

# Diabásios e anfibolitos da área de Nova Canadá: natureza e implicações tectônicas para a Província Carajás

## Diabase dikes and amphibolites from Nova Canadá area: nature and tectonic implications to the Carajás Province

Bhrenno Marangoanha<sup>1</sup>, Davis Carvalho de Oliveira<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Universidade Federal do Pará. Belém, Pará, Brasil

**Resumo:** O magmatismo básico presente na área de Nova Canadá é representado por diques de diabásio, de caráter isotrópico, e extensos corpos de anfibolito, que apresentam texturas nematoblástica e granoblástica, ambos encaixados nos granitoides do Complexo Xingu e na sequência *greenstone* de Sapucaia. Eles apresentam assinatura de basaltos subalcalinos de afinidade toleítica. Os diques de diabásio são formados mineralogicamente por plagioclásio, piroxênio (orto e clinopiroxênio), anfibólio, minerais opacos e olivina, e relacionam-se a ambiente geotectônico do tipo intraplaca continental. Já os anfibolitos são classificados como toleítos de arco de ilha, sendo constituídos essencialmente por plagioclásio, anfibólio, minerais opacos, titanita e biotita. As variações de elementos-traço com o #Mg, em particular do Ni e Cr, sugerem ainda que olivina, orto e clinopiroxênio foram fases importantes no fracionamento magmático nos diabásios. Nos anfibolitos, destaca-se uma importante anomalia positiva de Sr que, combinada com a ausência de anomalia de Eu, indica que o plagioclásio não foi uma fase significativa no processo de fracionamento magmático. As condições de cristalização dos diques de diabásio apontam para temperaturas iniciais entre 1.200 e 1.100 °C e pressões que variavam entre 1 e 3 kbar.

**Palavras-chave:** Diabásio. Anfibolito. Geoquímica. Magmatismo. Carajás.

**Abstract:** The basic magmatism in the Nova Canadá area is represented by isotropic diabase dikes, and extensive bodies of amphibolites with nematoblastic and granoblastic textures. Both lithotypes cross-cut granitoids of the Xingu Complex and the Sapucaia greenstone belt sequence. They are classified as subalkaline tholeiitic basalts. The diabase dikes consist of plagioclase, ortho-/clinopyroxene, amphibole, opaque minerals and olivine. Tectonically, they are related to a continental intraplate setting. On the other hand, the amphibolites are classified as island arc tholeiites and include plagioclase, amphibole, opaque minerals, titanite and biotite as main mineralogical phases. The trace elements variation with #Mg, mainly with Ni and Cr, suggest that olivine, ortho- and clinopyroxene were important phases in the magmatic fractionation in the diabase dikes. The amphibolites show sharp positive Sr anomaly and missing Eu anomaly, suggesting that plagioclase was not an important phase during the magmatic fractionation. The crystallization conditions of the diabase dikes indicate temperatures between 1,200-1,100 °C and pressures between 1-3 kbar.

**Keywords:** Diabase. Amphibolite. Geochemistry. Magmatism. Carajás.

---

MARANGOANHA, B. & D. C. OLIVEIRA, 2014. Diabásios e anfibolitos da área de Nova Canadá: natureza e implicações tectônicas para a Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais* 9(3): 565-596.

Autor para correspondência: Bhrenno Marangoanha. Universidade Federal do Pará. Instituto de Geociências. Rua Augusto Corrêa, 1 – Guamá. Belém, PA, Brasil. CEP 66075-900 (bhrenno@ufpa.br).

Recebido em 26/02/2014

Aprovado em 14/08/2014

Responsabilidade editorial: Fernando Jacques Althoff



## INTRODUÇÃO

Enxames de diques e pequenas intrusões máficas são bastante comuns na Província Carajás (Figura 1A). No entanto, as pesquisas geológicas direcionadas aos diques máficos, não apenas na área de Nova Canadá, mas em toda a Província Carajás, ainda são quantitativamente muito reduzidas. Os primeiros trabalhos de mapeamento geológico desses corpos foram efetuados no Domínio Rio Maria, por Medeiros (1987), Gastal (1988) e Silva Jr. (1996), que identificaram diversos diques de composições basálticas, andesíticas e riolíticas, com orientação preferencial NW-SE, que seccionam todas as unidades arqueanas. Estes diques são paleoproterozoicos (1,88 Ga) e estão ligados a processos de *underplating* na geração de granitos tipo A (Oliveira *et al.*, 2008, 2010). Rivalenti *et al.* (1998) dividem os basaltos deste domínio em grupos com alto e baixo titânio (HTi e LTi, respectivamente), nos quais os diques HTi são basaltos transicionais com assinatura do tipo E-MORB, relacionados à fusão do manto litosférico com eclogito residual, enquanto os LTi são toleíticos e assemelham-se aos basaltos de alto-Al enriquecidos em elementos litófilos de íon grande (LILE) e elementos terras raras leves (ETRL), com anomalia negativa de Nb e positiva de Sr, originados a partir da fusão do manto litosférico metassomatizado.

Em trabalhos mais recentes, M. A. Teixeira, M. A. Hamilton, R. E. Ernst e V.A. V. Girardi (comunicação pessoal, 2012) obtiveram idades significativamente mais jovens (535 Ma e 200 Ma, U-Pb em badeleíta) para um conjunto de diques máficos, com orientação N-S da região de Parauapebas, porção NE do Domínio Carajás. A origem desses diques estaria ligada à abertura do Oceano Atlântico (200 Ma) e a eventos colisionais mais jovens, como a amalgamação da Amazônia oriental e da África ocidental (540-520 Ma). Dados de campo, petrográficos, geocronológicos, litoquímicos e de química mineral deste tipo de rocha são muito limitados na Província Carajás, sendo ainda necessárias informações adicionais para sua caracterização. Além disso, em trabalhos anteriores (Araújo & Maia, 1991; Vasquez *et al.*, 2008), alguns diques de composição gabroica, pequenas intrusões

e corpos aparentemente associados ao Complexo Pium foram incluídos indiscriminadamente no Grupo Sapucaia, do Domínio Carajás.

O presente trabalho tem por objetivo realizar um estudo detalhado sobre o magmatismo básico da região de Nova Canadá (Figura 1B), porção sul do Domínio Carajás, apresentando dados referentes à petrografia, litoquímica e química mineral, relacionando-os a fim de contribuir para um melhor entendimento sobre esse magmatismo nessa porção da crosta, bem como estabelecer parâmetros para a individualização de tais unidades.

## MATERIAIS E MÉTODOS

O mapeamento geológico, realizado na escala de 1:50.000, envolveu o levantamento e a descrição de afloramentos, com coleta de 76 amostras. Utilizou-se imagem de radar *Shuttle RADAR Topography Mission* (SRTM) para auxílio nos trabalhos de mapeamento.

Para o estudo petrográfico, foram confeccionadas 46 lâminas delgadas na Oficina de Laminação do Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Pará (IG-UFGPA), que permitiram a obtenção de 31 composições modais, realizadas com contador automático de pontos da marca *Swift* (~1.800 pontos/lâmina).

Para os estudos de química mineral, selecionaram-se seis amostras, cujas análises foram obtidas por espectroscopia de raios-X por dispersão de energia (EDS), no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) do IG-UFGPA, utilizando-se microscópio eletrônico de varredura Leo-Zeiss, modelo 1430, sob as seguintes condições: aceleração de voltagem constante = 20 kv, tempo de análise = 30 segundos, corrente de feixe = 90  $\mu$ A, distância de trabalho = 15 mm. As lâminas foram metalizadas com carbono. Os minerais analisados foram plagioclásio, piroxênio e anfibólio, com medidas no núcleo e borda dos cristais, quando possível.

Foram selecionadas, após prévia análise petrográfica, 23 amostras representativas dos diferentes litotipos para análises químicas em rocha total. As amostras foram trituradas,

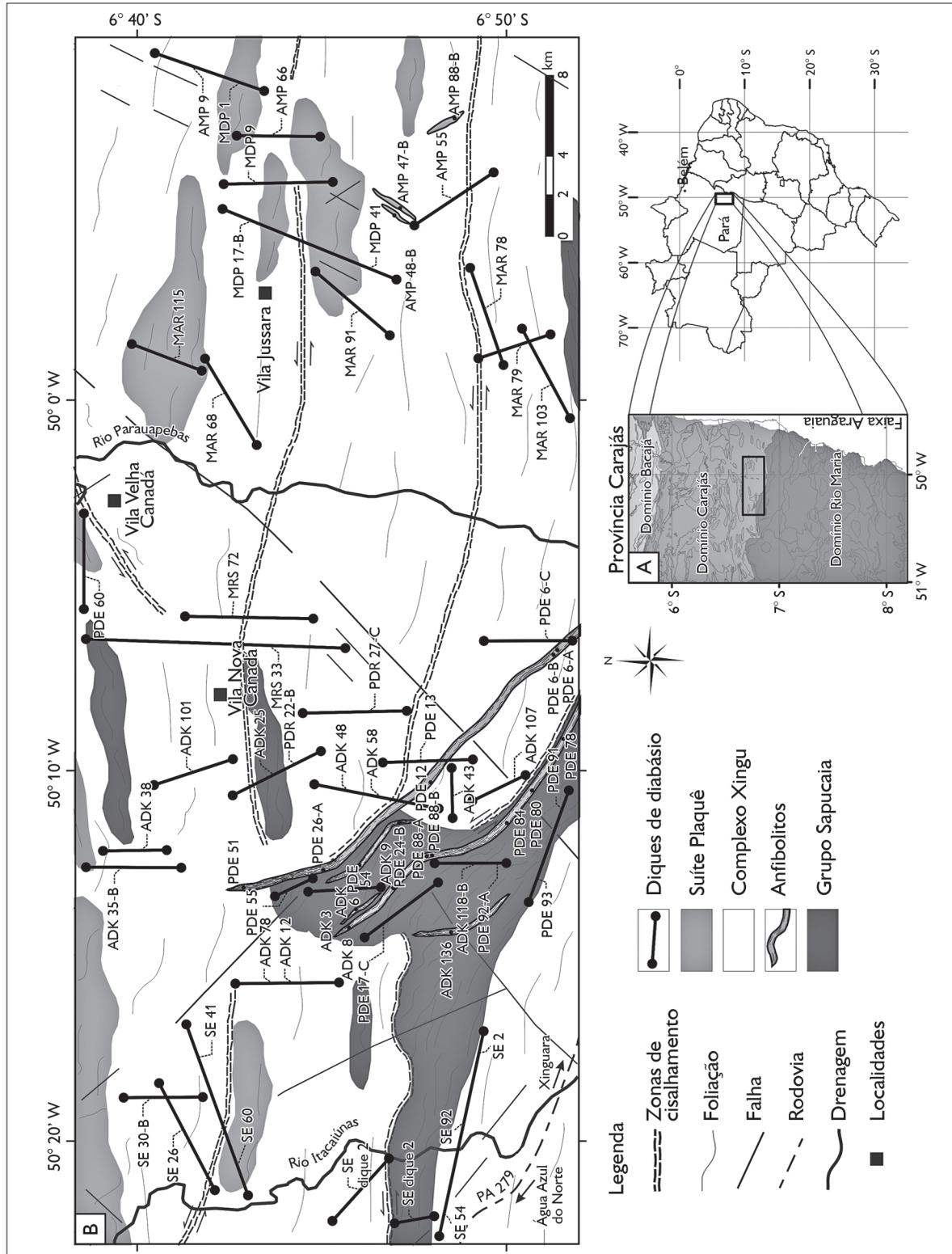


Figura 1. A) Mapa geológico simplificado da Província Carajás (Vasquez et al., 2008), com a localização da área de estudo a sul do Domínio Carajás; B) mapa geológico da área de Nova Canadá, mostrando a distribuição dos diques de diabásio e anfibólitos na área (modificado de Araújo & Maia, 1991).

pulverizadas, homogeneizadas e quarteadas no Laboratório de Preparação de Amostras (OPA), do IG-UFGA. As análises químicas foram realizadas no laboratório Acme-Lab, sendo os elementos maiores e menores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  e  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ) analisados por fluorescência de raio-X, enquanto os elementos-traço (Ba, Rb, Sr, Zr, Nb, Y, Ga, Sc, Th, U e V), incluindo os elementos terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu), foram analisados por espectrometria de massa com fonte de plasma induzido (ICP-MS).

## CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Carajás situa-se a sudeste do Cráton Amazônico (Almeida *et al.*, 1981), no contexto geológico da Província Amazônia Central (Tassinari & Macambira, 1999, 2004) ou Carajás (Santos, 2003). Segundo Dall'Agnol *et al.* (1997), a Província Carajás é dividida tectonicamente em Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria, a sul, e Bloco Carajás, a norte. A região até então considerada como o embasamento da Bacia Carajás, que foi informalmente denominada de Domínio de Transição (DT) por estes autores, representaria o embasamento do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria afetado (retrabalhado) por eventos neoarqueanos relacionados à inversão da referida bacia. Vasquez *et al.* (2008), por sua vez, em revisão da geologia do estado do Pará, subdividiram a Província Carajás em dois domínios tectônicos: Domínio Rio Maria, de idade mesoarqueana (3,0-2,87 Ga), e Domínio Carajás, formado por rochas meso e neoarqueanas (3,0-2,76 Ga). Mais recentemente, Feio *et al.* (2013) redefiniram o DT como Subdomínio de Transição (SDT), e Dall'Agnol *et al.* (2013) sugeriram abandonar o termo SDT para ser adotada, respectivamente, a denominação Domínio Canaã dos Carajás e Domínio Sapucaia para as porções norte e sul deste subdomínio.

A área de Nova Canadá está inserida no segmento de crosta denominado por Dall'Agnol *et al.* (2013) como Domínio Sapucaia. Tal domínio é formado por: (i) tonalitos, representados pelo Tonalito São Carlos (2,93 Ga; Silva, 2012); (ii) granodioritos de alto Mg, representados pelos granodioritos

Água Azul e Água Limpa, com idades de 2,87 e 2,88 Ga, respectivamente (Gabriel, 2012); (iii) associações tonalito-trondhjemito-granodiorito (TTG) típicas e dominantes nesse domínio, denominado Trondhjemito Colorado, de 2,87 Ga (Silva, 2012); (iv) granodioritos porfíricos, de alto Ba e Sr, representados pelo Leucogranodiorito Pantanal (Teixeira *et al.*, 2013); (v) e granitoides neoarqueanos da Suíte Planalto, que seccionam as unidades acima citadas (Oliveira *et al.*, 2011).

## MAGMATISMO MÁFICO DO DOMÍNIO CARAJÁS

A primeira referência oficial às rochas metamáficas do Grupo Sapucaia, no Domínio Carajás, deve-se a Hirata *et al.* (1982), que descreveram metabasaltos e metaperidotitos (talco-tremolita-clorita-xistos) com textura *spinifex*. Posteriormente, Souza *et al.* (2001) e Vasquez *et al.* (2008) inseriram este grupo na sequência *greenstone belt* do Supergrupo Andorinhas, com idades de  $3046 \pm 32$  Ma a  $2904 \pm 5$  Ma (DOCEGEO, 1988; Macambira & Lancelot, 1991; Pimentel & Machado, 1994; Avelar, 1996; Souza *et al.*, 2001). Dados isotópicos obtidos por Souza *et al.* (2001) sugerem que a litosfera oceânica foi a provável fonte para os protólitos desta sequência, a partir da fusão parcial de um manto depletado.

Pesquisas geológicas direcionadas aos complexos máficos na região de Carajás devem-se inicialmente a Santos (1978), ao divulgar os trabalhos na Serra da Onça realizados pelo Grupo INCO. Posteriormente, vários corpos máficos e ultramáficos estratificados de idade neoarqueana (2,76 Ga; Machado *et al.*, 1991; Lafon *et al.*, 2000) – formados por dunitos (zona ultramáfica), harzburgitos, ortopiroxenitos, cromititos e noritos (zona de transição), e gabros com intercalações de ortopiroxenitos e cromititos (zona máfica) – foram identificados e pesquisados ao sul da Serra dos Carajás, tais como: (i) Complexo Luanga (Jorge João *et al.*, 1982; Ferreira Filho *et al.*, 2007); (ii) Suíte Intrusiva Cateté, formada pelos corpos das serras da Onça, Puma, Jacaré, Jacarezinho, Vermelho, entre outros (Araújo & Maia, 1991; Macambira & Vale, 1997; Macambira & Ferreira Filho, 2002). Ainda na porção sul deste domínio, os corpos e diques máficos formados por

gabros porfíricos, leucogabros, microgabros e anortositos foram agrupados no Gabro Santa Inês (DOCEGEO, 1988), com idade de 2,71 Ga (Macambira *et al.*, 1990; Santos, 2002).

As rochas máficas do Complexo Pium foram inicialmente consideradas por Araújo & Maia (1991) como ortogranulitos, pertencentes ao embasamento do Domínio Carajás. Ricci & Carvalho (2006) e Vasquez *et al.* (2008) redefiniram as rochas deste complexo e o denominaram de Diopsídio-Norito Pium, sendo formado por rochas gabraicas da série charnockítica. Idades mesoarqueanas foram inicialmente atribuídas a estas rochas (3,0 Ga; Pidgeon *et al.*, 2000), porém dados geocronológicos mais recentes, obtidos por Santos (2013), forneceram uma idade de  $2746 \pm 1$  Ma, o que indica sua formação simultânea com as suítes graníticas neoarqueanas. Idades modelo  $T_{DM}$  obtidas por estes autores indicam derivação a partir de protólito juvenil em  $\sim 3,0$  Ga.

## ASPECTOS GERAIS E CLASSIFICAÇÃO

O magmatismo máfico da área de Nova Canadá é representado por diques de diabásio e corpos alongados de anfíbolitos (um deles atinge  $\sim 20$  km de extensão) (Figura 1B). Ambos os tipos ocorrem seccionando as sequências *greenstone* e os granitoides arqueanos. As principais diferenças petrográficas entre estes litotipos referem-se à presença predominante de anfibólio e às texturas metamórficas dos anfíbolitos, em contraste com a mineralogia e texturas ígneas dos diabásios, bem como com a ausência de deformação destes últimos. Os diques de diabásio distribuem-se por toda a área de estudo, com orientações preferenciais NE-SW, N-S e, raramente, NW-SE (Figura 1B). Por outro lado, os corpos anfibolíticos apresentam distribuição mais restrita, ocorrendo na porção sul da área, imediatamente a norte da área de ocorrência das rochas do Grupo Sapucaia, e sempre dispostos nas direções NW-SE e N-S.

Ao contrário dos diques de diabásio, os corpos de anfíbolito encontram-se metamorfisados em fácies xisto-verde a anfíbolito, com a mineralogia ígnea original substituída pela paragênese metamórfica (que indica seu caráter ortoderivado: anfibólio, plagioclásio, titanita, ilmenita e biotita).

Nessas rochas, a orientação preferencial de anfibólios prismáticos origina uma foliação. Reconhecimentos estruturais na área evidenciaram a presença de extensas zonas de cisalhamento de caráter dúctil afetando essas rochas. Nas porções próximas às zonas de maior deformação (zonas de borda), a foliação torna-se mais evidente, havendo o desenvolvimento de textura nematoblástica (milonitos), enquanto no interior destes corpos as rochas tornam-se incipientemente deformadas, exibindo textura granoblástica (Figura 2A).

Diversos trabalhos têm discutido a gênese de diques máficos ligada ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento (Wilson *et al.*, 1985; Cadman *et al.*, 1990; Chaves, 2011; Pratheesh *et al.*, 2011). Park & Tarney (1987) e Hanmer *et al.* (1997) observaram que diques paleoproterozoicos intrusivos em terrenos arqueanos de médio a alto grau metamórfico da Escócia e Groelândia mostram margens cisalhadas devido à movimentação lateral das zonas de cisalhamento em que estão alojados. Nesse contexto e levando-se em consideração a sinuosidade das extensas zonas de cisalhamento instaladas na região de Carajás ainda no Arqueano – o que permitiria o desenvolvimento de zonas que marcam fases alternadas de extensão e compressão ao longo das mesmas –, é possível compreender as relações entre os extensos corpos anfibolíticos arqueanos da área de Nova Canadá e regimes de transcorrência, conforme mostrado nas Figuras 2B-2E. A injeção de magma básico ocorreria inicialmente nos segmentos transtensionais aliados à movimentação sinistral (Figuras 2B e 2C), os quais, subseqüentemente, tornar-se-iam zonas de cisalhamento transpressivas (estágio *subsolidus*), resultando no desenvolvimento de margens cisalhadas nestes corpos (Figura 2D). Dessa forma, zonas de cisalhamento atuariam como condutos para a migração de magma, auxiliando no desenvolvimento de texturas de cisalhamento em níveis crustais intermediários e com grau metamórfico (fácies anfíbolito) equivalente àquele das rochas encaixantes.

Para os diques de diabásio, as composições modais, quando lançadas nos diagramas classificatórios para rochas máficas de Streckeisen (1976; Figuras 3A-3C), permitiram

a distinção de três variedades petrográficas: hornblenda-gabronorito (HGn), gabronorito (Gn) e norito (Nr). Apesar da clara separação destas variedades nestes diagramas, elas apresentam uma monótona variação textural e composicional, sendo as diferenças restritas às proporções modais de anfibólio, orto e clinopiroxênio. Os diques são formados por rochas faneríticas, holocristalinas, de aspecto isotrópico, mesocráticas a melanocráticas (M = 33,1 a 64,5%) e de coloração cinza-escuro (Figura 4A), consistindo essencialmente de plagioclásio, piroxênio, anfibólio e minerais opacos e, mais raramente, de olivina,

feldspato alcalino e quartzo. Os dois últimos, quando ocorrem, formam intercrescimento gráfico. Os minerais de alteração limitam-se à sericita e à clorita.

Entre as amostras analisadas, os conteúdos modais médios de minerais máficos não divergem significativamente, com valores de 52,9% para os hornblenda-gabronoritos, 43,6% para os gabronoritos e 46,3% para os noritos. O conteúdo modal de quartzo nestas amostras é bastante restrito ou ausente, sendo sempre inferior a 1%, exceto na amostra AMP-101, que apresenta 2,5%, e decresce da variedade HGn (0,5%) e Gn (0,4%) até os noritos, onde seus valores são nulos.

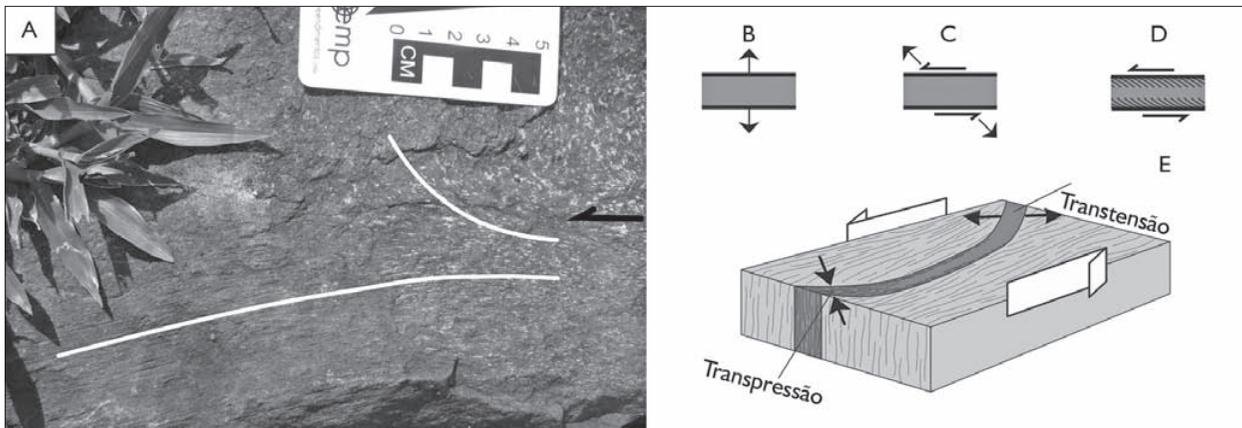


Figura 2. Relações entre zonas de cisalhamento e magma máfico na gênese de diques sintectônicos: A) aspecto mesoscópico do anfibólito de Nova Canadá, mostrando porções com forte a fraca foliação mineral, indicada pelas linhas brancas, com movimento sinistral, sendo a seta preta indicador cinemático do movimento da zona de cisalhamento transcorrente sobre estas rochas; B) stress extensional, acompanhado por preenchimento de magma; C) regime transpressivo, com cisalhamento simples sinistral, no qual a extensão permite a intrusão de magma; D) atuação de cisalhamento simples com regime transpressivo, após a solidificação do magma, produzindo margens cisalhadas nos diques; E) modelo representando a atuação de regimes transpressivos e transversos em uma mesma zona de cisalhamento não linear (baseado em Cadman *et al.*, 1990).

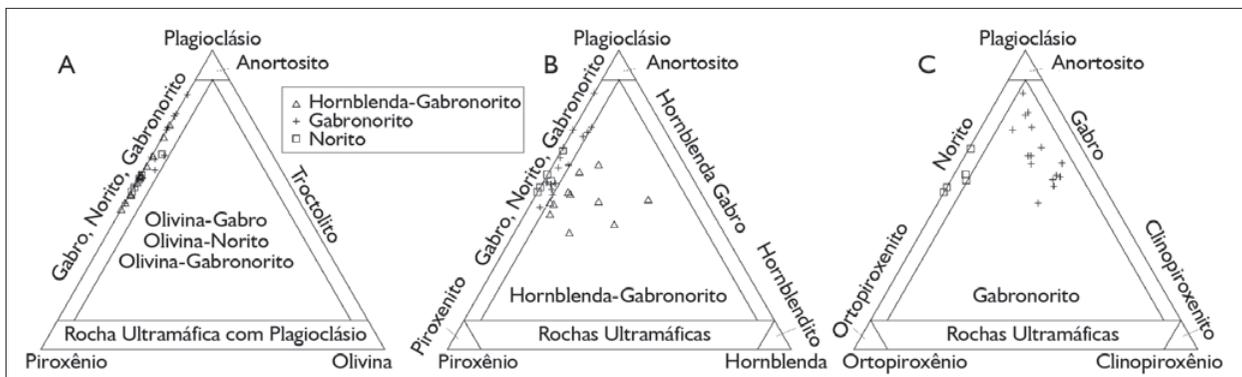


Figura 3. Diagramas dos diques de diabásio de Nova Canadá: A) Plagioclásio-Piroxênio-Olivina; B) Plagioclásio-Piroxênio-Hornblenda; C) Plagioclásio-Ortopiroxênio-Clinopiroxênio de Streckeisen (1976).

Por outro lado, a distinção entre estas variedades fica evidente quando se comparam os valores modais de anfibólio, orto e clinopiroxênio. O conteúdo modal de ortopiroxênio é claramente superior nos Nr, onde atinge valor médio de 37,5%, enquanto nas variedades gabronoríticas atinge 18 e 12,4%. Os conteúdos de clinopiroxênio são

destacadamente mais elevados nos gabronoritos (15,3 e 18,4%) em relação aos Nr (1,6%), o que resulta em altas razões ortopiroxênio/clinopiroxênio nestes últimos (Tabela 1). Comportamento similar é observado para o anfibólio, que apresenta valores decrescentes do HGN (13,3%) em direção às amostras do Gn (2,7%) e Nr (0,5%).

Tabela 1. Composições modais dos diques de diabásio de Nova Canadá. Legendas: Opx/Cpx = razão ortopiroxênio/clinopiroxênio; Anf/Px = razão anfibólio/piroxênio; - = mineral não observado ou razão não calculada.

Variedade Mineral (%)	Homblenda-gabronorito											Gabronorito					
	ADK 107	ADK 118-B	ADK 38	ADK 43	ADK 48	AMP 55	AMP 66	AMP 9	MRS 72	SE 30-B	SE 41	ADK 101	ADK 25	ADK 3	ADK 58	AMP 101	MAR 79
Plagioclásio	49,9	42,3	36,4	50,5	47,1	53,9	60,6	47,8	45,7	35,1	43,4	51,2	57,2	45,3	50,7	52,3	51,9
Quartzo	0,2	0,1	0,7	0,1	0,5	0,7	0,3	0,5	0,1	0,4	2	0,1	0,4	0,2	0,1	2,5	0,3
Olivina	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,8	1,2	-	0,9	-	-
Ortopiroxênio	20,7	19,8	13	20,7	12,2	11,7	16,7	10,2	18,3	38,3	16,2	7,1	15,3	20,4	10,1	13,3	12,8
Clinopiroxênio	15,7	24,5	13,9	16,4	17,3	17,5	7,7	5,8	23,7	2,1	23,8	24,5	16,4	27,3	27,6	15,8	27,3
Anfibólio	8,5	6,8	24,4	9,5	18,3	7,9	12,9	32,3	6,4	14,5	4,6	1,8	0,9	3,2	3,6	3,9	2,5
Biotita	-	-	10,2	0,8	0,3	3,8	0,4	-	0,1	7,8	7	0,9	1,4	-	0,3	1,5	0,5
Opacos	2,7	4,7	1,4	2	2,4	2,5	1,4	2,6	2,8	0,7	3	10	5,6	3,3	6,1	6,4	3,3
Clorita	2,3	1,8	-	-	1,9	2	-	0,8	2,9	1,1	-	1,6	1,6	0,3	0,6	4,3	1,4
Máficos	49,9	57,6	62,9	49,4	52,4	45,4	39,1	51,7	54,2	64,5	54,6	48,7	42,4	54,5	49,2	45,2	47,8
Opx/Cpx	1,32	0,81	0,94	1,26	0,71	0,67	2,17	1,76	0,77	18,24	0,68	0,29	0,93	0,75	0,37	0,84	0,47
Anf/Px	0,23	0,15	0,91	0,26	0,62	0,27	0,53	2,02	0,15	0,36	0,12	0,06	0,03	0,07	0,10	0,13	0,06

Variedade Mineral (%)	Gabronorito								Norito					
	SE 2	SE 60	SE 92	EDC 30	PDE 92-A	EDC 17-B	DMG 4	DMG 5	PDE 93	PDE 91	PDE 55	PDR 22-B	PDE 13	PDR 27-C
Plagioclásio	65,1	46,8	63,5	62,2	60,7	66	50,6	55	64,7	53	52,7	61,7	49,6	50,6
Quartzo	0,1	0,5	0,4	-	-	0,9	0,5	0,3	-	-	-	-	-	-
Olivina	-	-	-	-	3,2	-	-	-	-	-	-	2,4	-	-
Ortopiroxênio	9,9	12,8	8,1	14,7	10,8	9,5	22,2	12,7	6,2	34,6	35,3	29,9	42,1	45,8
Clinopiroxênio	13	26,6	9,1	8,2	19	9,3	17,2	29,3	5	3,1	4,4	0,4	-	-
Anfibólio	3,8	5,3	6,6	-	-	4,5	3,9	0,8	-	-	2,3	-	-	-
Biotita	-	1,1	-	-	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Opacos	4,8	6,7	9	5	6,2	7,2	2,3	1,7	17,7	3,3	4	0	3,9	1,6
Clorita	3,3	0,2	3,3	9,9	-	2,6	3,3	0,2	6,4	6	1,3	5,6	4,4	2
Máficos	34,8	52,7	36,1	37,8	39,3	33,1	48,9	47,7	35,3	47	47,3	38,3	50,4	49,4
Opx/Cpx	0,76	0,48	0,89	1,79	0,57	1,02	1,29	0,43	1,24	11,16	8,02	74,75	-	-
Anf/Px	0,17	0,13	0,38	-	-	0,24	0,10	0,02	-	-	0,06	-	-	-



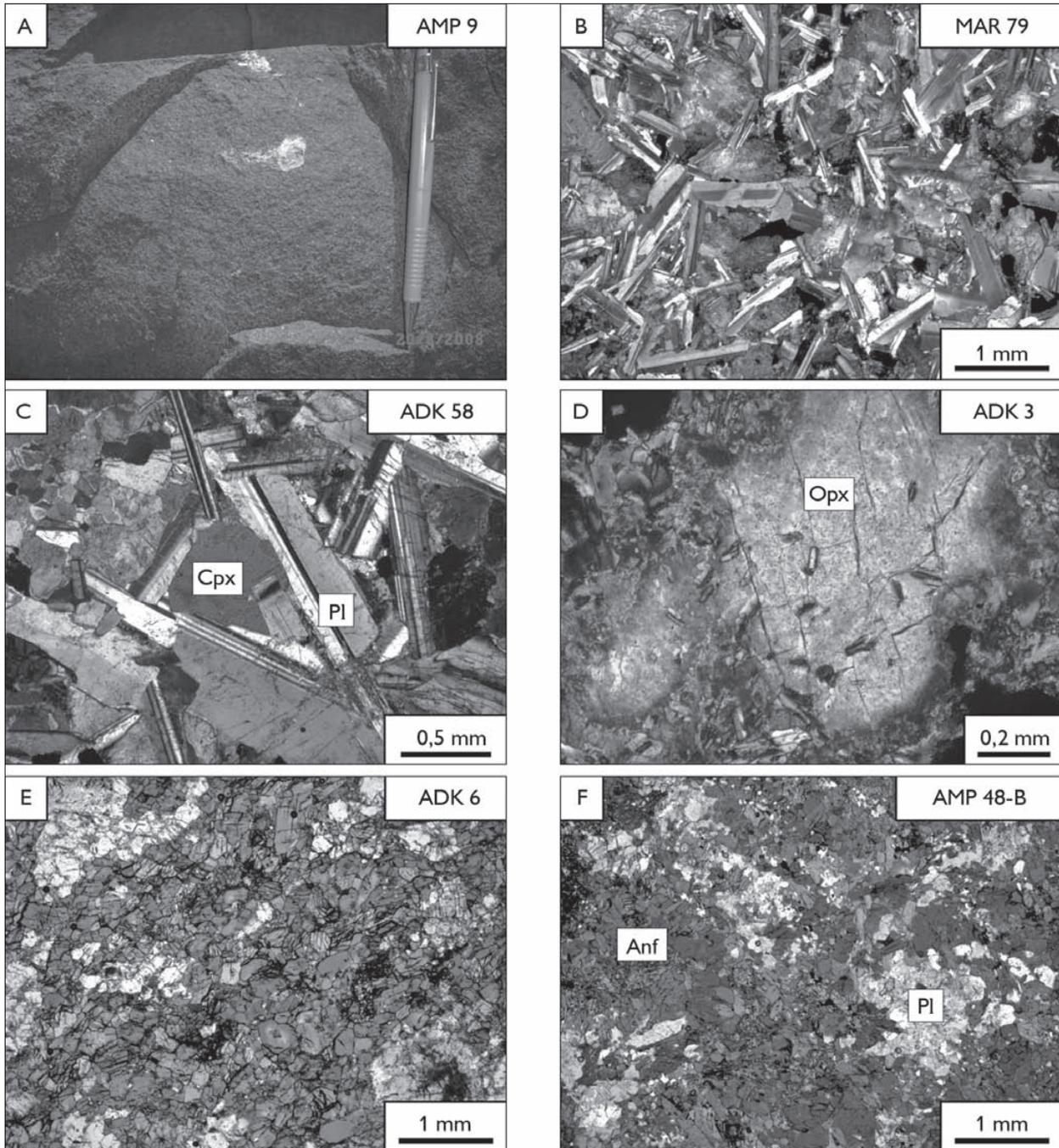


Figura 4. Aspectos texturais meso e microscópicos dos diques de diabásio e dos anfibolitos de Nova Canadá: A) feição mesoscópica mostrando o aspecto isotrópico, granulação fina e coloração cinza-escuro dos diques de diabásio; B) fotomicrografia apresentando o aspecto textural dos diabásios, observando-se as ripas de plagioclásio dispostas aleatoriamente, em meio aos minerais máficos (nicóis cruzados, nc); C) textura intergranular, onde o cristal de clinopiroxênio (Cpx) preenche o espaço entre as ripas de plagioclásio (Pl) nos diabásios (nc); D) textura óptica, na qual ripas finas de plagioclásio estão envolvidas totalmente por cristal de ortopiroxênio (Opx), além de textura corona, onde o mesmo cristal de ortopiroxênio apresenta-se bordejado por clinopiroxênio (nc); E-F) fotomicrografias apresentando anfibolitos com forte foliação (textura nematoblástica) e isotrópicos (textura granoblástica), respectivamente (nicóis paralelos, NP; Anf = anfibólio).

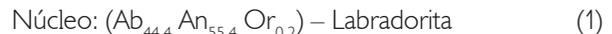
## QUÍMICA MINERAL E ASPECTOS TEXTURAIS

### PLAGIOCLÁSIO

Os cristais de plagioclásio perfazem entre 36 e 66% das amostras de diabásio, onde ocorrem como cristais euédricos a subédricos, inequigranulares finos a médios e com dimensões entre 0,3 e 3,5 mm. Apresentam seções alongadas (em forma de ripas; Figuras 4B e 4C), com geminação polissintética do tipo albíta e periclina, e baixa a moderada alteração para sericita. Formam, juntamente com cristais de orto e clinopiroxênio, textura intergranular (Figura 4C) e (sub)óptica (Figura 4D). Ocasionalmente, ocorrem cristais fortemente corroídos, com textura em peneira, sugerindo reabsorção magmática causada por reação do líquido residual com cristais de plagioclásio gerados precocemente e de composição mais cálcica, devido à instabilidade do sistema magmático no processo ascensional do magma. Nos anfibolitos, a proporção modal de plagioclásio varia de 20 a 40%, ocorrendo como aglomerados de cristais anédricos (recristalizados) de dimensões sempre inferiores a 2,5 mm, normalmente exibindo extinção ondulante e maclas polissintéticas deformadas e descontínuas. As análises por

EDS permitiram obter suas composições, as quais foram projetadas no diagrama que analisa as porcentagens das moléculas de ortoclásio, albíta e anortita (Or-Ab-An, Figura 5A), com o cálculo da fórmula estrutural realizado na base de 32 oxigênios (ver fórmulas 1 a 4 e a Tabela 2). Observa-se, nesse diagrama, que a maioria dos cristais de plagioclásio analisados nas amostras de diabásio classificam-se como labradorita, com raras ocorrências de andesina cálcica e bytownita, não havendo também uma variação composicional significativa entre os núcleos cálcicos e as bordas mais sódicas. Nos anfibolitos, as análises revelaram que os plagioclásios das rochas intensamente deformadas possuem uma grande variação composicional, de oligoclásio a bytownita ( $An_{24}$  a  $An_{76}$ , respectivamente), contrariamente ao que é observado nos plagioclásios das rochas menos recristalizadas, que têm sua composição restrita à andesina sódica ( $\sim An_{34-37}$ ).

Amostra AMP 9 (diabásio)



Amostras ADK 6 e ADK 16 (anfíbilito)

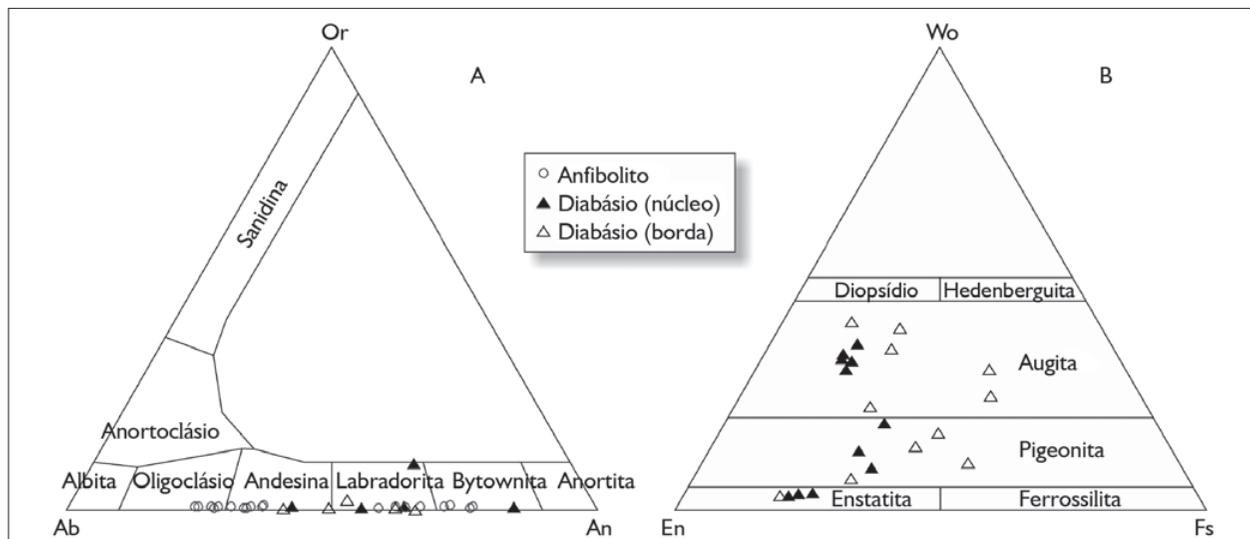


Figura 5. A) Diagrama de classificação de plagioclásio para os diques de diabásio e anfibolitos de Nova Canadá; B) diagrama de classificação de piroxênio, modificado de Morimoto (1988), para os diques de diabásio de Nova Canadá.

Tabela 2. Composições químicas representativas de plagioclásio, piroxênio e anfíbólio dos diques de diabásio e dos anfíbolitos de Nova Canadá. Os valores dos óxidos são dados por porcentagem em peso; os teores de An (anortita), Ab (albita), Or (ortoclásio), Wo (wollastonita), En (enstatita) e Fs (ferrossilita) são dados em porcentagem. Legendas: n = núcleo; b = borda; - = sem correspondência. (Continua)

Litotipo	Diabásio															
Mineral	Plagioclásio										Piroxênio					
Amostra	SE 2		AMP 9								SE 2		ADK 48			
Análise	1		1		2		3		4		1		1		2	
n/b	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b
SiO <sub>2</sub>	53,08	56,69	59,30	59,04	48,16	53,17	55,89	57,73	53,86	54,19	56,07	57,06	54,95	52,46	55,32	53,62
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,19	0,06	0,24	0,12	0,22	0,07	0,10	0,12	0,17	0,32	0,43	0,33	0,93	0,22	0,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,96	27,40	26,54	26,70	32,29	30,20	28,43	27,32	29,58	29,86	2,53	2,89	2,81	1,52	1,42	1,13
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,08	0,06	0,15	0,09	0,22	0,12	0,13	0,13	0,14	0,12	0,19	0,34	0,16	0,15	0,10
FeO	0,56	0,94	0,16	0,21	2,27	0,51	0,66	0,23	0,73	0,41	12,98	16,07	8,79	25,31	18,85	27,14
MnO	0,15	0,11	0,10	0,11	0,15	0,15	0,08	0,10	0,18	0,11	0,46	0,25	0,42	0,55	0,70	0,88
MgO	0,15	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	25,62	19,15	16,91	8,50	18,96	12,09
CaO	10,59	9,50	7,79	7,50	15,25	12,01	10,20	9,15	11,62	11,21	1,67	2,88	15,13	10,27	4,06	4,26
Na <sub>2</sub> O	2,87	4,70	5,88	5,98	1,56	3,50	4,51	5,18	3,71	3,83	0,21	0,21	0,33	0,27	0,28	0,29
K <sub>2</sub> O	1,46	0,29	0,12	0,06	0,11	0,02	0,03	0,06	0,09	0,08	0,01	0,86	0,00	0,02	0,04	0,05
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
An	60,43	51,75	41,97	40,75	83,73	65,40	55,45	49,18	63,04	61,51	-	-	-	-	-	-
Ab	29,67	46,38	57,27	58,86	15,52	34,45	44,35	50,41	36,40	37,98	-	-	-	-	-	-
Or	9,90	1,87	0,76	0,39	0,75	0,15	0,20	0,41	0,56	0,51	-	-	-	-	-	-
Wo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,53	6,86	33,24	24,55	8,99	10,08
En	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	75,11	63,33	51,69	28,24	58,41	39,80
Fs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	21,36	29,82	15,07	47,21	32,60	50,12
Litotipo	Diabásio						Anfíbolito									
Mineral	Anfíbólio			Plagioclásio				Anfíbólio								
Amostra	AMP 9			ADK 6	AMP 48-B	ADK 16		ADK 16		AMP 48-B						
Análise	1	2	3	1	1	1	2	1	2	2						
SiO <sub>2</sub>	49,42	52,75	47,22	63,99	60,59	53,57	50,56	57,58	47,49	46,64						
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,09	0,05	0,16	0,08	0,00	0,00	0,00						
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,72	4,86	7,62	23,37	25,66	30,18	31,93	4,18	13,24	13,50						
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,19	0,08	0,15	0,22	0,00	0,00	0,00						
FeO	21,61	22,99	22,03	0,13	0,08	0,38	0,15	10,96	15,29	17,47						
MnO	0,00	0,00	0,00	0,13	0,09	0,09	0,13	0,00	0,00	0,00						
MgO	8,59	10,41	7,77	0,02	0,06	0,10	0,03	14,60	9,59	7,70						
CaO	9,93	6,73	9,60	4,39	6,83	11,66	14,39	12,04	12,00	11,77						
Na <sub>2</sub> O	1,24	0,64	1,25	7,64	6,50	3,66	2,44	0,29	1,22	1,57						



Tabela 2.

(Conclusão)

Litotipo	Diabásio			Anfibolito						
Mineral	Anfibólio			Plagioclásio				Anfibólio		
Amostra	AMP 9			ADK 6	AMP 48-B	ADK 16		ADK 16		AMP 48-B
Análise	1	2	3	1	1	1	2	1	2	2
K <sub>2</sub> O	0,64	0,42	0,94	0,05	0,06	0,05	0,06	0,07	0,45	0,33
Cl	0,85	1,19	3,57	0,00	0,00	0,00	0,00	0,29	0,70	1,02
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
An	-	-	-	24,01	36,62	63,55	76,18	-	-	-
Ab	-	-	-	75,65	63,02	36,13	23,41	-	-	-
Or	-	-	-	0,35	0,36	0,32	0,41	-	-	-
Wo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
En	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

## PIROXÊNIO

O piroxênio representa o mineral ferromagnésiano dominante nos diabásios, perfazendo até cerca de 45% do volume total da rocha. Seus cristais são subédricos e inequigranulares finos a médios ( $\leq 2,7$  mm), que, ocasionalmente, substituem finos e raros cristais de olivina. Análises por EDS realizadas nos núcleos e nas bordas destes cristais indicam que há uma considerável variação na sua composição, revelando um maior teor de magnésio no núcleo em relação às bordas dos cristais (ortopiroxênio<sub>n-b</sub>: 25,62 a 19,15%; clinopiroxênio<sub>n-b</sub>: 18,96 a 8,50%), enquanto os teores de ferro têm comportamento inverso, sendo mais baixos nos núcleos e mais elevados nas bordas dos cristais (ortopiroxênio<sub>n-b</sub>: 12,98 a 16,07%; clinopiroxênio<sub>n-b</sub>: 8,79 a 27,14%) (Tabela 2). O cálcio, nos ortopiroxênios, mostra teores mais baixos nos núcleos e mais elevados nas bordas dos cristais (1,67 a 2,8%), enquanto nos clinopiroxênios essa variação é inversa, com esses mesmos teores decrescendo acentuadamente em direção às bordas dos cristais (15,13 a 10,27%; amostra ADK 48). As fórmulas estruturais desses minerais (ver Tabela 2) foram calculadas na base de seis átomos de oxigênio, com seus resultados projetados nos diagramas de Morimoto (1988; Figura 5B), que leva em consideração as

porcentagens das moléculas de wollastonita, enstatita e ferrossilita (Wo-En-Fs; ver Tabela 2). Segundo esse diagrama, as amostras de clinopiroxênio analisadas concentram-se nos campos de augita e pigeonita, enquanto as de ortopiroxênio plotam no campo de enstatita, caracterizando um enriquecimento em magnésio nesse mineral.

## ANFIBÓLIO

O anfibólio perfaz entre 50 e 70% das amostras de anfibolito, enquanto nos diabásios representa, em geral, menos que 5% modal nas amostras das variedades gabronorito e norito, sendo que, nos homblendagabronoritos, este valor chega a atingir até 32%. De modo geral, forma cristais anédricos, equigranulares finos ( $< 1$  mm), com pleocroísmo moderado a forte, definido por tonalidades verde-claro a verde-oliva ou até mesmo castanho-claro. Nos diabásios, este mineral é verificado ocasionalmente substituindo os cristais de piroxênio (textura tipo corona) e, nos anfibolitos que ocorrem próximo das zonas de cisalhamento, apresenta-se com orientação preferencial intensa, formando textura nematoblástica (Figura 4E). Tais aspectos tendem a diminuir, ou até mesmo desaparecer, nas rochas mais distantes das áreas onde a deformação cisalhante é mais intensa (Figura 4F).



De acordo com os dados analíticos apresentados na Tabela 2, com o cálculo da fórmula estrutural realizado na base de 23 átomos de oxigênio (fórmulas 5 a 7, a seguir), os anfíbólios mostram, de acordo com a classificação de Leake *et al.* (1997), uma gradação composicional de Fe-hornblenda para actinolita, com o aumento de Si, além da presença de Fe-edenita nos diabásios (Figura 6A). Nos

anfíbolitos, este mineral apresenta uma considerável variação composicional. Nas rochas moderada a intensamente deformadas, predomina a hornblenda rica em magnésio e tschermakita (Figura 6A), enquanto nas rochas isotrópicas ou com foliação incipiente há o predomínio de pargasita rica em ferro (Figura 6B), tendo apenas uma análise plotada no campo da Fe-tschermakita (Figura 6A).

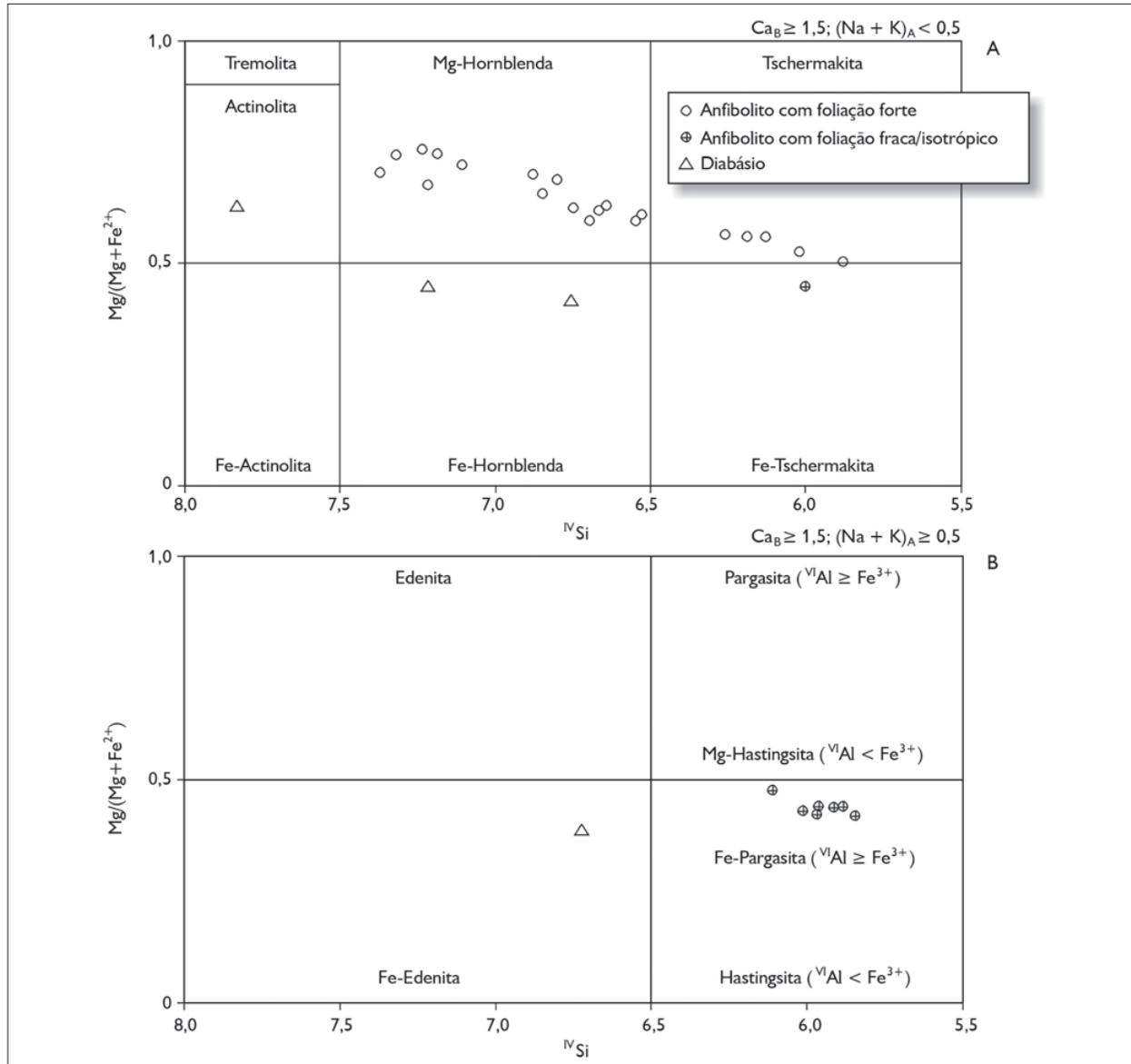
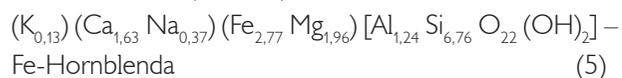
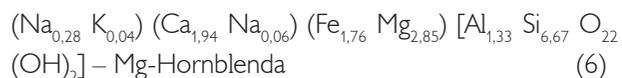


Figura 6. Diagramas de classificação de anfíbólios (Leake *et al.*, 1997) dos diques de diabásio e dos anfíbolitos de Nova Canadá: A)  $Ca_B \geq 1,5; (Na + K)_A < 0,5$ ; B)  $Ca_B \geq 1,5; (Na + K)_A \geq 0,5$ .

Amostra AMP 9 (diabásio)



Amostras ADK 16 e AMP 48-B (anfíbolito)



### MINERAIS OPACOS

Os minerais opacos ocorrem principalmente como finos cristais subédricos ( $\leq 0,3$  mm), inclusos ou associados aos minerais ferromagnesianos, como olivina, piroxênio e anfíbolio. Estes minerais, de acordo com as composições modais (Tabela 1),

mostram variações expressivas em seus conteúdos nas diferentes variedades gabroicas, onde atingem teores baixos (0,7%) a bastante elevados ( $\leq 10\%$ ), podendo raramente alcançar 17,7%. Nos anfíbolitos, geralmente, estes valores não ultrapassam 1%, podendo raramente alcançar 2,4%. As microanálises químicas revelaram que ocorrem principalmente como minerais óxidos de Fe e Ti [magnetita ( $Fe_3O_4$ ), titanomagnetita ( $Fe_2TiO_4$ ) e ilmenita ( $FeTiO_3$ ); Tabela 3], além de raros cristais de pirita e calcopirita nos diabásios. Nos anfíbolitos, os minerais opacos analisados apresentam pouca variação composicional, sendo identificadas apenas ilmenita e pirita. Estes litotipos apresentam aspectos texturais distintos para os óxidos, sendo frequente nos diques de diabásio o aspecto esquelético da titanomagnetita (Figura 7A)

Tabela 3. Composições químicas representativas dos óxidos de Fe e Ti dos diques de diabásio e dos anfíbolitos de Nova Canadá. As composições químicas (em % de peso nos óxidos) foram calculadas segundo Carmichael (1967). Legendas: Tmt = titanomagnetita; Usp = ulvoespínélio; Ilm = ilmenita; T = temperatura.

Amostra	Análise	Mineral	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Total	FeO <sub>T</sub>
SE 92	1	Tmt	20,79	0,31	27,73	48,97	0,76	0,06	0,13	0,16	98,91	73,92
		Ilm	48,47	0,31	10,90	38,70	0,78	2,24	0,09	0,15	101,64	48,52
SE 92	2	Tmt	19,10	0,17	33,70	47,10	0,86	0,86	0,09	0,13	102,00	77,37
		Ilm	51,00	0,13	5,80	44,50	0,73	0,24	0,16	0,11	102,67	49,77
SE 2	3	Tmt	17,02	0,07	38,40	46,50	1,09	0,07	0,17	0,17	103,48	80,99
		Ilm	51,16	0,16	5,60	44,60	0,76	0,25	0,18	0,18	102,89	49,64
SE 92	4	Tmt	16,28	0,15	37,80	45,20	0,91	0,10	0,06	0,18	100,68	79,22
		Ilm	51,89	0,15	4,90	45,40	0,80	0,21	0,08	0,11	103,55	49,84
AMP 37	5	Ilm	52,95	0,10	1,93	44,45	2,77	0,08	0,17	0,11	102,57	46,19

Amostra	Análise	Mineral	Ti	Cr	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mn	Mg	Ca	Ni	X <sub>(Usp)</sub> % mol	X <sub>(Ilm)</sub> % mol	T (°C)
SE 92	1	Tmt	0,596	0,009	0,796	1,562	0,025	0,004	0,005	0,005	59,63	-	1.112
		Ilm	0,895	0,006	0,202	0,795	0,016	0,082	0,002	0,003	-	89,53	
SE 92	2	Tmt	0,530	0,005	0,934	1,451	0,027	0,047	0,004	0,004	52,96	-	755
		Ilm	0,944	0,003	0,108	0,916	0,015	0,009	0,004	0,002	-	94,39	
SE 2	3	Tmt	0,469	0,002	1,058	1,424	0,034	0,004	0,007	0,005	46,9	-	717
		Ilm	0,945	0,003	0,104	0,916	0,016	0,009	0,005	0,004	-	94,53	
SE 92	4	Tmt	0,461	0,005	1,071	1,422	0,029	0,006	0,003	0,005	46,09	-	687
		Ilm	0,952	0,003	0,091	0,926	0,017	0,008	0,002	0,002	-	95,24	
AMP 37	5	Ilm	0,980	0,002	0,036	0,915	0,058	0,003	0,005	0,002	-	98,04	-



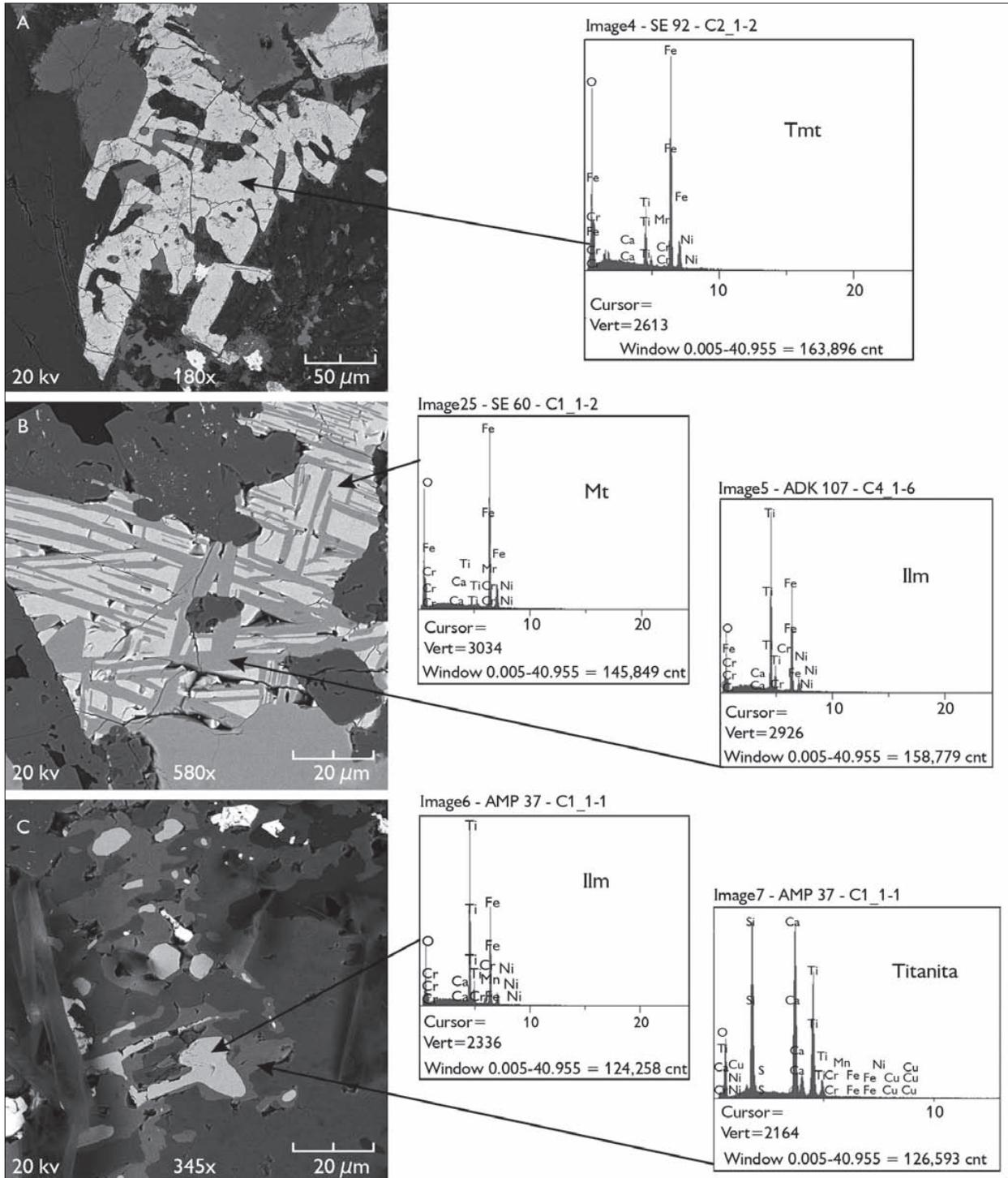


Figura 7. Imagens de elétrons retroespalhados, obtidas em microscópio eletrônico de varredura, acompanhadas de espectro de EDS das fases minerais óxidos de Fe e Ti, identificadas nas rochas máficas de Nova Canadá: A) cristal de titanomagnetita (Tmt) subédrico, apresentando aspecto esqueletal; B) feições de oxi-exsolução entre magnetita (Mt) e ilmenita (Ilm); C) cristais de ilmenita bordejados por titanita.

e feições de oxi-exsolução entre magnetita e ilmenita (Figura 7B) e, nos anfibolitos, a textura tipo corona, onde a ilmenita é bordejada por cristais de titanita (Figura 7C).

### GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

Os dados geoquímicos foram obtidos a partir de 23 análises químicas realizadas em rocha total, sintetizadas na Tabela 4. Quanto aos anfibolitos, por se tratar de rochas básicas metamorizadas e, a fim de obter maior confiabilidade dos resultados, avaliou-se a possibilidade de mobilização de certos elementos químicos durante

a atuação de processos metamórfico-hidrotermais sin ou pós-magmáticos, utilizando-se os diagramas MPR (razões de proporções moleculares) de Pearce (1968) e Beswick (1982). Nestes, foi utilizado o Zr como elemento normalizador (incompatível em magmas máficos), enquanto os óxidos analisados, cujos elementos participam das fases fracionantes, foram  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}_T$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{K}_2\text{O}$  (Figuras 8A-8F). O  $\text{TiO}_2$  e o  $\text{P}_2\text{O}_5$  não foram analisados, pois seus cátions possuem baixa mobilidade durante o metamorfismo devido aos seus elevados potenciais iônicos.

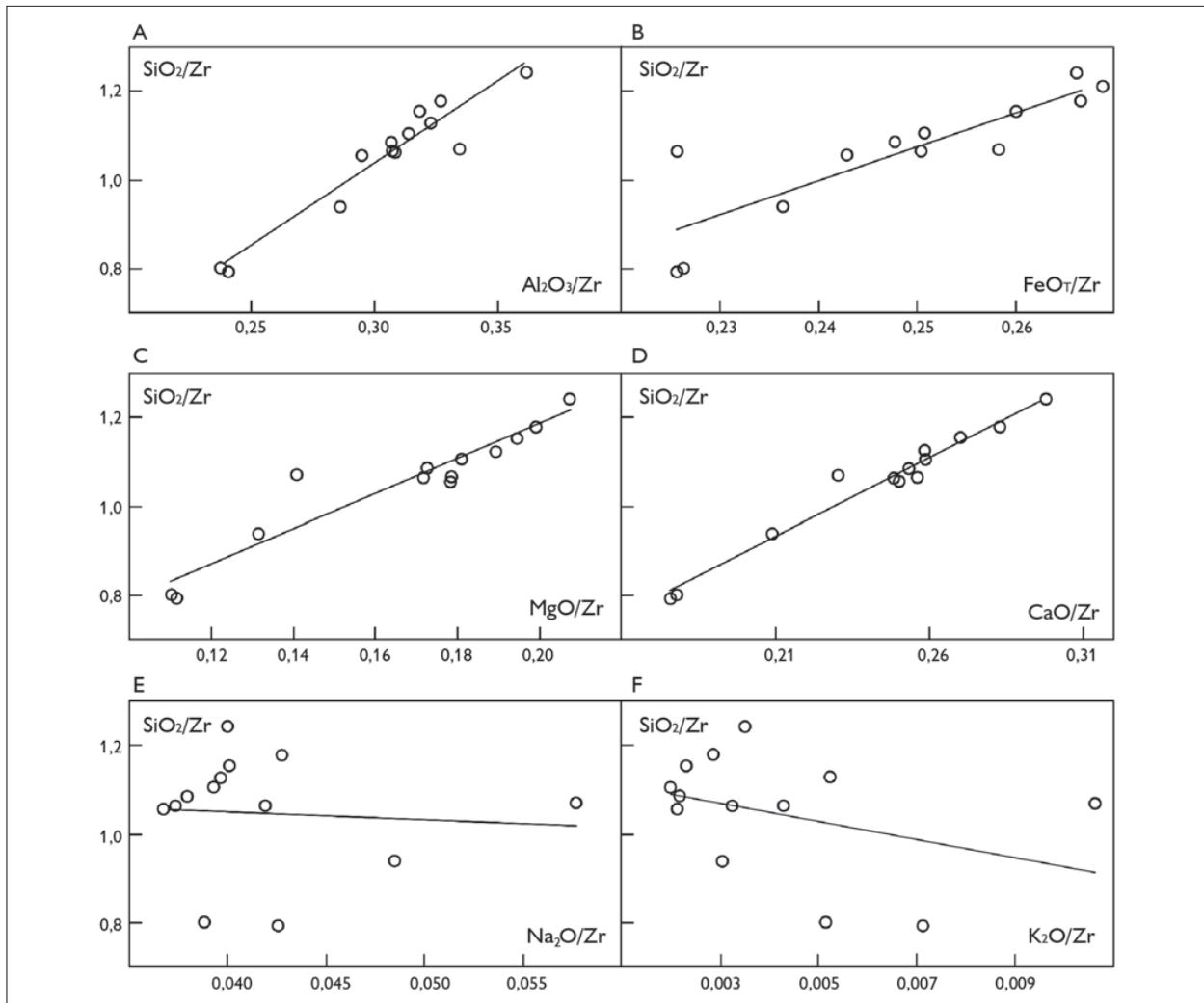


Figura 8. Diagramas de razões de proporções moleculares (MPR; Pearce, 1968) dos anfibolitos de Nova Canadá.

Tabela 4. Composições químicas de amostras dos diques de diabásio e de anfíbolitos de Nova Canadá. Legendas:  $Eu/Eu^* = Eu_N / [(Sm_N + Gd_N) \times 0,5]$ ; #Mg = razão molecular Mg/(Mg + Fe<sup>2+</sup>); LOI = loss on ignition (perda ao fogo); Fe<sub>2O<sub>3T</sub></sub> = ferro total recalculado como Fe<sub>2O<sub>3</sub></sub>.

Litotipo	Diabásio										Anfíbolito												
	AMP 55	SE 41	ADK 43	SE 92	PDE 92-A	MAR 79	SE 60	PDR 22-B	DMG 4	DMG 5	PDE 75-B1	PDE 54-A	PDE 75-B	PDE 6-A	PDE 6-B	PDE 88-A	PDE 88-B	PDE 54-D	PDE 54-B	PDE 54-C	PDE 80	PDE 84	DMG 3
SiO <sub>2</sub> (%)	55,15	53,36	51,01	51,77	47,58	50,20	51,26	47,23	50,86	51,04	49,34	49,66	47,98	50,11	49,28	48,42	49,26	49,67	50,11	49,81	49,69	50,11	49,56
TiO <sub>2</sub>	1,04	0,81	0,86	1,13	3,05	1,47	0,67	3,25	0,90	0,78	0,99	0,93	1,01	0,91	0,92	1,10	0,90	0,89	0,87	0,92	0,82	0,90	0,89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,77	10,86	13,87	15,54	12,53	13,83	11,90	13,22	14,15	14,54	15,42	14,33	14,53	14,21	14,26	14,31	14,98	13,77	13,82	13,89	14,46	14,14	14,16
Fe <sub>2O<sub>3T</sub></sub>	13,96	11,73	13,48	12,76	16,77	14,66	10,40	17,04	13,81	12,73	13,24	11,69	15,15	12,63	12,89	15,17	13,77	12,48	12,55	12,72	11,84	12,70	12,67
MnO	0,20	0,17	0,21	0,15	0,25	0,22	0,15	0,25	0,21	0,20	0,21	0,18	0,21	0,21	0,23	0,23	0,21	0,23	0,21	0,20	0,20	0,20	0,20
MgO	4,31	9,42	7,24	5,62	5,92	6,60	12,49	5,21	7,02	7,25	6,49	8,32	6,74	8,20	7,95	6,64	6,89	8,38	8,44	8,40	8,29	7,96	8,32
CaO	8,55	8,86	10,82	7,91	10,10	10,29	9,01	9,87	10,51	10,85	10,62	11,93	10,63	11,72	11,51	10,72	10,95	11,91	11,73	11,77	11,92	11,68	11,37
Na <sub>2</sub> O	2,31	2,73	1,98	2,85	2,35	2,32	2,75	2,51	2,06	2,03	2,66	1,74	2,57	1,78	1,94	2,34	2,54	1,80	1,74	1,73	1,60	1,75	1,75
K <sub>2</sub> O	1,28	1,23	0,45	0,95	0,70	0,42	0,41	0,75	0,48	0,41	0,49	0,20	0,43	0,09	0,15	0,31	0,16	0,12	0,10	0,10	0,14	0,10	0,23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,10	0,08	0,21	0,32	0,12	0,09	0,34	0,10	0,09	0,07	0,07	0,08	0,07	0,07	0,09	0,07	0,07	0,06	0,07	0,06	0,07	0,07
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,14	0,04	0,01	0,02	0,02	0,13	0,01	0,04	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
LOI	0,00	0,20	-0,30	0,80	0,10	-0,40	0,30	0,00	-0,40	-0,20	0,20	0,70	0,40	-0,20	0,50	0,40	0,00	0,40	0,10	0,10	0,70	0,10	0,50
Total	99,80	99,61	99,74	99,70	99,69	99,75	99,56	99,68	99,74	99,77	99,76	99,78	99,76	99,76	99,73	99,76	99,76	99,76	99,76	99,74	99,75	99,74	99,75
K (ppm)	10,626	10,211	3,736	7,886	5,811	3,487	3,404	6,226	3,985	3,404	4,068	1,660	3,570	747	1,245	2,573	1,328	996	830	830	1,162	830	1,909
Ba	309	531	122	491	196	97	263	196	132	103	134	35	125	22	92	79	39	122	24	25	46	19	44
Rb	51,7	37,2	15,7	10,8	21,6	12,1	13,7	22,5	16,7	13	9,1	6,8	11	1,6	5,9	8,5	4,5	8,8	3,9	3,1	5	3	7,7
Sr	127,8	214,9	92,8	351,2	142,8	124,5	231,4	160	88,7	80,1	259,1	162,9	171,2	93,1	109,7	120,4	113	135,7	98,5	93,7	106	89,8	107,3
Zr	122,6	162,1	68,4	87,5	215,6	84,9	77,4	236,6	67,8	56,1	46,1	46,6	60,4	45,3	46,3	60,3	52,4	42,1	43,4	47,1	40	46,1	43,9
Ti	6,235	4,856	5,156	6,775	18,285	8,813	4,017	19,484	5,396	4,676	5,935	5,576	6,055	5,456	5,516	6,595	5,396	5,336	5,216	5,516	4,916	5,396	5,336
Nb	5,8	9,3	3,4	2,6	14,6	4,2	5	16,2	2,6	2	2,2	4,2	3,2	2,4	2,9	2,1	2,3	4,1	3,6	2,5	2,3	2,3	1,9
Y	27,4	23	23	17	54	23,1	14,9	63,8	24,7	20,5	16,5	17,6	18,9	17,5	17,8	20,6	17,4	16,2	17,2	17,1	15,8	17,7	19,3
Ga	17,9	13,3	16,7	17,7	20,5	17,4	13,2	20,4	16,7	15	14	14,6	15,3	16,6	14,9	17,1	15,4	15,5	14,8	15,5	14,2	14,7	14
Sc	33	22	44	27	49	39	25	46	43	42	38	43	38	43	43	39	39	43	44	44	42	43	43
Th	4,2	3,5	1,7	0,4	3,2	1,4	2,2	3,3	1,7	1,4	0,4	< 0,2	0,6	0,2	0,3	0,6	0,5	0,2	0,2	0,3	< 0,2	0,2	< 0,2
U	1,1	0,9	0,4	0,1	0,9	0,4	0,6	0,9	0,5	0,4	0,2	< 0,1	0,1	< 0,1	< 0,1	0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1



(Conclusão)

Tabela 4.

Litotipo	Diabásio												Anfibolito											
	AMP 55	SE 41	ADK 43	SE 92	PDE 92-A	MAR 79	SE 60	PDR 22-B	DMG 4	DMG 5	PDE 75-B1	PDE 54-A	PDE 75-B	PDE 6-A	PDE 6-B	PDE 88-A	PDE 88-B	PDE 54-D	PDE 54-B	PDE 54-C	PDE 80	PDE 84	DMG 3	
V	147	163	259	188	445	271	171	469	248	221	244	279	273	252	279	240	250	274	260	281	279	280	268	
Cr	103	958	294	48	109	157	889	75	274	315	198	233	219	212	198	233	212	253	233	233	233	185	205	
Ni	20	128	28	49	30	21	428	24	115	127	46	36	44	34	37	37	11	37	39	36	47	46	132	
La	17,60	19,40	7,50	14,00	19,50	8,00	9,80	20,60	7,20	5,80	2,50	3,00	3,70	2,60	2,50	4,10	3,60	2,70	2,40	2,50	2,40	2,90	2,40	
Ce	36,40	43,50	14,30	28,70	40,90	18,50	18,10	45,60	16,30	12,70	6,80	6,60	8,10	6,20	6,40	9,40	7,90	6,40	6,00	6,80	6,20	7,50	7,10	
Pr	4,49	5,40	1,93	3,43	6,12	2,49	2,29	6,77	2,19	1,82	0,99	1,10	1,26	1,03	1,03	1,48	1,21	1,02	1,00	1,06	0,94	1,12	1,17	
Nd	19,90	18,50	7,50	16,30	29,20	11,80	8,90	31,00	9,00	7,00	6,40	5,60	8,20	5,00	4,70	7,50	5,30	5,50	4,10	5,20	5,20	5,70	6,00	
Sm	4,28	5,09	2,32	2,90	7,90	3,27	2,23	7,63	2,53	2,03	1,56	1,78	1,98	1,85	1,86	2,43	1,88	1,65	1,76	1,92	1,53	1,88	2,03	
Eu	1,16	1,19	0,79	1,07	2,22	1,11	0,65	2,43	0,83	0,67	0,73	0,64	0,80	0,67	0,72	0,83	0,70	0,63	0,68	0,73	0,67	0,70	0,74	
Gd	4,37	4,32	3,01	3,00	9,64	3,79	2,44	10,42	3,46	2,73	2,32	2,35	2,64	2,31	2,44	2,86	2,64	2,25	2,21	2,38	2,01	2,51	2,76	
Tb	0,82	0,79	0,59	0,54	1,56	0,75	0,42	1,70	0,61	0,50	0,47	0,48	0,50	0,48	0,48	0,58	0,51	0,46	0,45	0,50	0,44	0,49	0,48	
Dy	5,10	4,14	4,11	3,24	10,54	4,75	2,40	10,79	4,47	3,60	2,97	2,83	3,46	2,92	3,29	3,17	3,06	3,09	3,19	3,15	2,77	3,22	3,53	
Ho	1,07	1,09	0,85	0,71	1,96	1,01	0,55	2,24	0,84	0,70	0,67	0,71	0,72	0,63	0,72	0,83	0,74	0,71	0,68	0,69	0,65	0,72	0,63	
Er	3,29	3,00	2,50	1,93	6,13	2,71	1,53	6,67	2,61	2,07	1,96	1,91	2,19	1,96	2,10	2,18	2,13	1,98	1,99	2,13	2,00	2,05	1,93	
Tm	0,44	0,39	0,41	0,31	0,86	0,42	0,21	0,94	0,38	0,32	0,30	0,29	0,32	0,28	0,29	0,31	0,30	0,32	0,25	0,29	0,28	0,30	0,27	
Yb	2,68	2,74	2,39	1,90	5,43	2,72	1,40	6,46	2,59	2,02	1,93	1,78	2,17	1,81	1,94	2,05	2,18	1,99	1,89	1,77	1,67	1,92	1,72	
Lu	0,44	0,34	0,38	0,28	0,84	0,38	0,20	0,96	0,39	0,31	0,26	0,30	0,36	0,30	0,28	0,31	0,30	0,29	0,30	0,27	0,28	0,30	0,28	
(La/Yb) <sub>N</sub>	4,43	4,77	2,12	4,97	2,42	1,98	4,72	2,15	1,87	1,94	0,87	1,14	1,15	0,97	0,87	1,35	1,11	0,91	0,86	0,95	0,97	1,02	0,94	
(La/Sm) <sub>N</sub>	2,59	2,40	2,03	3,04	1,55	1,54	2,76	1,70	1,79	1,80	1,01	1,06	1,18	0,88	0,85	1,06	1,20	1,03	0,86	0,82	0,99	0,97	0,74	
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	1,32	1,27	1,02	1,27	1,43	1,12	1,41	1,30	1,08	1,09	0,97	1,07	0,98	1,03	1,01	1,13	0,98	0,91	0,94	1,09	0,97	1,05	1,29	
Eu/Eu*	0,81	0,76	0,91	1,10	0,78	0,96	0,85	0,83	0,86	0,87	1,17	0,96	1,07	0,99	1,03	0,96	0,96	1,00	1,05	1,04	1,17	0,99	0,96	
Rb/Sr	0,40	0,17	0,17	0,03	0,15	0,10	0,06	0,14	0,19	0,16	0,04	0,04	0,06	0,02	0,05	0,07	0,04	0,06	0,04	0,03	0,05	0,03	0,07	
Sr/Ba	0,41	0,40	0,76	0,72	0,73	1,28	0,88	0,82	0,67	0,78	1,93	4,65	1,37	4,23	1,19	1,52	2,90	1,11	4,10	3,75	2,30	4,73	2,44	
#Yg	0,38	0,61	0,52	0,47	0,41	0,47	0,70	0,38	0,50	0,53	0,49	0,59	0,47	0,56	0,55	0,46	0,50	0,57	0,57	0,57	0,58	0,55	0,57	



As informações fornecidas pelos diagramas da Figura 8 evidenciam a baixa mobilidade do Zr, dada pela tendência de correlação linear na maior parte dos diagramas MPR. Tais alinhamentos (*trends*) mostram que os elementos Si, Al, Fe, Mg e Ca, os mais importantes no processo de fracionamento, praticamente não foram mobilizados no metamorfismo sofrido pelo corpo anfibolítico de Nova Canadá. Já a grande dispersão apresentada por  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{K}_2\text{O}$  (Figuras 8E e 8F) indica uma notável mobilização de Na e K durante o metamorfismo deste corpo. Tais comportamentos denotam que as tendências ígneas originais foram preservadas, permitindo, dessa forma, prosseguir no tratamento dos dados químicos, que se inicia com a averiguação do caráter ortoderivado dos anfibolitos por meio do diagrama  $\text{FeO}_T \times \text{TiO}_2$  (Peloggia & Figueiredo, 1991; Figura 9).

As amostras, quando plotadas no diagrama de Cox *et al.* (1979), que relaciona o teor de sílica total com os de álcalis (Figura 10), indicam que os anfibolitos e os diabásios classificam-se quimicamente como basaltos subalcalinos, exceto duas amostras de diabásio, as quais plotam nos campos dos andesito-basalto e andesito. O caráter toleítico dos anfibolitos e dos diabásios é confirmado por meio de seu posicionamento no diagrama ternário AFM (Irvine & Baragar, 1971; Figura 11A). Neste diagrama, tanto as amostras dos anfibolitos quanto aquelas dos diques de diabásio mostram tendências de diferenciação no campo dos toleítos, com enriquecimento de  $\text{FeO}_T$  em relação aos álcalis. No diagrama catiônico ( $\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3} + \text{Ti} - \text{Al} - \text{Mg}$ ) de Jensen (1976; Figura 11B), as amostras de anfibolito distribuem-se igualmente nos campos dos basaltos Fe-toleíticos e dos basaltos toleíticos ricos em Mg, enquanto os diabásios coincidem com o campo daqueles ricos em Fe, sendo que duas amostras (SE 41 e SE 60) plotam no campo dos basaltos komatíticos.

No diagrama discriminante de ambiente tectônico de Pearce (1982; Figura 11C), as amostras dos anfibolitos apresentam-se bem distribuídas, limitando-se ao campo dos toleítos de arco de ilha. Já os diabásios, embora mostrem uma moderada dispersão, apresentam grande

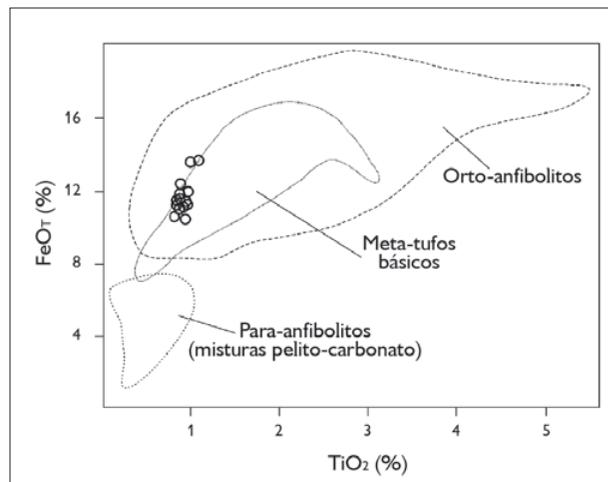


Figura 9. Diagrama  $\text{FeO}_T \times \text{TiO}_2$  discriminativo para orto- e para-anfibolitos (Peloggia & Figueiredo, 1991).

afinidade com os basaltos de ambiente intraplaca, tendo metade das amostras plotado nesse campo. Entretanto, nota-se uma melhor discriminação dessas rochas quando plotadas no diagrama de Pearce & Norry (1979; Figura 11D), principalmente por parte dos diabásios que, apesar de mostrarem uma leve dispersão, apresentam, similarmente ao diagrama anterior, tendências de basaltos intraplaca, e os anfibolitos, toleíticas de arco de ilha. O comportamento distinto destes dois conjuntos de rochas nestes diagramas é consequência do enriquecimento em Y (14,9 a 63,9 ppm) e Zr (56,1 a 236,6 ppm) nos diabásios em relação aos anfibolitos [Y (15,8 a 20,6 ppm) e Zr (40,0 a 60,4 ppm)].

Os diagramas binários de variação de óxidos de elementos maiores e de elementos-traço em função do  $\# \text{Mg}$  [ $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}_T)$ , em razão molar] evidenciam ainda mais as principais diferenças entre os litotipos estudados, onde os valores do índice de magnésio apresentam variações de 0,46-0,59 para os anfibolitos, e 0,38-0,70 para os diabásios (ver Tabela 4). Para os anfibolitos, esses valores indicam uma evolução moderada dos magmas antes da intrusão, enquanto os diabásios, que apresentam uma grande variação desses valores, mostram que seus índices mais baixos e mais altos representam valores típicos de líquidos basálticos evoluídos

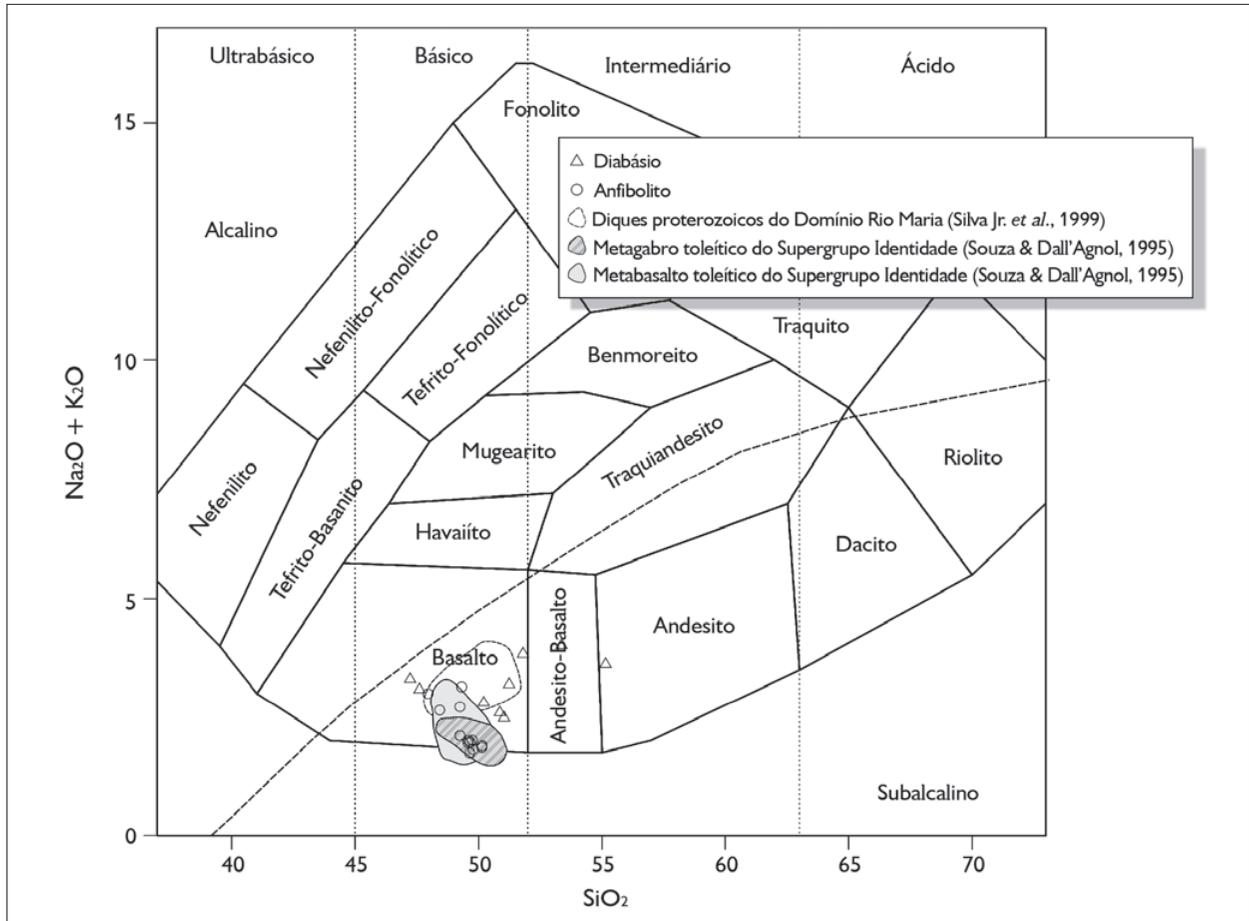


Figura 10. Diagrama de classificação geral dos litotipos estudados, de acordo com Cox *et al.* (1979).

e líquidos primários derivados de peridotitos mantélicos, respectivamente (Jaques & Green, 1979, 1980; Takahashi & Kushiro, 1983; Bossi *et al.*, 1993).

Nos diagramas da Figura 12, que representam as variações de óxidos de elementos maiores em função do #Mg, observa-se a existência de alinhamentos bem definidos tanto por parte dos anfibolitos quanto dos diabásios, embora esses últimos apresentem um arranjo ligeiramente mais disperso em alguns casos. Nesses diagramas, percebe-se um claro aumento nas concentrações de  $P_2O_5$  (0,08-0,34%),  $TiO_2$  (0,78-3,25%),  $K_2O$  (0,41-1,28%),  $Na_2O$  (1,98-2,85%) e  $MnO$  (0,15-0,25%), com a diminuição do #Mg nos diabásios, enquanto que  $Al_2O_3$  (10,86-15,54%) e  $CaO$  (7,91-10,85%) mostram correlação positiva, com o

aumento de seus teores em razão do acréscimo do #Mg nestas rochas. Adicionalmente, os *trends* mostrados pelas variações  $Al_2O_3$  e  $CaO$  *versus* #Mg sugerem a importância do fracionamento do plagioclásio e clinopiroxênio durante a cristalização do magma gerador dos diabásios, além de indicar, juntamente com  $K_2O$ , a existência de dois *trends* distintos e paralelos de evolução para os mesmos, sendo que as amostras com os valores mais elevados de #Mg (SE 60 e SE 41) representariam um líquido independente daquele formador das demais amostras. Já as correlações negativas entre  $P_2O_5$ ,  $TiO_2$ ,  $K_2O$  e  $Na_2O$  *versus* #Mg sugerem ainda que a apatita, titanita, K-feldspato e oligoclásio sódico foram provavelmente concentrados nas fases finais de diferenciação magmática dessas rochas.

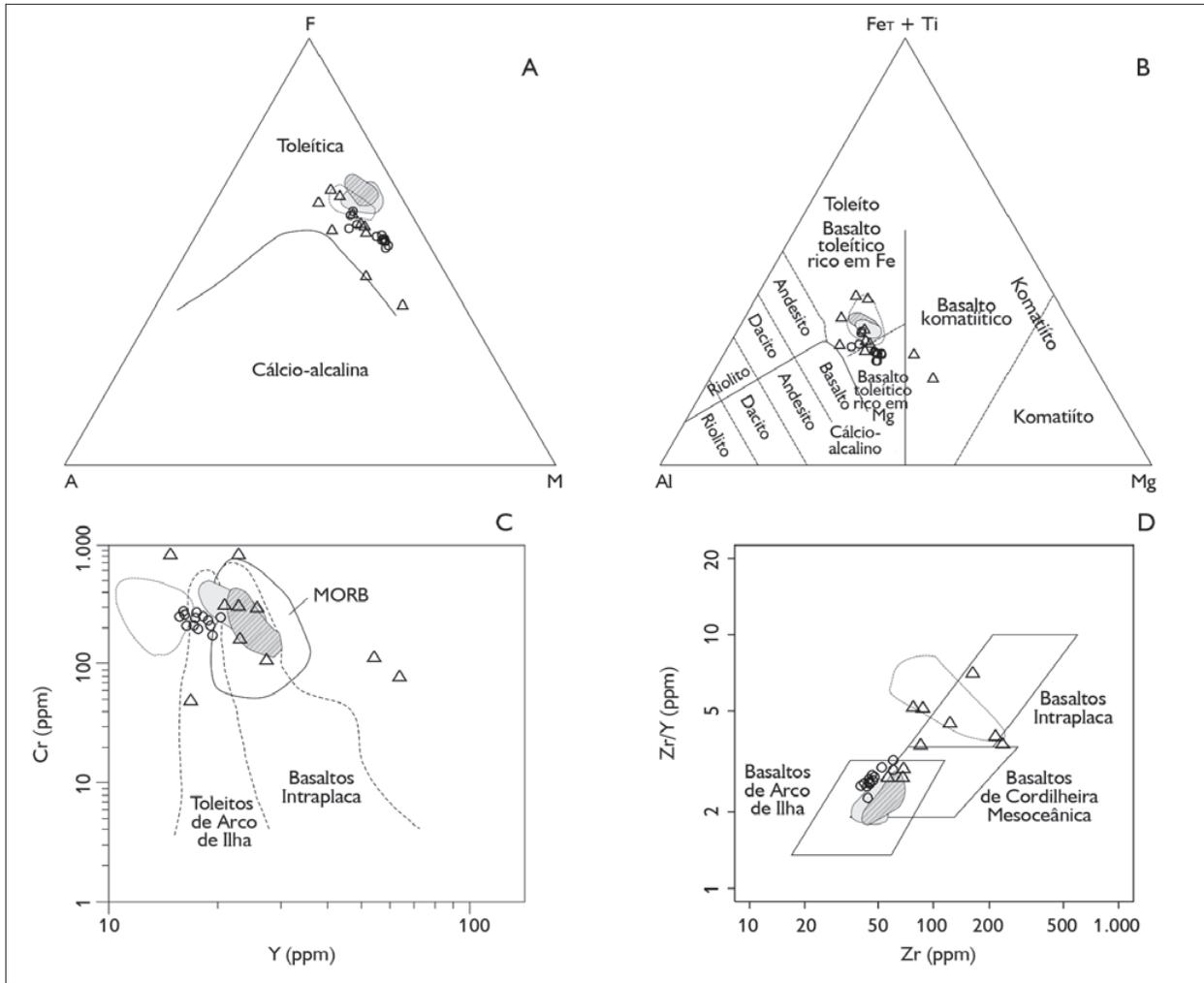


Figura 11. A) Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971); B) diagrama catiônico (Fe + 2 + Fe + 3 + Ti - Al - Mg) de Jensen (1976), mostrando o caráter toleítico dos anfibolitos e dos diques de diabásios; C) diagrama discriminante de ambiente tectônico, segundo Pearce (1982); D) diagrama discriminante de ambiente tectônico, segundo Pearce & Norry (1979). Legenda de acordo com a Figura 10.

Nos diagramas da Figura 13, onde se tem a variação de elementos-traço em função do #Mg, observa-se nas amostras de diabásio uma clara diminuição dos valores de Rb (51,7-10,8 ppm), Zr (236,6-56,1 ppm), Y (63,8-17,0 ppm), Yb (6,46-1,40 ppm), Nd (31,0-7,0 ppm) e La (20,6-5,8 ppm) com o aumento do #Mg. O comportamento incompatível destes elementos justifica a ausência de minerais acessórios crustais nestas rochas, como zircão, titanita, allanita e monazita. O comportamento das razões Rb/Sr (0,03-0,19) e Sr/Ba (0,40-1,28) reforça a ideia de que o K-feldspato foi

concentrado nos líquidos finais de diferenciação magmática, enquanto o plagioclásio foi uma importante fase fracionante. Por outro lado, a clara correlação positiva notada entre os conteúdos de Ni (20-428 ppm) e Cr (48-958 ppm) com os de #Mg – cujos teores diminuem acentuadamente até valores de ~0,50 de #Mg, atingindo conteúdos próximos a zero a partir deste – é indicativa do fracionamento de olivina durante o processo evolutivo do magma gerador dos diabásios.

O comportamento destes elementos nos diagramas das Figuras 12 e 13, de maneira geral, tende a se repetir nas

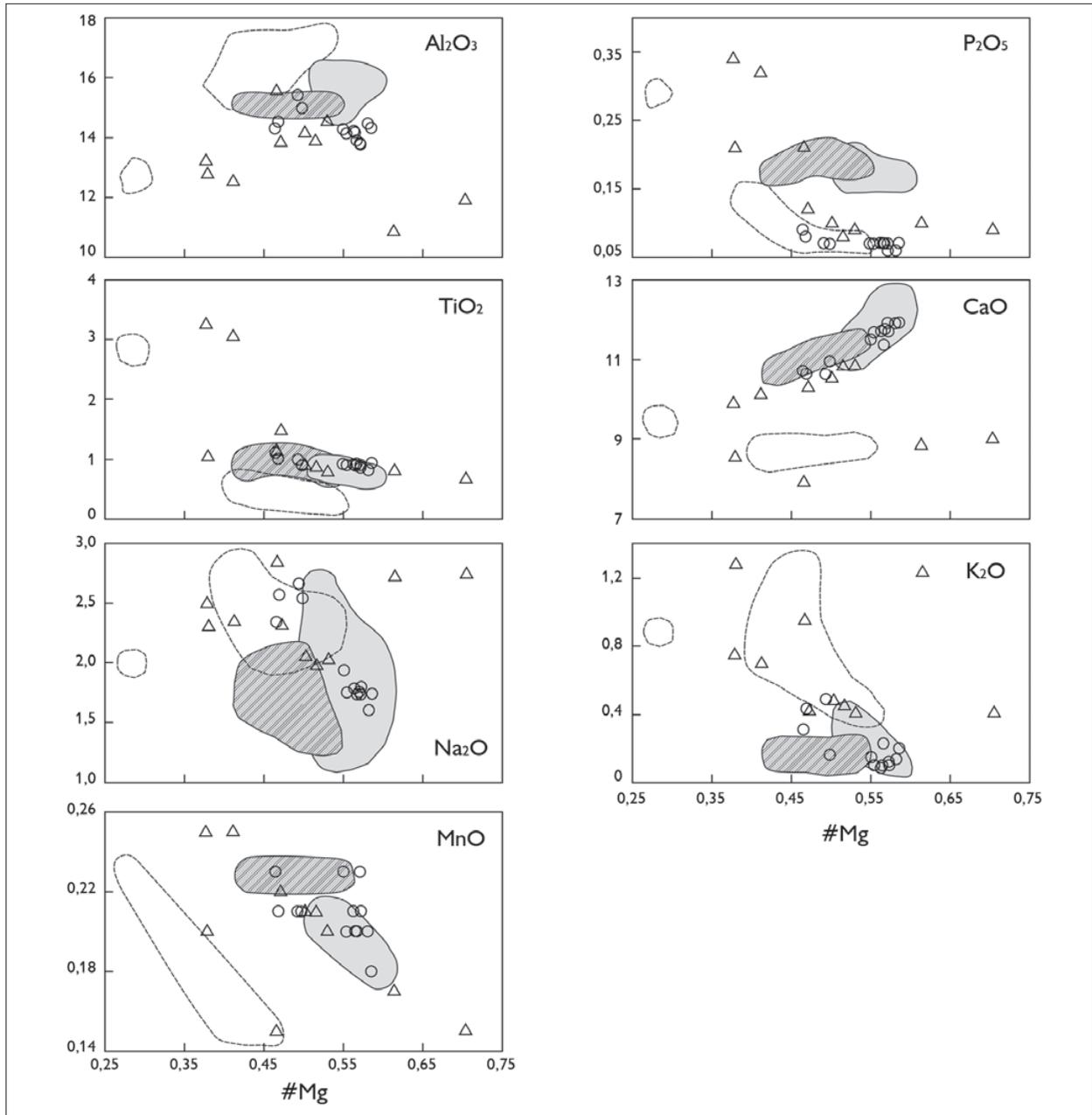


Figura 12. Diagramas de variação #Mg x óxidos dos litotipos estudados. Legenda conforme a Figura 10. Óxidos em % em peso.

amostras de anfibolito, porém com teores mais restritos e significativamente inferiores em relação aos elementos maiores e menores [TiO<sub>2</sub> (0,82-1,10%), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,06-0,09%), MnO (0,18-0,23%), K<sub>2</sub>O (0,09-0,49%) e Na<sub>2</sub>O (1,60-2,66%)] e traços [Rb (1,6-9,1 ppm), Zr (40,0-60,4 ppm),

Y (15,8-20,6 ppm), Yb (1,72-2,18 ppm), Nd (4,10-8,20 ppm), La (2,40-4,10 ppm), Ni (11-132 ppm), Cr (185-253 ppm) e Rb/Sr (0,03-0,07)], e superiores àqueles de CaO (10,62-11,93%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (13,77-15,42) e da razão Sr/Ba (1,11-4,73), encontrados nas amostras de diabásio.

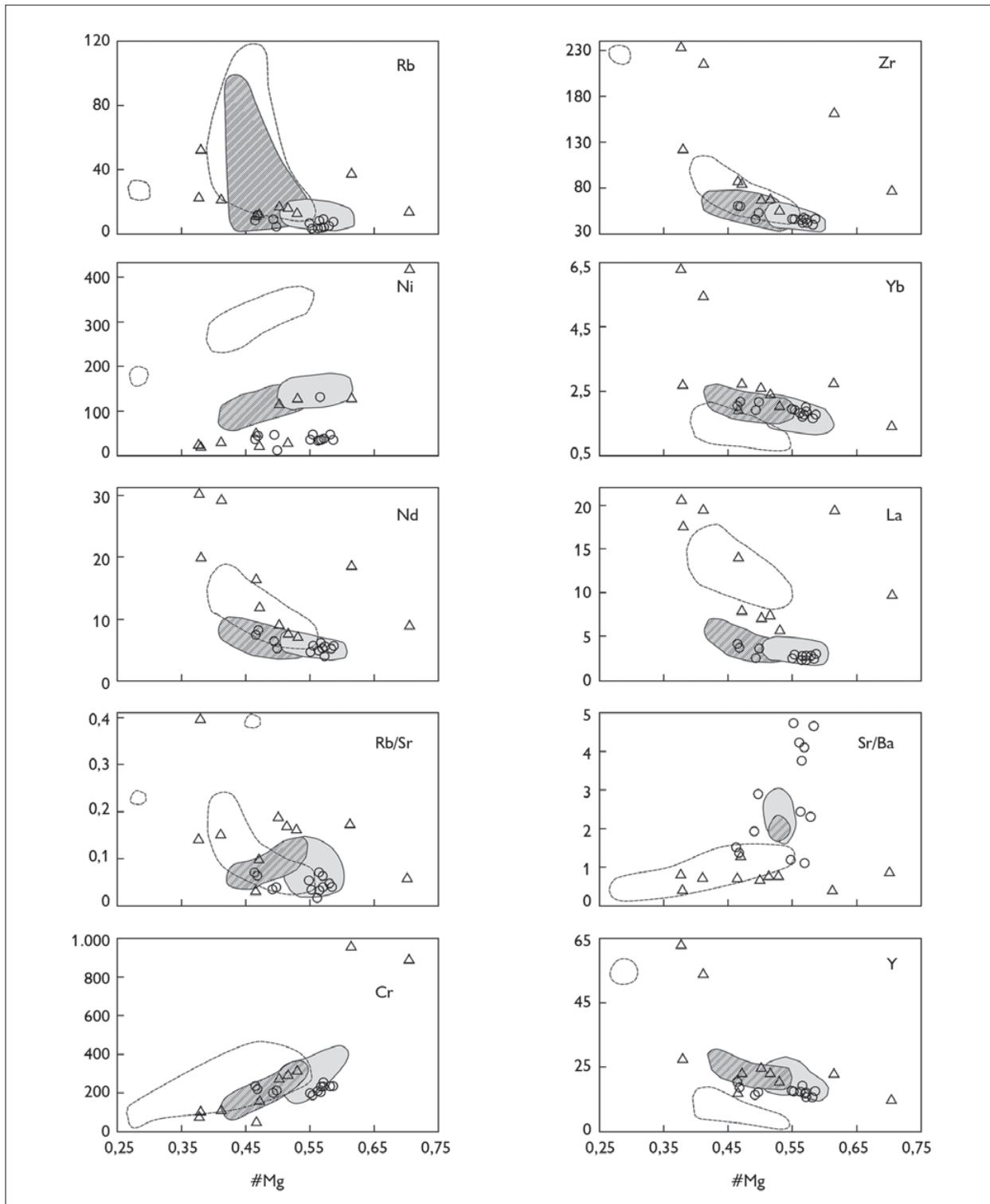


Figura 13. Diagramas de variação #Mg versus elementos-traço dos litotipos estudados. Legenda conforme a Figura 10. Elementos em ppm.



Adicionalmente, nota-se uma clara correspondência dos valores destes elementos nos anfibolitos de Nova Canadá com aqueles encontrados nos metabasaltos arqueanos da sequência *greenstone belt* do Supergrupo Andorinhas do Domínio Rio Maria. Por outro lado, aqueles atribuídos aos diabásios da área estudada diferem das rochas afins de Rio Maria, sobretudo pelo elevado #Mg, conteúdos mais altos de CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Zr e Yb, e mais baixos de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Rb e Ni.

A Figura 14 mostra o diagrama multielementar normalizado pelo manto primitivo (McDonough & Sun, 1995) para as amostras dos anfibolitos e diques de diabásio. De modo geral, nota-se que os diabásios apresentam um padrão geoquímico mais enriquecido em toda a gama de elementos, quando comparados aos anfibolitos. Observa-se, nesse diagrama, que os anfibolitos apresentam concentrações mais baixas de elementos litófilos de raio grande (K, Rb e Ba), quando comparados aos diabásios, sendo que, para os valores dos elementos Ti, Y e Yb, ocorre uma sobreposição entre ambos os litotipos. É importante destacar que a pronunciada anomalia negativa de Nb apresentada pelos diabásios, que é ausente nos anfibolitos, é típica da maioria dos basaltos toleíticos continentais (Weaver & Tarney, 1985), e considerada como consequência de uma fase residual rica em Nb durante o processo de fusão parcial ou, ainda, como resultante de contaminação crustal (Wilson, 1989). Outra importante anomalia pronunciada presente nesses litotipos é a de Sr, sendo negativa nos diabásios e positiva nos anfibolitos. No caso dos diabásios, a anomalia negativa de Sr pode ser explicada pelo baixo grau de fusão da fonte mantélica do magma, que normalmente é enriquecida nesse elemento, e/ou pelo fracionamento do plagioclásio. Já no caso dos anfibolitos, a significativa anomalia positiva de Sr, combinada com a ausência de anomalia de Eu, sugere que o plagioclásio não foi uma fase importante no processo de fracionamento magmático, o que é corroborado pelas altas razões Sr/Ba nestas rochas. Os padrões observados neste diagrama

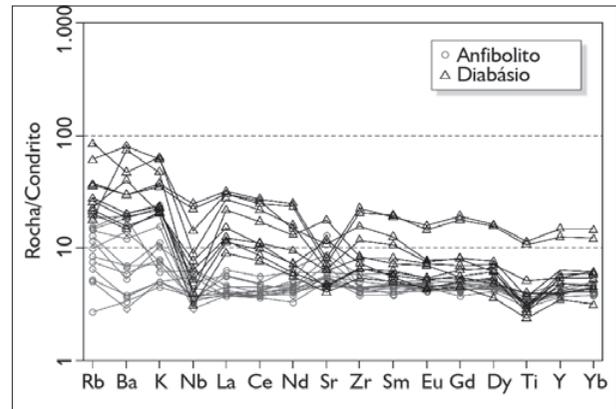


Figura 14. Diagrama multielementar, normalizado pelo manto primitivo (McDonough & Sun, 1995), para os litotipos estudados.

multielementar e o comportamento dos LILE (K, Rb, Ba e Sr), aliados aos baixos teores de HFSE (Zr, Ti, Nb, P), são muito semelhantes aos de basaltos toleíticos intraplaca (Wilson, 1989).

O diagrama de elementos terras raras (ETR), normalizados para os valores do condrito segundo Boynton (1984), apresentado na Figura 15A, evidencia que os diques de diabásios mostram-se moderadamente fracionados e enriquecidos em elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos terras raras pesados [ETRP;  $[(La/Yb)_N = 1,87-4,97; (La/Sm)_N = 1,54-3,04; (Gd/Yb)_N = 1,02-1,43]$ , além de uma discreta anomalia negativa de Eu ( $Eu/Eu^* = 0,76-1,10$ ). Por outro lado, os anfibolitos apresentam um padrão horizontalizado, com discreto fracionamento de ETR [ $[(La/Yb)_N = 0,86-1,35; (La/Sm)_N = 0,74-1,20; (Gd/Yb)_N = 0,91-1,29]$ , além da ausência de anomalia de Eu [ $[(Eu/Eu^*)_N = 0,96-1,17]$ . Quando comparados entre si, os diabásios são mais enriquecidos em ETRL em relação aos anfibolitos. No entanto, no que concerne aos ETRP, há uma sobreposição entre ambos os litotipos, exceto duas amostras representadas pelos diabásios, as quais evidenciam ser mais enriquecidas nesses elementos.

O padrão de ETR dos litotipos também foi comparado aos basaltos empobrecidos e enriquecidos de cadeia meso-oceânica (N-MORB e E-MORB, respectivamente) e

aos basaltos de ilha oceânica (OIB; Figura 15B). Nota-se que os diques de diabásio apresentam um padrão semelhante ao dos OIB, representados por amostras desse litotipo enriquecidas em ETRL e, à medida que os valores de ETRL desse grupo diminuem, os mesmos tendem a apresentar um padrão semelhante aos E-MORB. Já os anfibólitos, por apresentarem um discreto fracionamento de ETR, mostram-se semelhantes aos N-MORB, com um padrão horizontalizado de ETRP, que sugere derivação de uma fonte mantélica primitiva em profundidades rasas para essas rochas (campo espinélio-lherzolito), na ausência de granada na mineralogia da fonte. Os padrões de ETR normalizados para o manto primitivo/condrito dos anfibólitos e diabásios de Nova Canadá (Figura 15A), bem como a abundância e distribuição de seus elementos maiores e traço, conforme mostrado nos diversos diagramas geoquímicos discutidos anteriormente, são semelhantes àqueles observados nas rochas metavulcânicas máficas dos *greenstone belts* arqueanos (Supergrupo Andorinhas) e diabásios proterozoicos do Domínio Rio Maria da Província Carajás, respectivamente (Figura 15B).

## DISCUSSÃO

### CONDIÇÕES DE TEMPERATURA E DE PRESSÃO

Com o objetivo de investigar as condições de temperatura e de pressão a que essas rochas foram submetidas durante a cristalização, foram utilizados geotermômetros e geobarômetros empíricos e experimentais. Para estimar a temperatura de cristalização, foi utilizado o tetraedro de Lindsley (1983), com base em dados de química mineral do piroxênio. A pressão foi estimada utilizando o diagrama  $Fe/(Fe + Mg) \times Al_4$  de anfibólitos, baseado em Anderson & Smith (1995), mostrando os possíveis intervalos de pressão de cristalização desse mineral. Diferentemente dos diques de diabásio, que apresentam anfibólio primário e piroxênio em sua composição, os anfibólitos, por se tratarem de rochas que foram submetidas ao metamorfismo e apresentarem uma mineralogia diferente de seu protólito ígneo, não poderiam ter sua temperatura e pressão estimadas por meio desses diagramas. Sendo assim, a utilização de tais diagramas ficou restrita apenas às rochas dos diques de diabásio.

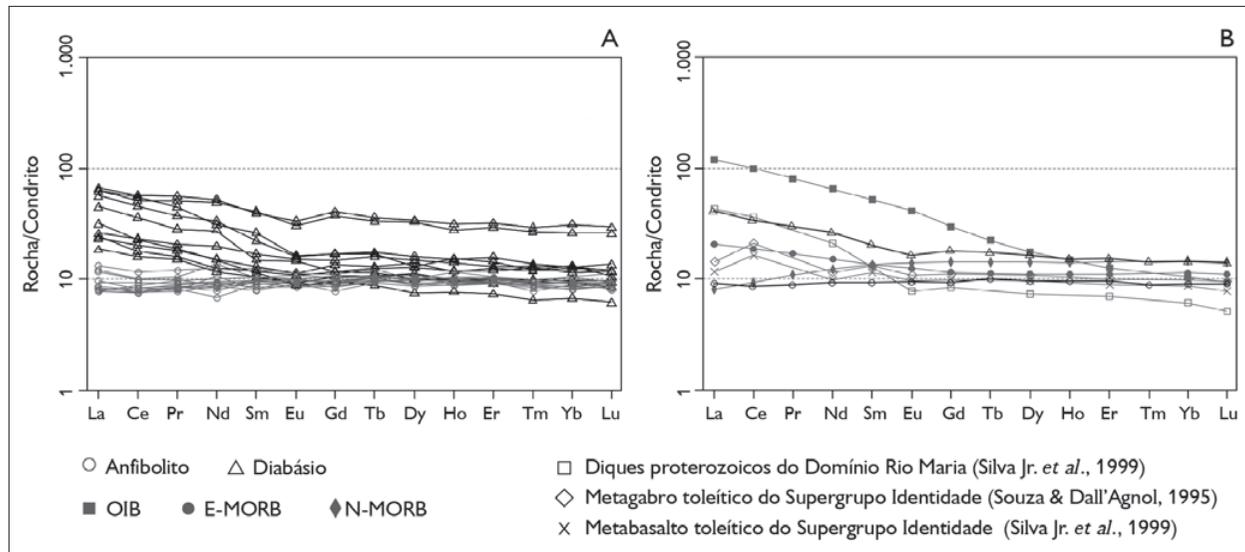


Figura 15. A) Diagrama de elementos terras raras (ETR) para os litotipos estudados, normalizado para os valores do condrito segundo Boynton (1984); B) diagrama ETR sintetizando a média dos diques de diabásio e anfibólitos de Nova Canadá, dos diques de diabásio de Rio Maria (Silva Jr. *et al.*, 1999), dos metagabros e metabasaltos toleíticos da sequência *greenstone belt* de Identidade (Souza & Dall'Agnol, 1995), e dos padrões OIB, E-MORB e N-MORB, normalizados para os valores do condrito segundo Boynton (1984).

Os resultados obtidos por meio do tetraedro de Lindsley (1983; Figura 16) indicam temperaturas entre 1.200 e 1.100 °C (para 1 kbar), que são características de cristalização de basaltos. Em relação à pressão, os diques de diabásio teriam cristalizado a pressões relativamente baixas, entre 1 e 3 kbar, de acordo com o diagrama Fe/(Fe + Mg) × Al<sub>t</sub> para anfibólios (Anderson & Smith, 1995; Figura 17), apesar de uma amostra apresentar um valor bem inferior a esses.

Adicionalmente, a coexistência de titanomagnetita e ilmenita primária fornece indicadores da temperatura de cristalização para rochas vulcânicas (Carmichael, 1967; René, 2008). Para estimar as temperaturas de cristalização dos diques de diabásio de Nova Canadá, utilizaram-se as composições dos pares titanomagnetita-ilmenita (Tabela 3), uma vez que ambas cristalizaram em equilíbrio em estágios iniciais da evolução magmática. Suas composições foram utilizadas no geotermômetro magnetita-ilmenita de Spencer & Lindsley (1981), através do software ILMAT, de Lepage (2003), o qual revelou temperatura de cristalização de 1.112 °C para estas rochas (ver Tabela 3).

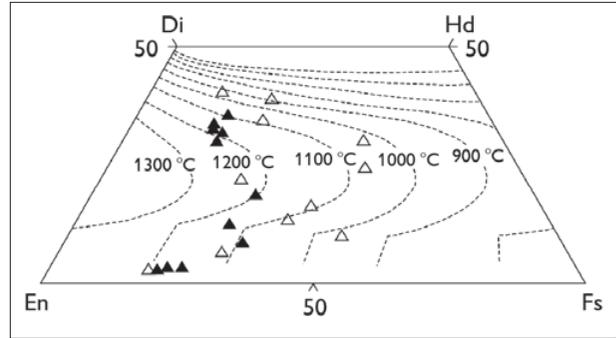


Figura 16. Diagrama Di-Hd-En-Fs de Lindsley (1983) para estimar a possível temperatura de cristalização dos piroxênios. No caso dos diques de diabásio de Nova Canadá, os valores situam-se entre 1.200 e 1.100 °C (núcleo). Legendas: núcleo = triângulo preenchido; borda = triângulo vazado; Di = diopsídeo; Hd = hedenberguítia; En = enstatita; Fs = ferrossilita.

A composição do par de óxidos que forneceu tais condições de temperatura apresenta comportamento diferente dos demais pares, apontando um enriquecimento de moléculas de hematita e ulvoespínélio nos cristais de ilmenita e magnetita, respectivamente. Para os demais pares de óxidos, que apresentam composições de ilmenita e magnetita próximas de seus membros finais,

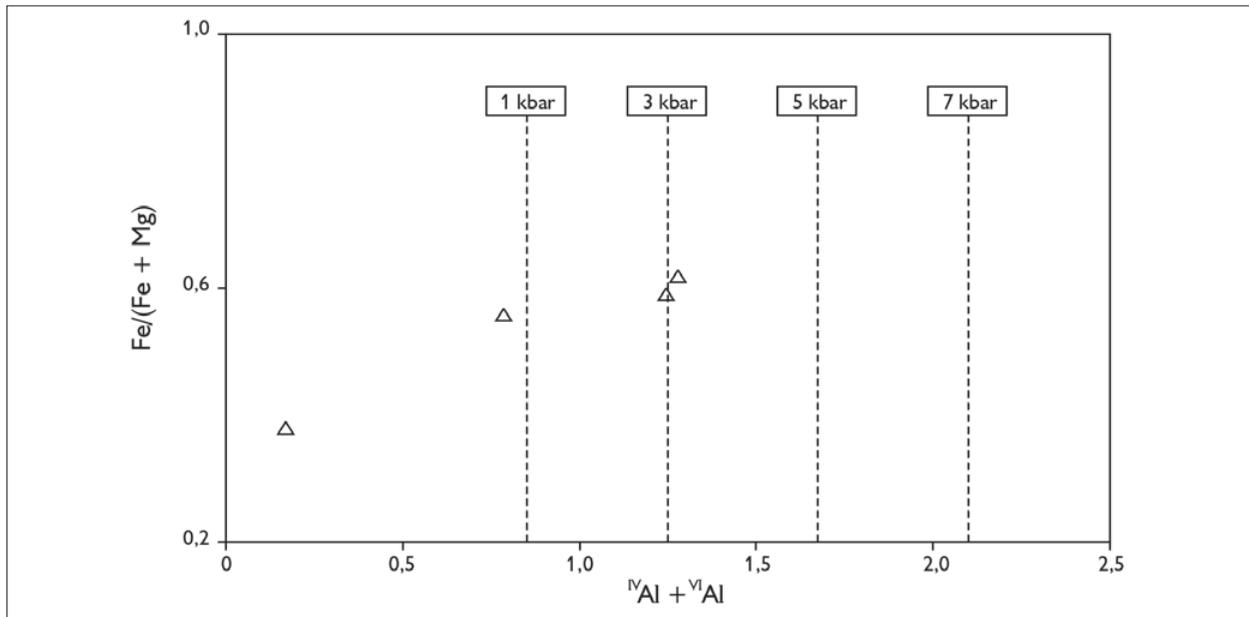


Figura 17. Diagrama Fe/(Fe + Mg) × Al<sub>t</sub> de anfibólios (Anderson & Smith, 1995), mostrando os possíveis intervalos de pressão de cristalização de anfibólios dos diques de diabásio de Nova Canadá.

verificaram-se condições de temperatura entre 755 e 687 °C, evidenciando condições de reequilíbrio desses óxidos.

### INVESTIGAÇÃO DA FONTE MANTÉLICA (RAZÕES ENTRE ELEMENTOS HFS)

Inúmeros trabalhos utilizaram as razões entre elementos HFS (de alto campo de força) ( $Nb/Th$ ,  $Zr/Nb$ ,  $Zr/Y$  e  $Nb/Y$ ) para caracterizar domínios mantélicos isotopicamente distintos em rochas vulcânicas máficas (por exemplo, Weaver, 1991; Hart *et al.*, 1992; Fitton *et al.*, 1997; Baksi, 2001; Condie, 2003, 2005; Leal *et al.*, 2008). Como estes elementos são altamente incompatíveis em magmas máficos, suas razões no processo de fusão permanecem relativamente constantes e podem indicar heterogeneidade mantélica. No diagrama que utiliza as razões  $Nb/Y$  versus  $Zr/Y$  (Figura 18A), fontes derivadas de plumas são diferenciadas de fontes não pluma (manto empobrecido e magmas de arco vulcânico). Neste diagrama, as amostras das rochas máficas e metamáficas de Nova Canadá incidem ao longo ou próximo da linha divisória entre fontes mantélicas derivadas de pluma e não

pluma, sendo que aquelas representativas dos anfíbolitos concentram-se próximo ao campo (média) do manto primitivo (PM), com indicações de mistura entre PM e o manto empobrecido em profundidades rasas (DM), similarmente ao que é definido por rochas pertencentes às sequências *greenstone belt* arqueanas (ver Figura 18A). Já os diabásios podem ser divididos em dois grupos: o primeiro com baixas razões  $Zr/Y$  e  $Nb/Y$ , e o segundo com valores relativamente elevados destas razões. As amostras DMG 4, DMG 5 e ADK 43, pertencentes ao primeiro grupo, possuem razões próximas daquelas definidas pelos anfíbolitos, e aquelas inseridas no segundo grupo podem representar diferentes graus de mistura entre o PM e uma fonte mantélica enriquecida (EM/EN), possuindo, no entanto, contribuição mais significativa de EM, onde raras amostras plotam no campo de fonte pluma. Neste contexto, EM representaria porções do manto enriquecido pela adição de litosfera oceânica subductada e/ou litosfera subcontinental junto com sedimentos crustais.

Similarmente ao que foi discutido anteriormente, no diagrama  $Zr/Nb$  versus  $Nb/Th$  (Figura 18B), a maioria

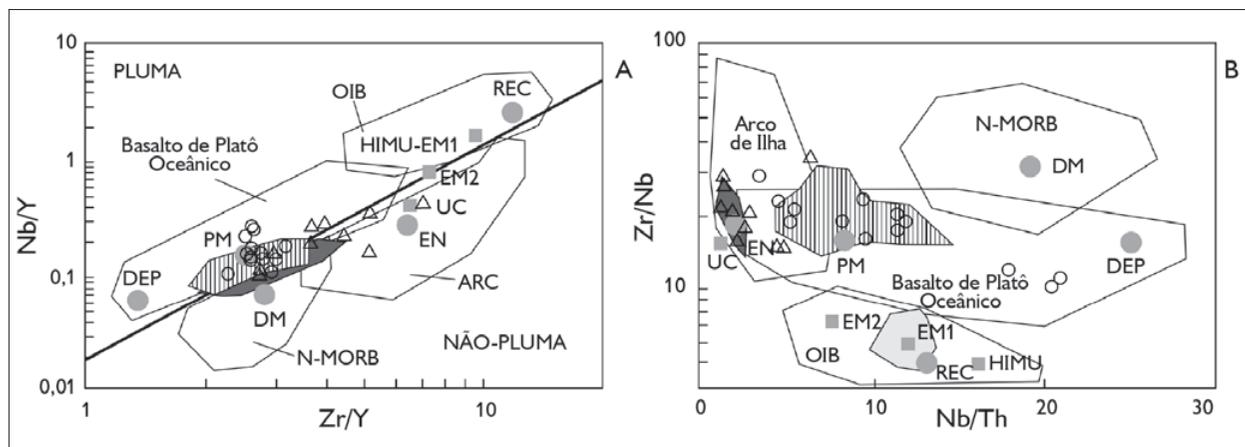


Figura 18. Inferência da(s) fonte(s) das rochas máficas de Nova Canadá utilizando diagramas de variação: A)  $Zr/Y$  versus  $Nb/Y$ ; B)  $Nb/Th$  versus  $Zr/Nb$ . Nestas figuras, são mostrados campos de fontes mantélicas de basaltos associados a diversos ambientes tectônicos (Condie, 2005). Legendas: triângulo vazado = diques de diabásio de Nova Canadá; círculo vazado = anfíbolitos de Nova Canadá; UC = crosta continental superior; PM = manto primitivo; DM = manto empobrecido raso; HIMU = alto  $\mu U$  (fonte U/Pb); EM1 e EM2 = fontes mantélicas enriquecidas; ARC = basaltos de arco; DEP = fonte mantélica empobrecida profunda; EN = componentes enriquecidos; REC = componentes reciclados. Dados de alguns *greenstone belts* arqueanos são mostrados para comparação: Província Superior do Canadá (campo com linhas verticais; Condie, 2003); Província Báltica e Yilgarn (campo cinza escuro; Condie, 2003); *greenstone belts* Norseman, Boston Township e Steep Rock Late (campo cinza claro; Condie, 2003).

das amostras de anfibolito plota próximo da média PM e coincide com o campo definido pelas metavulcânicas arqueanas da Província Superior do Canadá, enquanto três amostras incidem no campo dos basaltos de platôs oceânicos. Por outro lado, os diabásios mostram evidências de terem sido derivados apenas de fonte tipo EN/EM, com contribuições menos significativas do PM.

Condie (2005) sugere a inexistência de manto geoquimicamente empobrecido em tempos arqueanos, devido à reciclagem e mistura com frações significativas de componentes enriquecidos. Entretanto, os dados apresentados para os anfibolitos de Nova Canadá atribuem a formação de seus magmas parentais a partir da fusão parcial do manto empobrecido – metabasaltos das sequências *greenstone belt* da Província Superior do Canadá e do Domínio Rio Maria da Província Carajás foram provavelmente derivados de reservatórios mantélicos empobrecidos em profundidades relativamente rasas (Polat *et al.*, 1999; Souza *et al.*, 2001). Por outro lado, os dados químicos relativos aos diabásios (pós-arqueanos) podem mostrar evidências de mistura entre componentes EM e DM (Figura 18A) que, da mesma forma que os padrões ETR (Figura 15B), sugerem mistura de componentes OIB com componentes mantélicos depletados. Isso vem a ser possível se plumas (fonte de OIB), durante sua ascensão, incorporarem porções de material mantélico depletados de fonte rasa. Entretanto, apesar dos diagramas apresentados e analisados neste trabalho permitirem identificar e caracterizar reservatórios mantélicos, pode ser ainda mais significativo e convincente se houver complementação com dados isotópicos.

## CONCLUSÕES

Neste trabalho, foram apresentados os primeiros registros das rochas formadoras dos diques máficos e corpos anfibolíticos na porção sul do Domínio Carajás. As diferenças entre estes litotipos (diabásios/anfibolitos) são marcantes sob variados aspectos: (i) textural – isotrópico (intergranular e subofítica)/textura nematoblástica

(milonítica) a granoblástica; (ii) mineralógico – plagioclásio (labradorita<sub>núcleo</sub> - andesina-Ca<sub>borda</sub>) + piroxênio (augita, pigeonita e enstatita) + anfibólio (Fe-hornblenda) + (titano) magnetita + ilmenita ± olivina/plagioclásio (oligoclásio-Ca, andesina-Na e labradorita) + anfibólio (Mg-hornblenda) + ilmenita + titanita + biotita ± tremolita-actinolita; (iii) geoquímico – razões La/Yb moderadas, anomalias negativas de Eu, Sr e Nb, enriquecimento relativo em LILE e HFSE/baixas razões La/Yb, anomalias de Eu e Nb ausentes e positivas de Sr, e maior empobrecimento em elementos incompatíveis, HFSE e ETRL; e (iv) estrutural – orientações N-S e NE-SW, discordantes com o padrão deformacional regional/orientação NW-SE, concordante com as principais feições estruturais da área.

Os dados geoquímicos obtidos para estas rochas mostraram que elas possuem composição basáltica de natureza subcalina, com os diques de diabásio sendo do tipo toleítico rico em Fe, gerados em ambiente tectônico correspondente à intraplaca continental, com temperaturas de cristalização entre 1.200 e 1.100 °C. Para estas rochas, o espectro multielementos mostra uma pronunciada anomalia negativa de Nb, típica da maioria dos basaltos toleíticos continentais, além de uma anomalia negativa de Sr, que pode ser explicada pelo baixo grau de fusão da fonte mantélica e/ou pelo fracionamento do plagioclásio. Isto é condizente com os comportamentos de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO e das razões Sr/Ba com o #Mg, os quais sugerem um *trend* de fracionamento do plagioclásio, e com a discreta anomalia negativa de Eu presente nestas rochas. As variações de elementos-traço com o #Mg, em particular com Ni e Cr, sugerem ainda que a cristalização de olivina, orto e clinopiroxênio também foi uma fase importante no fracionamento magmático nos diabásios. Já nos anfibolitos, destaca-se uma significativa anomalia positiva de Sr, que, combinada com a ausente anomalia de Eu, é indicativa de que o plagioclásio não foi uma fase importante no processo de fracionamento magmático.

Estes dados, aliados àqueles apresentados pelos padrões de ETR, sugerem que estas rochas não são cogenéticas. As razões entre os HFSE sugerem que o

magma primitivo das rochas formadoras dos diabásios foi derivado de um reservatório mantélico enriquecido e/ou da mistura entre reservatórios enriquecidos e empobrecidos, provavelmente com a presença de componentes OIB. Nesse sentido, Rivalenti *et al.* (1998) atribuem fontes mantélicas metassomatizadas (N-MORB + fusão de eclogito) para a formação de diques máficos de baixo Ti da porção norte da Província Carajás, resultando em padrões enriquecidos em LILE e ETRL. A pronunciada anomalia negativa de Nb, assim como os baixos conteúdos de  $TiO_2$  (geralmente  $< 1,5\%$ ), também evidentes nos diabásios de Nova Canadá, podem ser atribuídos à retenção do rutilo no processo de fusão parcial, uma vez que o coeficiente de partição do Nb para esta fase é elevado em sistemas mantélicos (Rapp *et al.*, 1991). Por outro lado, a uniformidade composicional mostrada pelos anfíbolitos sugere que os mesmos derivaram de uma mesma fonte, a partir de um grau de fusão parcial compatível com a geração de magmas toleíticos em ambiente de arco de ilha. Este padrão geoquímico é semelhante aos das rochas metavulcânicas de sequências *greenstone belts*, em especial daquelas do Domínio Rio Maria, da Província Carajás. As razões entre HFSE apontam para os anfíbolitos de Nova Canadá, uma fonte primitiva/empobrecida, cujos padrões horizontalizados dos ETRP e as baixas razões La/Yb indicam que a fusão mantélica ocorreu em profundidades relativamente rasas, na ausência de granada na fonte.

Os eventos compressivos de sentido NNE-SSW assinalados por Araújo & Maia (1991) no Domínio Carajás são aqui entendidos como responsáveis pelo desenvolvimento das extensas zonas de cisalhamento transcorrentes (ZCT) de movimentação sinistral, assim como aquelas subordinadas de movimentação dextral, instaladas na área de Nova Canadá (ver Figura 1B), as quais formam pares conjugados e simétricos em relação ao *stress* compressional máximo horizontal ( $\sigma_1$ ). Estas teriam se formado em condições reológicas de crosta intermediária (mesozona), em virtude de seu caráter de tendência dúctil observado em campo. Dessa forma, a partir das

coincidências entre as direções das zonas de cisalhamento e dos corpos de anfíbolito, os quais podem atingir até cerca de 20 km de extensão, é razoável inferir que o magma que os originou se alojou sintectonicamente nas porções transtensionais das zonas transcorrentes sinistras e, após a sua consolidação (estágio *subsolidus*), foram metamorfisados em função da contínua movimentação horizontal ao longo das zonas cisalhantes, originando aspectos miloníticos (*sheared margins*) nas bordas destes corpos. Tais aspectos deformacionais descartam qualquer possibilidade de que essas rochas sejam de períodos pós-arqueanos, pois assinalam a atuação de esforços compressivos no neoarqueano e que condicionaram o alojamento dos granitoides sintectônicos mais jovens do Domínio Carajás.

O metamorfismo de caráter dinâmico sofrido por estes corpos máficos, em condições ainda de crosta dúctil, foi responsável pela recristalização da mineralogia original e pela ocorrência de reações metamórficas, com o auxílio de fluidos hidrotermais. Entre estas reações, destaca-se a transformação generalizada da augita em hornblenda rica em Mg (metamorfismo progressivo). A ausência de granada como subproduto desta reação envolvendo plagioclásio, a qual indicaria a atuação de metamorfismo de fácies anfíbolito alto (Winkler, 1976; Yardley, 1989), evidencia condições de pressão e temperatura intermediárias para o metamorfismo atuante nestas rochas. Transformações em temperaturas decrescentes de metamorfismo (regressivo) são responsáveis pela formação de sericita + epidoto  $\pm$  carbonato, a partir do processo de descalcificação do plagioclásio, bem como pela formação de tremolita-actinolita em certas amostras à custa de augita primária remanescente em fácies xisto verde.

Por sua vez, a formação dos diques de diabásio retrata um evento magmático fissural relacionado aos processos de extensão e ruptura crustal em períodos pós-arqueanos. Essa afirmação é corroborada por dados referentes à expressiva anomalia negativa de Nb mostrada no espectro de multielementos, ao caráter exclusivamente

isotrópico desses diques, bem como pela orientação discordante dos mesmos com o padrão deformacional regional. Sendo assim, o(s) processo(s) de formação/colocação desses diques pode(m) estar relacionado(s) a pelo menos três episódios de distensão crustal já relatados na Província Carajás: (i) formação de granitos tipo A e diques paleoproterozoicos do Domínio Rio Maria (1,88 Ga; Dall'Agnol *et al.*, 2005; Oliveira *et al.*, 2008); (ii) amalgamação da Amazônia Oriental e África Ocidental (Gondwana) entre 540 e 520 Ma (M. A. Teixeira, M. A. Hamilton, R. E. Ernst e V. A. V. Girardi, comunicação pessoal, 2012); e (iii) abertura do Oceano Atlântico há 200 Ma (M. A. Teixeira, M. A. Hamilton, R. E. Ernst e V. A. V. Girardi, comunicação pessoal, 2012).

A partir do que foi apresentado anteriormente, a obtenção de dados geocronológicos em estudos futuros torna-se indispensável para uma discussão mais ampla sobre o contexto geotectônico em que tais diques foram gerados, assim como aqueles referentes a isótopos de Nd e Sr, e de modelamento geoquímico, para o entendimento mais profundo sobre a origem/fonte dos diabásios e anfíbolitos, e na avaliação da heterogeneidade e dinâmica do manto em Carajás.

## REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M., Y. HASUI, B. B. BRITO NEVES & R. A. FUCK, 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-Science Reviews** 17(1-2): 1-29.
- ANDERSON, J. L. & D. R. SMITH, 1995. The effects of temperature and  $fO_2$  on the Al-in-hornblende barometer. **American Mineralogist** 80: 549-559.
- ARAÚJO, O. J. B. & R. G. N. MAIA, 1991. **Folha Serra dos Carajás: Folha SB-22-Z-A. Relatório Final: 1-136.** CPRM, Rio de Janeiro.
- AVELAR, V. G., 1996. **Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia Oriental:** 1-149. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Universidade Federal do Pará, Belém.
- BAKSI, A. K., 2001. Search for a deep mantle component in mafic lava using a Nb-Y-Zr plot. **Canadian Journal of Earth Sciences** 38(5): 813-824.
- BESWICK, A. E., 1982. Some geochemical aspects of alteration and genetic relations in komatiitic suites. In: N. T. ARNDT & R. W. NESBITT (Eds.): **Komatiites:** 283-308. George Allen and Unwin, London.
- BOSSI, J., N. CAMPAL, L. CIVETTA, G. DEMARCHI, V. A. V. GIRARDI, M. MAZZUCHELLI, L. NEGRINI, G. RIVALENTI, A. R. S. FRAGOSO CESAR, S. SINIGOI, W. TEIXEIRA, E. M. PICCIRILLO & M. MOLESINI, 1993. Early proterozoic dike swarms from western Uruguay: geochemistry, Sr-Nd isotopes and petrogenesis. **Chemical Geology** 106(3-4): 263-277.
- BOYNTON, W. V., 1984. Cosmochemistry of the rare-earth elements: meteorite studies. In: P. HENDERSON (Ed.): **Rare-earth elements geochemistry:** 63-114. Elsevier, Amsterdam.
- CADMAN, A., J. TARNEY & R. G. PARK, 1990. Intrusion and crystallization features in proterozoic dyke swarms. In: A. J. PARKER, P. C. RICKWOOD & D. H. TUCKER (Eds.): **Mafic dykes and emplacement mechanisms:** 13-24. A. A. Balkema, Rotterdam.
- CARMICHAEL, I. S. E., 1967. The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. **Contributions to Mineralogy and Petrology** 14(1): 36-64.
- CHAVES, A. O., 2011. O enxame de diques de anfíbolito do Cráton São Francisco meridional. **Revista Brasileira de Geociências** 41(3): 509-524.
- CONDIE, K. C., 2003. Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: tracking deep mantle sources and continental growth rates with time. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems** 4(1): 1-28.
- CONDIE, K. C., 2005. High field strength ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? **Lithos** 79(3-4): 491-504.
- COX, K. G., J. D. BELL & R. J. PANKHURST, 1979. **The interpretation of igneous rocks:** 1-450. Allen & Unwin, London.
- DALL'AGNOL, R., Z. S. SOUZA, F. J. ALTHOFF, C. E. M. BARROS, A. A. S. LEITE & X. S. JORGE JOÃO, 1997. General aspects of the granite genesis of the Carajás metallogenic province. **Extended Abstracts of the International Symposium on Granites and Associated Mineralizations** 1: 135-161.
- DALL'AGNOL, R., N. P. TEIXEIRA, O. T. RÄMÖ, C. A. V. MOURA, M. J. B. MACAMBIRA & D. C. OLIVEIRA, 2005. Petrogenesis of the paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil. **Lithos** 80(1-4): 101-129.
- DALL'AGNOL, R., D. C. OLIVEIRA, F. V. GUIMARÃES, E. O. GABRIEL, G. R. L. FEIO, C. N. LAMARÃO, F. J. ALTHOFF, P. A. SANTOS, M. F. B. TEIXEIRA, A. C. SILVA, D. S. RODRIGUES, M. J. P. SANTOS, C. R. P. SILVA, R. D. SANTOS & P. J. L. SANTOS, 2013. Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás – implicações para a evolução arqueana da Província Carajás – Pará. **Anais do Simpósio de Geologia da Amazônia** 13: 1-4. Disponível em: <<http://13sga.sbg-no.org.br/arquivos/cd/pdf/WS4/14.pdf>>. Acesso em: 20 Janeiro 2014.

- FEIO, G. R. L., R. DALL'AGNOL, E. L. DANTAS, M. J. B. MACAMBIRA, J. O. S. SANTOS, F. J. ALTHOFF & J. E. B. SOARES, 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: implication for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. **Precambrian Research** 227: 157-185.
- FERREIRA FILHO, C. F., F. CANÇADO, C. CORREA, E. M. B. MACAMBIRA, L. SIEPIERSKI & T. C. JUNQUEIRA-BROD, 2007. Mineralizações estratiformes de EGP-Ni associadas a complexos acamadados em Carajás: os exemplos de Luanga e Serra da Onça. In: L. T. ROSA-COSTA, E. L. KLEIN & E. P. VIGLIO (Orgs.): **Contribuições à Geologia da Amazônia** 5: 1-14. Publitec Gráfica & Editora, Belém.
- FITTON, J. G., A. D. SAUNDERS, M. J. NORRY, B. S. HARDARSON & R. N. TAYLOR, 1997. Thermal and chemical structure of the Iceland plume. **Earth and Planetary Science Letters** 153(3-4): 197-208.
- GABRIEL, E. O., 2012. **Geologia, geoquímica e petrologia magnética dos granitoides Arqueanos da porção nordeste de Água Azul do Norte – Província Carajás**: 1-117. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Universidade Federal do Pará, Belém.
- GASTAL, M. C. P., 1988. Magmatismo ácido-intermediário do Proterozóico Médio da região de Rio Maria, SE do Pará: discussão quanto à tipologia. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia** 35: 1147-1163.
- HANMER, S., F. MENGEL, J. CONNELLY & J. V. GOLL, 1997. Significance of crustal-scale shear zones and synkinematic mafic dikes in the Nagssugtoqidian orogeny, SW Greenland: a re-examination. **Journal of Structural Geology** 19(1): 59-75.
- HART, S. R., E. H. HAURI, L. A. OSCHMANN & J. A. WHITEHEAD, 1992. Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence. **Science** 256(5056): 517-520.
- HIRATA, W. K., J. C. RIGON, K. KADEKARU, A. A. C. CORDEIRO & E. M. MEIRELES, 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. **Anais do Simpósio de Geologia da Amazônia** 1: 100-110.
- IRVINE, T. N. & W. R. A. BARAGAR, 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences** 8(5): 523-548.
- JAQUES, A. L. & D. H. GREEN, 1979. Determination of liquid compositions in high-pressure melting of peridotite. **American Mineralogist** 64: 1312-1321.
- JAQUES, A. L. & D. H. GREEN, 1980. Anhydrous melting of peridotite at 0-15 Kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. **Contributions to Mineralogy and Petrology** 73(3): 287-310.
- JENSEN, L. S., 1976. A new cationic plot for classifying subalkaline volcanic rocks. **Ontario Division of Mines, Miscellaneous Paper** 66: 1-22.
- JORGE JOÃO, X. S., A. P. NEVES & J. W. L. LEAL, 1982. Ouro da Serra Pelada: aspectos da geologia e garimpagem. **Anais do Simpósio de Geologia da Amazônia** 1: 52-62.
- LAFON, J. M., M. J. B. MACAMBIRA & R. T. PIDGEON, 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil). **International Geological Congress** 31: 1 CD-ROM.
- LEAKE, B. E., A. R. WOOLEY, C. E. S. ARPS, W. D. BIRCH, M. C. GILBERT, J. D. GRICE, F. C. HAWTHORNE, A. KATO, H. J. KISCH, V. G. KRIVOVICHEV, K. LINTHOUT, J. LAIRD, J. A. MANDARINO, W. V. MARESCH, E. H. NICKEL, J. SCHUMACHER, J. C. SMITH, N. C. N. STEPHENSON, L. UNGARETTI, E. J. W. WHITTAKER & G. YOUZHI, 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. **Mineralogical Magazine** 61: 295-321.
- LEAL, A. B. M., D. PAUL, W. P. SILVEIRA, L. R. B. LEAL, S. C. P. CRUZ & J. P. SANTOS, 2008. Geoquímica das rochas metavulcânicas máficas do *greenstone belt* de Riacho de Santana, Bahia, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências** 38(3): 476-487.
- LEPAGE, L. D., 2003. ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry. **Computers & Geosciences** 29(5): 673-678.
- LINDSLEY, D. H., 1983. Piroxene termobarometry. **American Mineralogist** 68: 477-493.
- MACAMBIRA, E. M. B. & A. G. VALE, 1997. **Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil – Folha SB.22-Y-B - São Felix do Xingu**: 1-384. DNPM/CPRM, Brasília.
- MACAMBIRA, J. B., J. F. F. RAMOS, J. F. P. ASSIS & A. J. M. FIGUEIRAS, 1990. **Projeto Serra Norte e Projeto Pojuca**: relatório final: 1-150. DNPM/DOCEGEO/UFPA, Belém.
- MACAMBIRA, M. J. B. & J. LANCELOT, 1991. Em busca do embasamento arqueano da região de Rio Maria, sudeste do Estado do Pará. **Resumos Expandidos do Simpósio de Geologia da Amazônia** 3: 49-58.
- MACAMBIRA, M. J. B. & C. F. FERREIRA FILHO, 2002. Fracionamento magmático dos corpos máfico-ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté – Sudeste do Pará. In: E. L. KLEIN & M. L. VASQUEZ (Eds.): **Contribuições à geologia da Amazônia**: 105-114. SBG, Belém.
- MACHADO, N., Z. G. LINDENMAYER, T. E. KROGH & D. LINDENMAYER, 1991. U-Pb geochronology of archean magmatism and basement reactivation in the Carajás Area, Amazon Shield, Brazil. **Precambrian Research** 49(3-4): 329-354.
- MCDONOUGH, W. F. & S. S. SUN, 1995. The composition of the earth. **Chemical Geology** 120: 223-253.

- MEDEIROS, H., 1987. **Petrologia da porção leste do Maciço Granodiorito Rio Maria, sudeste do Pará**: 1-184. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Universidade Federal do Pará, Belém.
- MORIMOTO, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. **American Mineralogist** 52: 535-550.
- OLIVEIRA, D. C., R. DALL'AGNOL, J. B. C. SILVA & J. A. C. ALMEIDA, 2008. Gravimetric, radiometric, and magnetic susceptibility study of the Paleoproterozoic Redenção and Bannach plutons, eastern Amazonian Craton, Brazil: implication for architecture and zoning of A-type granites. **Journal of South American Earth Sciences** 25(1): 100-115.
- OLIVEIRA, D. C., R. DALL'AGNOL, C. E. M. BARROS & M. A. OLIVEIRA, 2010. Geology, geochemistry and magmatic evolution of the paleoproterozoic, anorogenic oxidized A-type Redenção Granite of the Jamon Suite, Eastern Amazonian Craton, Brazil. **The Canadian Mineralogist** 47(6): 1441-1468.
- OLIVEIRA, D. C., M. J. B. MACAMBIRA, P. J. L. SANTOS, E. O. GABRIEL, D. S. RODRIGUES, A. C. SILVA, M. L. T. SILVA, S. D. SOUSA, R. D. SANTOS & M. A. T. GALARZA, 2011. Archean granitoids of the Transition Domain Carajás Province (Brazil): geological, geochemical and geochronological aspects. **Colloquium African Geology** 23: 320.
- PARK, R. G. & J. TARNEY, 1987. **Evolution of the Lewisian Complex and comparable precambrian high grade terrains**: 1-315. Geological Society (Special Publication), London.
- PEARCE, J. A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R. S. THORPE (Ed.): **Andesites: orogenic andesites and related rocks**: 525-548. John Wiley and Sons, Chichester.
- PEARCE, J. A. & M. J. NORRY, 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. **Contributions to Mineralogy and Petrology** 69(1): 33-47.
- PEARCE, T. H., 1968. A contribution to the theory of variation diagrams. **Contributions to Mineralogy and Petrology** 19: 142-157.
- PELOGGIA, A. U. G & M. C. H. FIGUEIREDO, 1991. Utilização de diagrama ferro-titânio na distinção química entre orto- e para-amfibolitos. **Boletim IG-USP, Série Científica** 22: 51-60.
- PIDGEON, R. T., M. J. B. MACAMBIRA & J. M. LAFON, 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. **Chemical Geology** 166(1-2): 159-171.
- PIMENTEL, M. M. & N. MACHADO, 1994. Geocronologia U-Pb dos Terrenos Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. **Boletim de Resumos Expandidos do Congresso Brasileiro de Geologia** 38: 390-391.
- POLAT, A., R. KERRICH & D. A. WYMAN, 1999. Geochemical diversity in oceanic komatiites and basalts from the late archean Wawa greenstone belt, Superior Province, Canada: trace element and Nd isotope evidence for a heterogeneous mantle. **Precambrian Research** 94(3-4): 139-173.
- PRATHEESH, P., V. PRASANNAKUMAR & K. R. PRAVEEN, 2011. Mafic dykes of Moyar Shear Zone, North Kerala, India: emplacement history and petrogenetic interpretation based on structure, geochemistry and magnetic fabric. **Iranian Journal of Earth Sciences** 3: 1-9.
- RAPP, R. P., E. B. WATON & C. F. MILLER, 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. **Precambrian Research** 51(1-4): 1-25.
- RENÉ, M., 2008. Titanite-ilmenite-magnetite phase relations in amphibolites of the Chýnov Area (Bohemian Massif, Czech Republic). **Acta Geodynamica et Geomaterialia** 5(3): 239-246.
- RICCI, P. S. F. & M. A. CARVALHO, 2006. Rocks of the Pium-Area, Carajás Block, Brazil – a deep seated high-T gabbroic pluton (charnockitoid-like) with xenoliths of Enderbitic gneisses dated at 3002 Ma – the basement problem revisited. **Anais do Simpósio de Geologia da Amazônia** 8: 1 CD-ROM.
- RIO DOCE GEOLOGIA E MINERAÇÃO S.A. (DOCEGEO), 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia** 35: 10-54.
- RIVALENTI, G., M. MAZZUCHELLI, V. A. V. GIRARDI, G. CAVAZZINI, C. FINATTI, M. A. BARBIERI & W. TEIXEIRA, 1998. Petrogenesis of the paleoproterozoic basalt-andesite-rhyolite dyke association in the Carajas region, Amazonian Craton. **Lithos** 43(4): 235-265.
- SANTOS, B. A., 1978. **Amazônia: seu potencial mineral e perspectivas de desenvolvimento**: 1-42. DOCEGEO, Belém.
- SANTOS, J. O. S., 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: L. A. BIZZI, C. SCHOBENHAUS, R. M. VIDOTTI & J. H. GONÇALVES (Eds.): **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG**: 169-226. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Brasília.
- SANTOS, M. G. S., 2002. **Estudo dos isótopos de Pb e Nd do depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão, Província Mineral de Carajás (PA)**: 1-126. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Universidade Federal do Pará, Belém.
- SANTOS, R. D., 2013. **Geologia, geoquímica e geocronologia das rochas máficas (granulitos?) do Complexo Pium – Província Mineral de Carajás**: 1-82. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Universidade Federal do Pará, Belém.
- SILVA, A. C., 2012. **Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides arqueanos da área de Vila Jussara, Província Carajás**: 1-115. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Universidade Federal do Pará, Belém.

- SILVA JR., R. O., 1996. **Geologia, petrografia e geoquímica dos diques da região de Rio Maria, SE – PA**: 1-123. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Universidade Federal do Pará, Belém.
- SILVA JR., R. O., R. DALL'AGNOL & E. P. OLIVEIRA, 1999. Geologia, petrografia e geoquímica dos diques proterozóicos da região de Rio Maria, sudeste do Pará. **Geochimica Brasiliensis** 13(2): 163-181.
- SOUZA, Z. S. & R. DALL'AGNOL, 1995. Geochemistry of metavolcanic rocks in the Archean greenstone belt of Identidade, SE Pará, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências** 67(2): 217-233.
- SOUZA, Z. S., A. POTREL, J. M. LAFON, F. J. ALTHOFF, M. M. PIMENTEL, R. DALL'AGNOL & C. G. OLIVEIRA, 2001. Nd, Pb and Sr isotopes in the Identidade Belt, an Archean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the Archean geodynamic evolution of the Amazonian Craton. **Precambrian Research** 109(3-4): 293-315.
- SPENCER, K. J. & D. H. LINDSLEY, 1981. A solution model for coexisting iron-titanium oxides. **American Mineralogist** 66(11-12): 1189-1201.
- STRECKEISEN, A., 1976. To each plutonic rocks its proper name. **Earth-Science Reviews** 12(1): 1-33.
- TAKAHASHI, E. & I. KUSHIRO, 1983. Melting of dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis. **American Mineralogist** 68: 859-879.
- TASSINARI, C. C. G. & M. J. B. MACAMBIRA, 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. **Episodes** 22(3): 174-182.
- TASSINARI, C. C. G. & M. J. B. MACAMBIRA, 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: V. MANTESSO-NETO, A. BARTORELLI, C. D. R. CARNEIRO & B. B. BRITO NEVES (Eds.): **Geologia do continente sul americano**: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida: 471-486. Beca, São Paulo.
- TEIXEIRA, M. F. B., R. DALL'AGNOL, A. C. SILVA & P. A. SANTOS, 2013. Geologia, petrografia e geoquímica do Leucogranodiorito Pantanal e dos leucogranitos arqueanos da área a norte de Sapucaia, Província Carajás, Pará: implicações petrogenéticas. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais** 8(3): 291-323.
- VASQUEZ, L. V., L. T. ROSA-COSTA, C. G. SILVA, P. F. RICCI, J. O. BARBOSA, E. L. KLEIN, E. S. LOPES, E. B. MACAMBIRA, C. L. CHAVES, J. M. CARVALHO, J. G. OLIVEIRA, G. C. ANJOS & H. R. SILVA, 2008. Geologia e recursos minerais do estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do estado do Pará. In: M. L. VASQUEZ & L. T. ROSA-COSTA (Orgs.): **Escala 1:1.000.000**: 118-121. CPRM, Belém.
- WEAVER, B. L., 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. **Earth and Planetary Science Letters** 104(2-4): 381-397.
- WEAVER, B. L. & J. TARNEY, 1985. Structure and evolution of the continental lithosphere, major and trace element composition of the continental lithosphere. In: H. N. POLLACK & V. R. MURTHY (Eds.): **Physics and chemistry of the Earth**: 15: 39-68. Pergamon Press, Oxford.
- WILSON, B. C., J. M. DIXON & H. HELMSTAEDT, 1985. Dyke intrusion in shear fractures: stress orientation and depth of emplacement. **Abstracts of the International Conference on Mafic Dyke Swarms** 1: 186-188.
- WILSON, M., 1989. **Igneous petrogenesis**: a global tectonic approach: 1-466. Chapman & Hall, London.
- WINKLER, H. G. F., 1976. **Petrogenesis of metamorphic rocks**: 1-334. Springer-Verlag, Nova York.
- YARDLEY, B. W. D., 1989. **Introdução à petrologia metamórfica**: 1-340. EDUnB, Brasília.