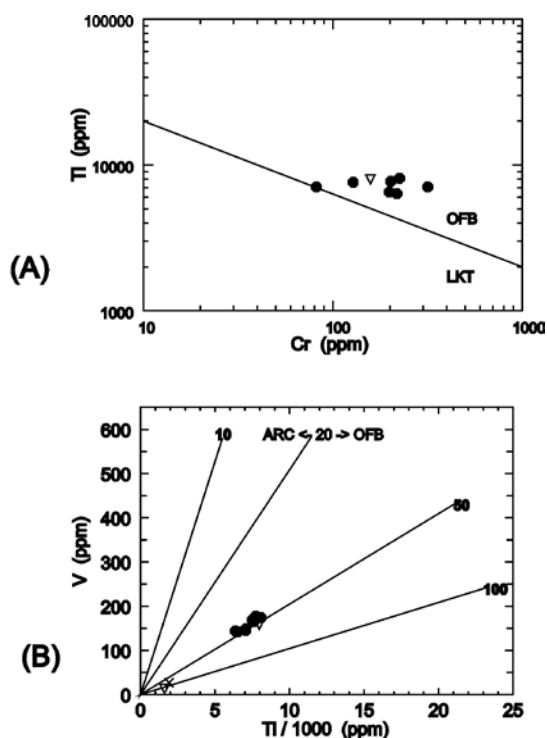


Figura 10 (A) Diagrama discriminante Cr x Ti (Pearce, 1975); (B) Diagrama discriminante Ti/1000 x V (Shervais, 1982). OFB: basaltos de fundo oceânico; LKT: toleitos de baixo potássio; ARC: basaltos de arco.

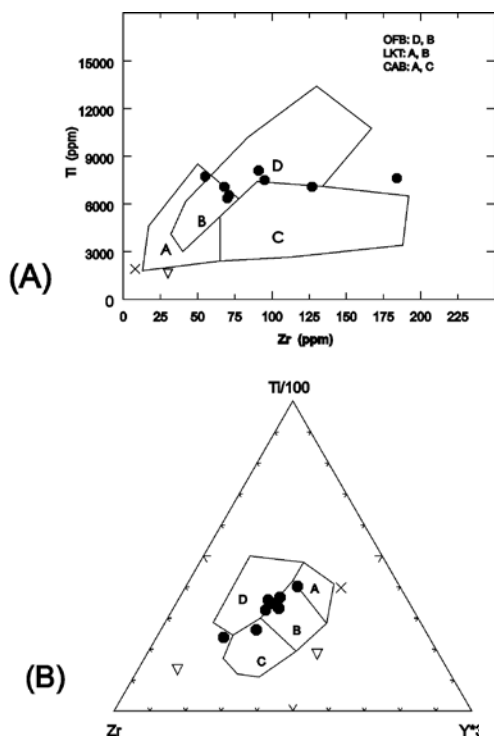


Figura 11 (A) Diagrama discriminante Zr x Ti (Pearce & Cann, 1973); (B) Diagrama discriminante Zr-Ti/100-3Y (Pearce & Cann, 1973). OFB: basaltos de fundo oceânico; LKT: toleitos de baixo potássio; CAB: basaltos cálcio-alcálinos.

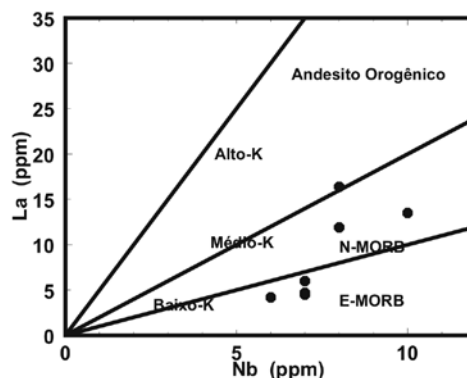


Figura 12 Diagrama discriminante Nb x La (Gill, 1981) para as rochas estudadas.

idade e história evolutiva das rochas e para auxiliar no entendimento dos episódios orogênicos da região norte fluminense.

5 Agradecimentos

Os autores são gratos a Cícera Neysi de Almeida pela revisão do manuscrito, a Miguel Tupinambá pela cessão do mapa geológico da Figura 1 e à Lakefield Geosol pelos dados de elementos terras raras.

6 Referências

- Almeida, F.F.M.; Amaral, G.; Cordani, U.G. & Kawashita, K. 1973. The precambrian evolution of the south american cratonic margin, south of the Amazon river. In: NAIR, A.E.M. & STEHL, F.G. (eds.). *The ocean basins and margins*. New York, Plenum Publ. Co., v.1, p. 411-446.
- Boynton, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth element: meteorite studies. In: HENDERSON, P. (ed.). *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, p. 63-114.
- Fonseca, M.J.G.; Mendes, J.C.; Moura, J.C. & Souza, S.L. 2009. As zonas constitutivas do Orógeno Ribeira e suas inter-relações em seu segmento centro-setentrional (parte dos estados do RJ, ES e MG). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 11, São Pedro, 2009. Boletim de Resumos, p. 24.
- Fonseca, M.J.G.; Mendes, J. C.; Silva, Z. C. G.; Souza, S. L. & Moura, J. C. 2007. Novos dados sobre a tectônica do norte fluminense e a conexão com o sul do Espírito Santo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE,

- 10, Diamantina, 2007. *Livro de Resumos*, p. 47.
- Gill, J.B. 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer-Verlag, Berlin, 389p.
- Heilbron, M. & Machado, N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, 125: 87-112.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5): 523-548.
- Jensen L.S. 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario division of mines, MP 66, 22p.
- Kocak, K.; Isik, F.; Arslan, M. & Zedef, V. 2005. Petrological and source region characteristics of ophiolitic hornblende gabbros from the Aksaray and Kayseri regions, central Anatolian crystalline complex, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25(6): 883-891.
- Le Maitre, R.W. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford, 193p.
- Machado, N.; Valladares, C.; Heilbron, M. & Valeriano, C. 1996. U-Pb geochronology of the central Ribeira belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, 79(3-4): 347-361.
- Matos, J.B.; Schorscher, J.H.; Geraldés, M.C.; Souza, M.Z. & Ruiz, A.S. 2004. Petrologia, geoquímica, e geocronologia das rochas do orógeno Rio Alegre, SW do craton Amazônico, Mato Grosso. *Revista de Geologia - USP*, 4(1): 75-90.
- Mendes, J.C. & Fonseca, M.J.G. 2009. Petrografia e geoquímica de rochas metamáficas e metaltramáficas da região de Cambuci, Rio de Janeiro. In: Simpósio de Geologia do SUDESTE, 11, São Pedro, 2009. *Boletim de Resumos*, p. 25.
- Menzies, M.; Blanchard, D. & Jacobs, J. 1977. Rare earth and trace element geochemistry of metabasalts from Point Sal ophiolite, California. *Earth and Planetary Science Letters*, 37: 203-215.
- Navarro, G.R. & Zanardo, A. 2006. Petrografia e geoquímica das rochas metaltramáficas da região de Mairipotaba - Cromínia e Pontalina - Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 35(4): 483-492.
- Passchier, K. & Trouw, R.A.J. 2005. *Micro-tectonics*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Germany, 2a. ed., 366 p.
- Pearce, J.A. 1975. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments in Cyprus. *Tectonophysics*, 25: 41-67.
- 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.
- Pedrosa Soares, A.C. & Wiedemann-Leonardos, C. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, eastern Brazil. In: CORDANI, U. (ed.). *Tectonic Evolution of South America*, p. 265-285.
- Saunders, A.D. 1984. The Rare earth element characteristic of igneous rocks from the ocean basins. In: HENDERSON, P. (ed.), *Rare earth element geochemistry*, Elsevier, p. 205-231.
- Schmitt, R. S.; Trouw, R.A.J.; Van Schmus, W.R. & Pimentel, M. 2004. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian orogeny in the Ribeira Belt - SE Brazil. *Precambrian Research*, 133(1-2): 29-61.
- Schmitt, R.S.; Trouw, R.A.J.; Medeiros, S.R. & Dantas, E. 2008. Age and geotectonic setting of Late-Neoproterozoic juvenile mafic gneisses and associated paragneisses from the Ribeira Belt (SE Brazil): geochemistry and Sm-Nd data - implications on Gondwana assembly. *Gondwana Research*, 13: 502-515.
- Shervais, J.W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59: 101-118.
- Tassinari, C.C.; Munha, J.M. & Ribeiro, A.A., Correia, C.T. 2001. Neoproterozoic oceans in the Ribeira Belt (Southeastern Brazil): The Pirapora do Bom Jesus Ophiolitic complex. *Episodes*, 24(4): 245-252.
- Trouw, R.; Heilbron, M.; Ribeiro, A.; Paciullo, F.; Valeriano, C.; Almeida, J.; Tupinambá M. & Andreis, R. 2000. The Central Segment of the Ribeira Belt. In: CORDANI, U.; MILANI, E.; THOMAZ FILHO, A. & CAMPOS, D. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. CPRM, Rio de Janeiro, p. 287-310.
- Tupinambá, M.; Heilbron, M.; Duarte, B.P.; Nogueira, J.R.; Valladares, C.S.; Almeida, J.C.; Silva, L.G.; Medeiros, S.R.; Almeida, C.G.; Miranda, A.; Ragatky, C.D.; Mendes, J.C. & Ludka, I.P. 2007. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. *Geonomos*, 15: 67-79.
- Winchester, J.A. & Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magmas series and differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.