



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO:
PETROLOGIA, METALOGÊNESE E EXPLORAÇÃO MINERAL

TESE DE DOUTORADO

PETROLOGIA DOS ENXAMES DE DIQUES MÁFICOS
ECTASIANO DE ITAJÚ DO COLÔNIA E CRIOGENIANO DE
ITAPÉ, SUDESTE DO ESTADO DA BAHIA

ANA CAROLINA PINHEIRO AMORIM

SALVADOR

2017

**PETROLOGIA DOS ENXAMES DE DIQUES MÁFICOS
ECTASIANO DE ITAJÚ DO COLÔNIA E CRIOGENIANO DE
ITAPÉ, SUDESTE DO ESTADO DA BAHIA**

Ana Carolina Pinheiro Amorim

Orientadora: Profa. Dra. Angela Beatriz de Menezes Leal

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia como requisito parcial à obtenção do Título de Doutora em Geologia, Área de Concentração: Petrologia, Metalogênese e Exploração Mineral.

SALVADOR

2017

Modelo de ficha catalográfica fornecido pelo Sistema Universitário de Bibliotecas da UFBA para ser confeccionada pelo autor

Pinheiro Amorim, Ana Carolina
PETROLOGIA DOS ENXAMES DE DIQUES MÁFICOS ECTASIANO DE ITAJÚ
DO COLÔNIA E CRIOGENIANO DE ITAPÉ, SUDESTE DO ESTADO DA BAHIA /
Ana Carolina Pinheiro Amorim. -- Salvador, 2017.
226 f. : il

Orientadora: Angela Beatriz de Menezes Leal.
Tese (Doutorado - Programa de Pós-Graduação em Geologia) --
Universidade Federal da Bahia, Instituto de Geociências, 2017.

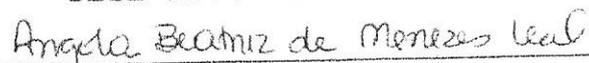
1. diques máficos. 2. petrologia. 3. Itajú do Colônia. 4.
Itapé. 5. Bahia. I. de Menezes Leal, Angela Beatriz. II.
Título.

ANA CAROLINA PINHEIRO AMORIM

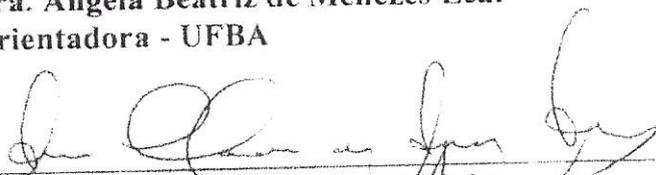
**“PETROLOGIA DOS ENXAMES DE DIQUES MÁFICOS
ECTASIANO DE ITAJU DO COLÔNIA E CRIOGENIANO DE
ITAPÉ, SUDESTE DO ESTADO DA BAHIA”**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal da Bahia, como requisito para a obtenção do Grau de Doutora em Geologia na área de concentração em Petrologia, Metalogênese e Exploração Mineral, defendida em 02/10/2017.

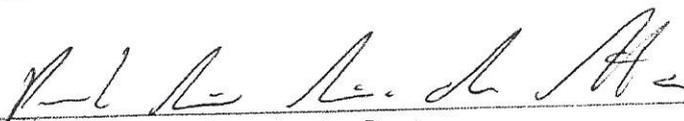
TESE APROVADA PELA BANCA EXAMINADORA:



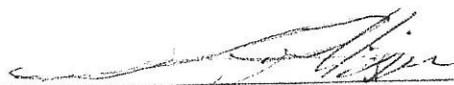
Dra. Angela Beatriz de Menezes Leal
Orientadora - UFBA



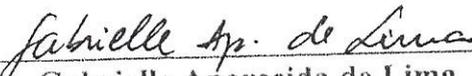
Dra. Ana Cláudia de Aguiar Accioly
Examinadora Externa – CPRM/Recife



Dr. Paulo César Corrêa da Costa
Examinador Externo – UFMT



Dr. Léo Rodrigues Teixeira
Examinador Externo – CPRM/Salvador



Dra. Gabrielle Aparecida de Lima
Examinadora Externa – UFMT

Salvador – BA
2017

À minha família, com amor.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a **Deus**, por iluminar meu caminho e me dar forças para seguir sempre em frente.

Agradeço imensamente à minha orientadora, **Profa. Dra. Angela Beatriz de Menezes Leal**, pela orientação, auxílio, compreensão, paciência e amizade ao longo da pesquisa e, principalmente, por ter me conduzido, desde a graduação até o doutorado, disponibilizando os seus conhecimentos e confiando na minha capacidade.

Aos meus **amigos**, agradeço profundamente o apoio ao longo dessa jornada. Especialmente, agradeço a **Maria Clara Duarte, Michele Cássia, Pérola Salles e Sâmia Silva**. A amizade e o carinho de vocês fizeram toda a diferença para mim, principalmente nos momentos mais difíceis.

A todos os **amigos** queridos do IFBA, também muito agradeço pelo carinho, força, tolerância e paciência, dia após dia. A **Priscila Gonçalves e Plínio Falcão** agradeço pelos conselhos, preocupação, carinho de todos os momentos, e por sempre se felicitarem com meus avanços. A **Patrícia Santana**, minha enorme gratidão pela ajuda com as aulas nos últimos momentos da tese e pelas constantes palavras de motivação.

A **Joilma Prazeres**, agradeço a amizade, força e carinho, apesar da distância.

A minha **família**... pelo amor, apoio, incentivo e por compreenderem as minhas ausências em tantos momentos. “**Davi**, a titia não estava presente quando você nasceu, mas quer muito conhecer você!”

A **Carlos Eduardo Amorim** dedico o meu agradecimento mais especial, por todo o seu amor, carinho, admiração, cuidado, apoio, e pela presença incondicional e incansável ao longo do período de elaboração desta tese. Sempre me fazendo acreditar que eu chegaria ao final desta difícil, porém gratificante etapa.

Ao CNPQ pela concessão da bolsa de pesquisa.

A todas as pessoas e instituições que, de alguma forma, contribuíram para esta tese tornar-se realidade, o meu MUITO OBRIGADA!

RESUMO

O magmatismo anorogênico basáltico meso e neoproterozoico na porção sudeste do Estado da Bahia, borda leste do Cráton do São Francisco, compreende rochas de caráter intrusivo que constituem os enxames de diques máficos das regiões de Itajú do Colônia e Itapé (DMIC e DMIT, respectivamente). Esses enxames se inserem no domínio do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, alojados nos terrenos granulíticos polideformados arqueanos e paleoproterozoicos, nos domínios da Zona de Cisalhamento Itabuna-Itajú do Colônia e da Província Alcalina do Sul da Bahia. Os DMIC e DMIT fazem parte do magmatismo básico fissural das Províncias Litorânea (PL) e Itabuna-Itajú do Colônia (PIIC) e datam, respectivamente, do Ectasiano (1,38 Ga) e Criogeniano (0,697 Ga). São constituídos por gabros e basaltos, que ocorrem predominantemente ao longo do leito do rio Colônia, aflorando como corpos tabulares de dimensões variadas quase sempre em cristas emersas, subverticais a verticais, com *trends* preferenciais nas direções NE-SW e NW-SE. Os DMIC foram quimicamente classificados em álcali-gabros, gabros, gabrodioritos, monzogabros e sienogabros, enquanto os DMIT classificam-se em álcali-basaltos, latibasaltos, hawaiitos e mugearitos. Suas características mineralógicas e texturais são, de modo geral, semelhantes. São rochas mesocráticas, cujas principais texturas são holo a hipocrystalina, afanítica a fanerítica, porfirítica, glomeroporfirítica, ofítica, subofítica e intergranular. A mineralogia principal é marcada por cristais de plagioclásio, augita e diopsídio, embora também ocorram, por vezes, hiperstênio e enstatita em menores quantidades, além de olivina. Secundariamente verifica-se a presença de hornblenda, clorita, micas, epidoto, serpentina, idingsita, bowlingita, talco e calcita que correspondem a produtos de alteração de plagioclásio, piroxênios e olivina. Ocorrem ainda minerais opacos e, raramente, apatita, riebeckita e quartzo. A investigação geotermométrica indica para os DMIC temperaturas médias de cristalização entre 1000° e 1400°C, e para os DMIT entre 800° a 1400°C. Nos contatos entre os diques máficos e as suas rochas encaixantes observa-se, frequentemente, as *chilled margins*. Análises geoquímicas e isotópicas revelam para DMIC e DMIT, respectivamente, caráter predominantemente subalcalino de afinidade toleítica e alcalino. Os DMIT exibem padrão de ETR compatíveis com a assinatura de fonte mantélica tipo OIB, assim como os DMIC, que também exibem características do E-MORB, sendo os padrões dos dois enxames bastante semelhantes, sugerindo fontes geradoras com características semelhantes para ambos. Os processos de fusão parcial e cristalização fracionada atuaram na gênese desses diques. A evolução geodinâmica desses enxames remete à instalação de prováveis plumas mantélicas na base do Cráton São Francisco-Congo, que registrou diversos eventos magmáticos associados à tectônica extensional.

Palavras-chave: Diques máficos, petrologia, Itajú do Colônia, Itapé

ABSTRACT

The meso and neoproterozoic anorogenic basaltic magmatism in the southeast portion of the State of Bahia, the eastern border of the São Francisco Craton, comprises intrusive rocks that constitute the swarms of mafic dikes in the regions of Itajú do Colônia and Itapé (DMIC and DMIT, respectively). These swarms fall within the domain of the Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen, housed in the polideformed archaean and paleoproterozoic granulitic terrains, in the domains of the Itabuna-Itajú do Colônia Shear Zone and the Alkaline Province of South Bahia. DMIC and DMIT are part of the basic fissural magmatism of the Litorânea (PL) and Itabuna-Itajú do Colônia (PIIC) Provinces, and date respectively to the Ectasian (1.38 Ga) and Cryogenian (0.697 Ga). They consist of gabbros and basalts, occurring predominantly along the bed of the Colônia River, emerging as tabular bodies of varying dimensions almost always in emerged crests, subvertical to vertical, with preferential trends in the NE-SW and NW-SE directions. DMIC were chemically classified in alkali-gabbros, gabbros, gabbrodiorites, monzogabbros and syenogabbros, while DMIT are classified into alkali-basalts, latibasalts, hawaiiites and mugearites. Its mineralogical and textured characteristics are, in general, similar. They are mesocratic rocks, whose main textures are holo to hypocrySTALLINE, aphanitic to phaneritic, porphyritic, glomeroporphyritic, ophitic, subophitic and intergranular. The principal mineralogy is marked by crystals of plagioclase, augite and diopside, although hyperstene and enstatite are also sometimes present in smaller amounts, in addition to olivine. Secondly, the presence of hornblende, chlorite, micas, epidote, serpentine, idingsite, bowlingite, talc and calcite corresponding to products of alteration of plagioclase, pyroxenes and olivine are verified. Opaque minerals and, rarely, apatite, riebeckite and quartz occur. The geothermometric investigation indicates for DMIC average crystallization temperatures between 1000°C and 1400°C, and for DMIT between 800°C and 1400°C. In the contacts between mafic dikes and their nesting rocks, chilled margins are often observed. Geochemical and isotopic analyzes reveal for DMIC and DMIT, respectively, predominantly subalkaline character of toleitic affinity and alkaline. The DMIT show REE patterns compatible with the signature of OIB type mantle source, as well as the DMIC, which also exhibit E-MORB characteristics, with the patterns of the two swarms being very similar, suggesting generating sources with similar characteristics for both. The processes of partial melting and fractional crystallization acted in the genesis of these dikes. The geodynamic evolution of these swarms refers to the installation of probable mantle plumes at the base of the São Francisco-Congo Craton, which recorded several magmatic events associated with extensional tectonics.

Keywords: mafic dikes, petrology, Itajú do Colônia, Itapé

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 - [A] Mapa de localização e acesso à área de estudo. [B] Mapa de detalhe da área de estudo.....	23
Figura 2.1 - [A] Localização do Cráton São Francisco. [B] Esboço geológico e compartimentação tectônica do Estado da Bahia.....	35
Figura 2.2 - Mapa geológico simplificado da área de estudo.....	38
Figura 3.1 - Mapa geológico local simplificado da região de Itajú do Colônia.....	47
Figura 3.2 - Mapa geológico local simplificado da Região de Itapé.....	48
Figura 4.1 - Diagrama SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ de Cox et al. (1979), adaptado por Wilson (1989) para os DMIT e DMIC. Limites de basicidade indicados na parte superior. A linha tracejada separa os campos alcalino e subalcalino/toleítico, segundo Zanettin (1984).....	57
Figura 4.2 - Diagrama A ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) - F (FeO_T) - M (MgO), segundo Irvine e Baragar (1971), para os DMIC e DMIT. A linha cheia representa a suíte toleítica do Hawaii, segundo MacDonald and Katsura (1964).....	58
Figura 4.3 - Classificação e nomenclatura adotada para os DMIC, com base no diagrama R1-R2 (De La ROCHE et al., 1980, modificado por BELLINI et al., 1981).....	59
Figura 4.4 - Classificação e nomenclatura adotada para os DMIT, com base no diagrama R1-R2 (De La ROCHE et al., 1980, modificado por BELLINI et al., 1981).....	60
Figura 6.1 - Diagrama de variação composicional dos plagioclásios dos DMIC, segundo os componentes moleculares albíta (Ab), anortita (An) e ortoclásio (Or). Círculos laranja gabros (amostra IC-09) e Círculos azuis gabrodioritos (amostra IC-10). Diagrama de Deer et al. (1963).....	106
Figura 6.2 - Diagrama Ca versus Na (a.f.u) para cristais da matriz e fenocristais de plagioclásio das amostras (A) IC-09 (círculos laranja) e (B) IC-10 (círculos azuis), representativas dos gabros e gabrodioritos dos DMIC, respectivamente. Símbolo preenchido - núcleo. Símbolo vazio - borda. M - matriz.....	107
Figura 6.3 - Diagrama de variação composicional em função dos componentes moleculares Wo, En e Fs dos piroxênios ricos em cálcio dos DMIC. Círculos azuis gabrodioritos (amostra IC-10). Diagrama de Morimoto (1988).....	115
Figura 6.4 - Diagrama de variação composicional dos núcleos dos plagioclásios, segundo os componentes moleculares albíta (Ab), anortita (An) e ortoclásio (Or) dos diques máficos da região de Itapé. Círculos vermelhos álcali-basaltos (amostra IT-01) e	120

quadrados verdes mugearitos (amostra IT-19). Diagrama de Deer et al. (1963).....	
Figura 6.5 - Diagrama Ca versus Na (a.f.u) para cristais da matriz e fenocristais de plagioclásio das amostras (A) IT-01 (círculos vermelhos) e (B) IT-19 (quadrados verdes), representativas dos álcali-basaltos e mugearitos dos DMIT, respectivamente. Símbolo preenchido - núcleo. Símbolo vazio - borda. M - matriz.....	121
Figura 6.6 - Diagrama de variação composicional em função dos componentes moleculares Wo, En e Fs dos piroxênios ricos em cálcio dos DMIT. Círculos vermelhos álcali-basaltos (amostra IT-01) e quadrados verdes mugearitos (amostra IT-19). Diagrama de Morimoto (1988).....	125
Figura 6.7 - Diagrama mg# vs. TiO ₂ (%) para bordas e núcleos de fenocristais de piroxênio das amostras (A) IT-19 (quadrados verdes) e (B) IT-01 (círculos vermelhos), representativas dos mugearitos e álcali-basaltos dos DMIT, respectivamente. Símbolo preenchido - núcleo. Símbolo vazio - borda.....	128
Figura 6.8 - Diagrama Mg vs. Ca (a.f.u) para bordas e núcleos de fenocristais de piroxênio das amostras (A) IT-19 (quadrados verdes) e (B) IT-01 (círculos vermelhos), representativas dos mugearitos e álcali-basaltos dos DMIT, respectivamente. Símbolo preenchido - núcleo. Símbolo vazio - borda.....	129
Figura 6.9 - Quadrilátero flogopita-annita-eastonita-siderofilita, segundo Deer et al. (1992), para as biotitas dos DMIT. Quadrados verdes mugearito (amostra IT-19).....	133
Figura 6.10 - [A] Diagrama Mg vs. Al. (a.u.f.) para as biotitas da amostra IT-19, de acordo com Nachit et al. (1985). [B] Membros finais da biotita no diagrama Mg vs. Al. AP - alumino-potássico, C - cálcio-alcálico, SA - subalcalino, A-PA - alcalino-peralcalino. Sid - siderofilita. East - eastonita. Flog - flogopita. Ann - annita, de acordo com Stussi and Cuney (1996).....	133
Figura 7.1 - Diagrama de Miyashiro (1975) para discriminação das rochas que registram alterações pós-magmáticas nos conteúdos de sódio e potássio.....	135
Figura 7.2 - Diagramas de variação MgO (% em peso) versus óxidos de elementos maiores (% em peso) dos DMIC.....	144
Figura 7.3 - Diagramas de variação MgO (% em peso) versus óxidos de elementos maiores (% em peso) dos DMIT.....	146
Figura 7.4 - Diagramas de variação MgO versus elementos traço dos DMIC.....	149
Figura 7.5 - Diagramas de variação MgO versus elementos traço dos DMIT.....	151
Figura 7.6 - (A) Padrão de distribuição dos ETR para os DMIC e DMIT. (B) Padrões dos OIB (Ocean Island Basalt), E-MORB (Enriched Mid-Ocean Ridge Basalt) e N-MORB (Normal Mid-Ocean Ridge Basalt. (C e D) Detalhe do Padrão de distribuição	

dos ETR para os diferentes grupos de DMIC e DMIT, respectivamente. De acordo com Sun and McDonough (1989).....	157
Figura 7.7 - Padrão de distribuição multielementar - <i>spidergram</i> - para os DMIC e os padrões dos ambientes OIB (Ocean Island Basalt), E-MORB (Enriched Mid-Ocean Ridge Basalt) e N-MORB (Normal Mid-Ocean Ridge Basalt), de acordo com Sun and McDonough (1989).....	158
Figura 7.8 - Padrão de distribuição multielementar - <i>spidergram</i> - para os DMIT e os padrões dos ambientes OIB (Ocean Island Basalt), E-MORB (Enriched Mid-Ocean Ridge Basalt) e N-MORB (Normal Mid-Ocean Ridge Basalt), de acordo com Sun and McDonough (1989).....	160
Figura 7.9 - Diagramas tipo A/B <i>versus</i> A, La <i>versus</i> La/Y e La <i>versus</i> La/Zr para os DMIC (A e B) e DMIT (C e D).....	163
Figura 7.10 - Diagramas tipo C <i>versus</i> D, La <i>versus</i> Ce para os DMIC (A) e DMIT (B)...	164
Figura 7.11 - Diagramas de correlação C <i>versus</i> D entre Zr (ppm) e elementos traço (ppm) para os DMIC.....	166
Figura 7.12 - Diagramas de correlação C <i>versus</i> D entre Zr (ppm) e elementos traço (ppm) para os DMIT.....	168
Figura 7.13 - Diagramas razão-razão Zr/Nb <i>versus</i> Zr/Y para os DMIC (A) e DMIT (B)..	169
Figura 7.14 - Diagramas de razões entre Elementos Incompatíveis Th/Ta <i>versus</i> La/Yb (A), La/Nb <i>versus</i> Zr/La (B) e Zr/Nb <i>versus</i> Zr/Y (C) para os DMIC (A, B e C) e DMIT (D, E e F). Crosta Superior, segundo Condie (1993). E-(enriched) MORB, N-(normal) MORB, OIB (Ocean Island Basalt), PM = Manto Primordial, segundo McDonough and Sun (1995).....	171
Figura 7.15 - Diagrama discriminante $Zr_{Ti}/100 \times Y^*3$ (PEARCE and CANN, 1973) para os DMIC e DMIT.....	174
Figura 8.1- Diagrama isocrônico Rb-Sr representativo dos DMIC.....	176
Figura 8.2 - Diagrama isocrônico Sm-Nd representativo dos DMIC.....	178
Figura 8.3 - Espectro de extração de argônio em rocha total para amostra IT-03 (DMIT).	179
Figura 8.4 - Diagrama de evolução isotópica do ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _i no tempo geológico para os DMIC e DMID. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{primordial}} = 0,69898$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{atual}} = 0,7045$. (FAURE, 1986).....	181
Figura 8.5 - Diagrama de evolução isotópica do ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) _i no tempo geológico para os DMIC e DMIT. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{primordial}} = 0,50677$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{atual}} = 0,512638$. (FAURE, 1986).....	182

Figura 8.6 - Diagrama ϵSr versus ϵNd para os DMIC e DMIT, com valores recalculados para 1387Ma e 697Ma, respectivamente. Os valores de Terra Global atual são $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{atual}} = 0,512638$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{atual}} = 0,7045$. DM = manto empobrecido e EM I = manto enriquecido. (FAURE, 1986). <i>Mantle array</i> , MORB e OIB segundo DePaolo and Wasserburg (1979). DM e EM, segundo Zindler and Hart (1986).....	183
Figura 9.1 - Diagrama $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ versus $1/\text{Sr}$ para os DMIC e DMIT e rochas encaixantes granulíticas do segmento sul do OISC. Dados das rochas encaixantes granulíticas, segundo Cordani e Iyer (1979). As setas vermelhas indicam os alinhamentos produzidos pelos DMIC e DMIT. Retângulo cinza indica o domínio das rochas encaixantes do BISC.....	188
Figura 9.2 - Diagrama ϵSr versus ϵNd mostrando campos distintos de idade arqueana. BJ (Bloco Jequié), BS (Bloco Serrinha) e BG (Bloco Gavião). Barbosa et al. (2003). Símbolos vermelhos representam DMIC e DMIT.....	188
Figura 9.3 - Diagramas mostrando que os DMIC e DMIT foram submetidos a contaminação crustal. [A] Ba/Nb versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. [B] SiO_2 versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	189
Figura 9.4 - Padrão de distribuição multielementar - <i>spidergram</i> - para os DMIC e DMIT, e os padrões OIB e E-MORB, de acordo com Sun and McDonough (1989). A porção cinza corresponde ao efeito de transparência do domínio dos DMIC sobrepondo o domínio dos DMIT.....	191
Figura 9.5 - Diagrama ternário Zr/Y-Zr/Nb-Y/Nb para os DMIC e DMIT.....	196
Figura 9.6 - Diagrama binário Zr versus Zr/Y para os DMIC e DMIT.....	197
Figura 9.7 - Padrões de distribuição dos ETR normalizados por condritos para os diques máficos [A] alcalinos e [B] subalcalinos de Ilhéus-Olivença e Itabuna-Itajú do Colônia.....	199
Figura 9.8 - Cenários esquemáticos da gênese dos DMIC e DMIT, associados à atividade de [A] uma provável pluma mantélica e de [B] duas prováveis plumas mantélicas, no Cráton São Francisco-Congo. Dados inseridos segundo *Cordani e Iyer (1979), ** McDonough et al. (1985), ***Sato (1998), ****Barbosa et al. (2003), *****Peucat et al. (2011), além de informações compiladas ao longo da Tese.....	205

LISTA DE FOTOGRAFIAS

Fotografia 3.1 - Dique máfico aflorante na forma de crista emersa no leito do rio Cachoeira, em Itapé. Ponto IT-22. Coordenadas: 447.860/8.349.073.....	51
Fotografia 3.2 - Dique máfico submerso no leito do rio Cachoeira, em Itapé. Ponto IT-05: 446.365/8.349.008.....	51
Fotografia 3.3 - Dique máfico medindo cerca de 10 cm de espessura, intrudido em rocha granulítica. Itapé. Ponto IT-22. Coordenadas: 447.860/8.349.073.....	51
Fotografia 3.4 - Dique máfico medindo cerca de 3 m de espessura e exibindo profunda capa de alteração intempérica. Itapé. Ponto IT-18. Coordenadas: 449.799/8.348.872.....	51
Fotografia 3.5 - Diques máficos que cortam, de um lado a outro, o leito do rio Colônia e apresentam orientação NE-SW (linhas tracejadas). Itapé. Ponto IT-02. Coordenadas: 446.340/8.349.030.....	53
Fotografia 3.6 - Dique máfico intemperizado e fragmentado, porém apresentando alinhamento na direção N55°. Rio Salgado, Itajú do Colônia. Ponto IC-44. Coordenadas: 421.019/8.325.435.....	53
Fotografia 3.7 - Dique máfico com orientação N30°, acompanhando o padrão estrutural da ZCIIC. Ponto IT-25. Coordenadas: 453.729/8.352.760.....	53
Fotografia 3.8 - Dique máfico com orientação N140°, truncando a foliação das rochas encaixantes. Ponto IC-42. Coordenadas: 420.873/8.350.855.....	53
Fotografia 3.9 - Dique máfico pouco espesso e bifurcado. Ponto IT-23. Coordenadas: 448.878/8.348.882.....	53
Fotografia 3.10 - Detalhe da coloração cinza-escuro do dique máfico. Itapé. Ponto IT-25. Coordenadas: 453.729/8.352.760.....	53
Fotografia 3.11 - Dique máfico exibindo seu contato brusco com a rocha encaixante granulítica/gnáissica. Rio Engorda Velho, entre Itajú do Colônia e Itororó. Ponto IC-01. Coordenadas: 421.068/8.325.230.....	55
Fotografia 3.12 - Dique máfico medindo 40 cm de espessura, exibindo margens de congelamento, alteração intempérica e fraturamento multidirecional. Itapé. Ponto IT-14. Coordenadas: 449.202/8.348.785.....	55
Fotografia 3.13 - Detalhe da margem de congelamento superior do dique da fotografia 3.12, sugerindo resfriamento rápido. Itapé. Ponto IT-14. Coordenadas: 449.202/8.348.785.....	55

Fotografia 3.14 - fraturamento multidirecional registrado em dique máfico. Rio Engorda Velho, entre Itajú do Colônia e Itororó. Ponto IC-01. Coordenadas: 421.068/8.325.230..	55
Fotografia 3.15 - Dique Máfico registrando fraturamento multidirecional, N70° e N150°, conforme canetas azul e vermelha, respectivamente. Rio Engorda Velho. Ponto IC-01. Coordenadas: 421.068/8.325.230.....	55
Fotografia 3.16 - Dique máfico truncado por dois diques félsicos. Rio Engorda Velho. Itaju do Colônia. Ponto IC-41. Coordenadas: 422.412/8.325.620.....	55
Fotografia 5.1 - Esquema de amostragem no contato entre o dique máfico e a rocha encaixante granulítica. Ponto IT-02. Coordenada: 446.340 / 8.349.030.....	85

LISTA DE PRANCHAS

PRANCHA I - Fotomicrografias dos álcali-gabros - DMIC.....	63
PRANCHA II - Fotomicrografias dos gabros - DMIC.....	65
PRANCHA III - Fotomicrografias dos basaltos - DMIC.....	68
PRANCHA IV - Fotomicrografias dos gabrodioritos - DMIC.....	70
PRANCHA V - Fotomicrografias dos monzogabros - DMIC.....	74
PRANCHA VI - Fotomicrografias dos sienogabros - DMIC.....	77
PRANCHA VII - Mosaico esquemático das lâminas IC-39A, IC-39B e IC-39C - sienogabros - DMIC.....	80
PRANCHA VIII.1 - Fotomicrografias dos álcali-basaltos - DMIT.....	81
PRANCHA VIII.2 - Fotomicrografias dos álcali-basaltos - DMIT.....	84
PRANCHA VIII.3 - Mosaico esquemático representativo da lâmina IT-02A - álcali- basalto - DMIT.....	87
PRANCHA IX - Fotomicrografias dos latibasaltos - DMIT.....	89
PRANCHA X - Fotomicrografias dos basaltos - DMIT.....	92
PRANCHA XI.1 - Fotomicrografias dos hawaiitos - DMIT.....	95
PRANCHA XI.2 - Fotomicrografias dos hawaiitos - DMIT.....	96
PRANCHA XII- Fotomicrografias dos mugearitos - DMIT.....	99

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1 - Relação dos pontos visitados na área de estudos (com coordenadas UTM), mostrando em quais pontos ocorreram coleta de amostras, tipo litológico, se há lâmina petrográfica, análise química de rocha total (elementos maiores e traço), análise de elementos terras-raras, química mineral, análise geocronológica e análise isotópica. IT - pontos na região de Itapé (DMIT) e IC - pontos na região de Itajú do Colônia (DMIC)....	28
Tabela 5.1 - Relação das amostras analisadas petrograficamente, incluindo estruturas, principais texturas, minerais essenciais, minerais acessórios, minerais de alteração, tipos de alteração e classificação dos DMIC. pl - plagioclásio, cpx - clinopiroxênio, opx - ortopiroxênio, ol - olivina, opq - minerais opacos, rbk - riebeckita, ap - apatita, hbl - hornblenda, ser - sericita, wmca - mica branca, serp - serpentina, tlc - talco, idn - idingsita, chl - clorita, ep - epidoto, cal - calcita, bt - biotita, bwl - bowlingita (KRETZ, 1983; WHITNEY and EVANS, 2010).....	100
Tabela 5.2 - Relação das amostras analisadas petrograficamente, incluindo estruturas, principais texturas, minerais essenciais, minerais acessórios, minerais de alteração, tipos de alteração e classificação dos DMIT. pl - plagioclásio, cpx - clinopiroxênio, opx - ortopiroxênio, ol - olivina, opq - minerais opacos, hbl - hornblenda, ser - sericita, serp - serpentina, tlc - talco, idn - idingsita, chl - clorita, ep - epidoto, cal - calcita, bt - biotita, bwl - bowlingita (KRETZ, 1983; WHITNEY and EVANS, 2010).....	103
Tabela 6.1 - Microanálise química dos plagioclásios dos DMIC. Fórmula estrutural calculada com base em 32 átomos de oxigênio. lab. - labradorita. And. - andesina. Alb. - albita. Fen. - fenocristal. Crist. - cristal. Mat. - Matriz.....	108
Tabela 6.2 - Temperatura dos plagioclásios para cada amostra e seu valor médio para as amostras de gabro e gabrodiorito, representantes dos DMIC. NF - núcleo de fenocristal, BF - borda de fenocristal, M - matriz, TM - temperatura média, (n) - número de pontos, T _{Kudo-Weill} - temperatura de Kudo and Weill (1970) e T _{Mathez} - temperatura de Mathez (1973).....	114
Tabela 6.3 - Microanálise química dos piroxênios ricos em cálcio dos DMIC. Fórmula estrutural calculada com base em 6 átomos de oxigênio. Diop. - diopsídio. Aug. - augita. Fen. Fenocristal. mg# = Mg/Mg+Fe.....	116
Tabela 6.4 - Temperatura dos piroxênios e seu valor médio para a amostra IC-10, representante dos DMIC. NF - núcleo de fenocristal. BF - borda de fenocristal. TM - temperatura média. (n) - número de pontos.....	117
Tabela 6.5 - Microanálise química dos minerais opacos presentes nas amostras IC-09 e IC-10, representativas dos DMIC. Fórmula estrutural calculada com base em 4 átomos de oxigênio.....	118

Tabela 6.6 - Microanálise química das ilmenitas presentes nas amostras IC-09 e IC-10, representativas dos DMIC.....	119
Tabela 6.7 - Microanálise química dos plagioclásios dos diques máficos de Itapé. Fórmula estrutural calculada com base em 32 átomos de oxigênio. Alb. - Albita. Oli. - Oligoclásio. An - Anortita. Bit. - Bitownita. Lab. - Labradorita. Anort. - Anortoclásio. San - Sanidina. Fen. - Fenocristal. Mat. - Matriz.....	122
Tabela 6.8 - Temperatura dos plagioclásios para cada amostra e seu valor médio para os álcali-basaltos e mugearitos, representantes dos DMIT. NF - núcleo de fenocristal, BF - borda de fenocristal, NM - núcleo de cristal da matriz. NM - borda de cristal da matriz. TM - temperatura média, (n) - número de pontos, $T_{\text{Kudo-Weill}}$ - temperatura de Kudo and Weill (1970) e T_{Mathez} - temperatura de Mathez (1973).....	123
Tabela 6.9 - Microanálise química dos piroxênios ricos em cálcio dos DMIT. Fórmula estrutural calculada com base em 6 átomos de oxigênio. Diop. - diopsídio. Aug. - augita. Fen. Fenocristal. mg# = Mg/Mg+Fe.....	127
Tabela 6.10 - Temperatura dos piroxênios para cada amostra e sua temperatura média para os álcali-basaltos e mugearitos dos DMIT. NF - núcleo do fenocristal, BF - borda do fenocristal, TM - temperatura média, (n) - número de pontos.....	130
Tabela 6.11 - Microanálise química das biotitas dos DMIT. Fórmula estrutural com base em 22 átomos de oxigênio.....	132
Tabela 7.1 - Análises químicas em rocha total (elementos maiores, traço, terra raras e Norma CIPW) para os DMIC. mg# [MgO/(MgO+FeOt)]. LOI = perda ao fogo. Q = quartzo; Or = ortoclásio; Ab = Albita; An = anortita; Di wo = diopsídio wollastonita; Di en = diopsídio enstatita; Di fs = diopsídio ferrossilita; Hy en = hiperstênio enstatita; Hy fs = hiperstênio ferrossilita; Ol Fo = olivina forsterita; Ol Fa = olivina fayalita; Mt = magnetita; He = hedenbergita; Il = ilmenita e Ap = apatita. ÁL.GB = álcali-gabro.....	137
Tabela 7.2 - Análises químicas em rocha total (elementos maiores, traço, terras raras e Norma CIPW) para os DMIT. mg# [MgO/(MgO+FeOt)]. LOI = perda ao fogo. Q = quartzo; Or = ortoclásio; Ab = Albita; An = anortita; Di wo = diopsídio wollastonita; Di en = diopsídio enstatita; Di fs = diopsídio ferrossilita; Hy en = hiperstênio enstatita; Hy fs = hiperstênio ferrossilita; Ol Fo = olivina forsterita; Ol Fa = olivina fayalita; Mt = magnetita; He = hedenbergita; Il = ilmenita e Ap = apatita. LATIB = latibasalto.....	141
Tabela 7.3 - Razões médias de (La/Sm) _n , (La/Yb) _n , (Sm/Yb) _n e Eu/Eu* dos DMIT e DMIC, de acordo com Sun and McDonough (1989).....	156
Tabela 7.4 - Razões médias de ETR dos DMIT e DMIC com valores do Manto Primitivo, N-MORB, E-MORB e OIB, de acordo com Sun and McDonough (1989).....	156
Tabela 7.5 - Razões médias dos Elementos Incompatíveis (EI) para os diferentes litotipos dos DMIC e DMIT.....	161

Tabela 7.6 - Razões médias dos Elementos Incompatíveis (EI) para os DMIT e DMIC, e os valores correspondentes de Manto Primitivo, N-MORB, E-MORB e OIB, de acordo com Sun and McDonough (1989).....	162
Tabela 7.7 - Intervalos das razões Zr/La, Zr/Ce, Zr/Nd, Zr/Y e Zr/Nb para os DMIC.....	165
Tabela 7.8 - Intervalos das razões Zr/La, Zr/Ce, Zr/Nd, Zr/Y e Zr/Nb para os DMIT.....	167
Tabela 7.9 - Critérios geoquímicos para a discriminação de três tipos fundamentais de fontes geradoras de magmas basálticos para os DMIC. Condrito - Thompson (1982). LB - latibasalto, HW - hawaiiito e MG - mugearito.....	172
Tabela 7.10 - Critérios geoquímicos para a discriminação de três tipos fundamentais de fontes geradoras de magmas basálticos para os DMIT. Condrito - Thompson (1982).....	173
Tabela 8.1 - Dados Analíticos Rb-Sr dos DMIC e DMIT. Dados Obtidos por diluição isotópica. Amostras em destaque utilizadas para determinação da idade isocrônica	176
Tabela 8.2 - Dados Analíticos Sm-Nd dos DMIC e DMIT. Dados Obtidos por diluição isotópica. Amostras em destaque utilizadas para determinação da idade isocrônica	177
Tabela 8.3 - Razões Rb-Sr e Sm-Nd, razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, e os valores de ϵSr e ϵNd das amostras dos DMIC e DMIT (Recalculados para as idades de 1387Ma e 697Ma, respectivamente).....	180
Tabela 9.1 - Comparativo das razões $\text{Ce}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ para os DMIC e DMIT.....	193
Tabela 9.2 - Temperaturas médias obtidas para núcleos e bordas de cristais e fenocristais de plagioclásio e piroxênio dos DMIC e DMIT. NC - núcleo de cristal, BC - borda de cristal, NF - núcleo de fenocristal, BF - borda de fenocristal.....	195

SUMÁRIO

CAPÍTULO I - CONSIDERAÇÕES GERAIS.....	21
1.1 INTRODUÇÃO.....	21
1.2 LOCALIZAÇÃO.....	22
1.3 OBJETIVOS.....	24
1.4 APRESENTAÇÃO E CONTEXTUALIZAÇÃO DO PROBLEMA.....	25
1.5 JUSTIFICATIVA.....	25
1.6. MATERIAIS E MÉTODOS.....	26
CAPÍTULO II - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	34
2.1 INTRODUÇÃO.....	34
2.2 O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO.....	34
2.3 ORÓGENO ITABUNA-SALVADOR CURAÇÁ.....	36
2.4 TERRENOS GNÁISSICO-MIGMATÍTICOS E GRANULÍTICOS.....	37
2.4.1 Complexo Ibicarai.....	37
2.4.2 Complexo Ibicuí-Ipiaú.....	39
2.4.3 Complexo Itapetinga.....	39
2.5 CORPO IBIRAPITANGA-UBAITABA.....	39
2.6 A PROVÍNCIA ALCALINA DO SUL DO ESTADO DA BAHIA.....	40
2.7 ZONA DE CISALHAMENTO ITABUNA-ITAJÚ DO COLÔNIA.....	41
2.8 PROVÍNCIAS DE DIQUES MÁFICOS.....	42
2.8.1 Província de Diques Máficos Litorânea.....	43
2.8.2 Província de Diques Máficos Itabuna-Itajú do Colônia.....	43
CAPÍTULO III - CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL.....	45
3.1 INTRODUÇÃO.....	45
3.2 ROCHAS DO EMBASAMENTO.....	45
3.3 DIQUES MÁFICOS.....	49
CAPÍTULO IV - CLASSIFICAÇÃO E NOMENCLATURA.....	56
4.1 INTRODUÇÃO.....	56
4.2 DIAGRAMA TAS (SÍLICA <i>VERSUS</i> ÁLCALIS TOTAL) - COX et al. (1979), ADAPTADO POR WILSON (1989).....	56

4.3 DIAGRAMA AFM - IRVINE e BARAGAR (1971).....	56
4.4 CLASSIFICAÇÃO R1-R2 - De La ROCHE et al. (1980).....	58
4.4.1 Classificação R1-R2 para os DMIC.....	59
4.4.2 Classificação R1- R2 para os DMIT.....	60
CAPÍTULO V - PETROGRAFIA.....	61
5.1 INTRODUÇÃO.....	61
5.2 DIQUES MÁFICOS DA REGIÃO DE ITAJÚ DO COLÔNIA.....	61
5.2.1 Álcali-gabros.....	61
5.2.2 Gabros.....	64
5.2.3 Basalto.....	67
5.2.4 Gabrodioritos.....	69
5.2.5 Monzogabros.....	72
5.2.6 Sienogabros.....	75
<i>5.2.6.1 O Ponto IC-39.....</i>	<i>78</i>
5.3 DIQUES MÁFICOS DA REGIÃO DE ITAPÉ.....	79
5.3.1 Álcali-basaltos.....	79
<i>5.3.1.1 O ponto IT-02.....</i>	<i>85</i>
5.3.2 Latibasaltos.....	88
5.3.3 Basaltos.....	90
5.3.4 Hawaiitos.....	93
5.3.5 Mugearitos.....	97
CAPÍTULO VI - QUÍMICA MINERAL.....	105
6.1 INTRODUÇÃO	105
6.2 DIQUES MÁFICOS DA REGIÃO DE ITAJÚ DO COLÔNIA.....	105
6.2.1 Plagioclásio.....	105
<i>6.2.1.1 Geotermometria do Plagioclásio.....</i>	<i>113</i>
6.2.2 Piroxênio.....	113
<i>6.2.2.1 Geotermometria do Piroxênio.....</i>	<i>117</i>
6.2.3 Minerais Opacos.....	117
6.3. DIQUES MÁFICOS DA REGIÃO DE ITAPÉ.....	119

6.3.1 Plagioclásio.....	119
<i>6.3.1.1 Geotermometria do Plagioclásio.....</i>	123
6.3.2 Piroxênio.....	124
<i>6.3.2.1 Geotermometria do Piroxênio.....</i>	129
6.3.3 Biotita.....	131
CAPÍTULO VII - GEOQUÍMICA.....	134
7.1 INTRODUÇÃO	134
7.2 POSSÍVEIS ALTERAÇÕES PÓS-MAGMÁTICAS.....	134
7.3 CARACTERIZAÇÃO LITOGEOQUÍMICA.....	136
7.3.1 Geoquímica dos Elementos Maiores.....	136
7.3.2 Geoquímica da Norma CIPW.....	147
7.3.3 Geoquímica dos Elementos Traço.....	148
7.3.4 Geoquímica dos Elementos Terras-Raras.....	154
7.3.5 Geoquímica Multielementar.....	157
7.3.6 Aplicação dos Elementos Traço Incompatíveis.....	162
<i>7.3.6.1 Zr versus Elementos Incompatíveis.....</i>	165
<i>7.3.6.2 Razões entre Elementos Incompatíveis.....</i>	169
7.4 AMBIÊNCIA TECTÔNICA.....	173
CAPÍTULO VIII - GEOCRONOLOGIA E GEOLOGIA ISOTÓPICA.....	175
8.1 INTRODUÇÃO	175
8.2 GEOCRONOLOGIA.....	175
8.2.1 Geocronologia dos DMIC.....	175
<i>8.2.1.1 Análises Rb-Sr para os DMIC.....</i>	175
<i>8.2.1.2 Análises Sm-Nd para os DMIC.....</i>	177
8.2.2 Geocronologia dos DMIT	177
<i>8.2.2.1 Análises Rb-Sr para os DMIT.....</i>	177
<i>8.2.2.2 Análises Sm-Nd para os DMIT.....</i>	178
<i>8.2.2.3 Análises Ar-Ar para os DMIT.....</i>	178
8.3 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA.....	179
CAPÍTULO IX - PETROGÊNESE E INFERÊNCIAS GEOTECTÔNICAS.....	184

9.1 INTRODUÇÃO	184
9.2 PETROGÊNESE DOS DMIC E DMIT.....	184
9.2.1 Cristalização Fracionada.....	184
9.2.2 Assimilação Crustal.....	186
9.2.3 A Natureza da Fonte.....	190
9.3 COMPARAÇÃO COM O ENXAME DE DIQUES MÁFICOS DE ILHÉUS- OLIVENÇA.....	197
9.4 INFERÊNCIAS GEOTECTÔNICAS.....	200
CAPÍTULO X - CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	208
REFERÊNCIAS.....	213

CAPÍTULO I

CONSIDERAÇÕES GERAIS

1.1 INTRODUÇÃO

O Cráton do São Francisco (CSF), no Estado da Bahia, hospeda grande diversidade de terrenos arqueanos e paleoproterozoicos, além de coberturas sedimentares e metassedimentares com magmatismo máfico associado, formados durante o Paleoneoproterozoico (e.g. ALMEIDA, 1977; BARBOSA e DOMINGUEZ, 1996; SILVA et al., 2002; BASTOS LEAL et al., 2003; BARBOSA e SABATÉ, 2004; NOCE et al., 2005). Neste contexto, destacam-se como principais unidades de rochas máficas e ultramáficas do Estado, aquelas associadas às sequências vulcanossedimentares arqueanas e paleoproterozoicas do tipo *greenstone belts* (ex: Umburanas, Riacho de Santana, Mundo Novo, Rio Itapicuru e Capim), as unidades litológicas representadas por diques máficos (ex: Uauá, Curaçá, Chapada Diamantina, Ilhéus-Olivença, Salvador, etc), bem como corpos máficos-ultramáficos (por exemplo: corpos de Mirabela e Palestina, Vale do Curaçá, Vale do Jacurici, Campo Alegre de Lourdes, Catingal, dentre outros).

Menezes Leal et al. (2012) realizaram atualização das pesquisas existentes sobre os filões máficos do Estado da Bahia (CORRÊA-GOMES et al., 1996) e dividiram-nos em cinco províncias e quatro ocorrências, a saber: Províncias Uauá-Caratacá, Chapada Diamantina-Paramirim, Litorânea, Caraíba-Curaçá, Itabuna-Itajú do Colônia, e ocorrências Feira de Santana-Lamarão, São José do Jacuípe-Aroeira, Juazeiro-Sobradinho, e Coronel João Sá. Algumas províncias apresentam um acervo de dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos relativamente expressivos, especialmente aquelas relacionadas a Uauá-Caratacá, Chapada Diamantina-Paramirim e Litorânea (TANNER DE OLIVEIRA, 1989; MENEZES LEAL, 1992; BASTOS LEAL, 1992; MORAES-BRITO, 1992; PEREIRA, 2007; BRITO, 2008; DAMASCENO, 2009; PINHEIRO, 2009; PEREIRA VARJÃO, 2011; PINHEIRO, 2012; DAMASCENO, 2013).

O presente trabalho visa apresentar e discutir os resultados obtidos nos trabalhos de campo, nas análises petrográficas (macro e microscópicas), na química mineral, na geoquímica

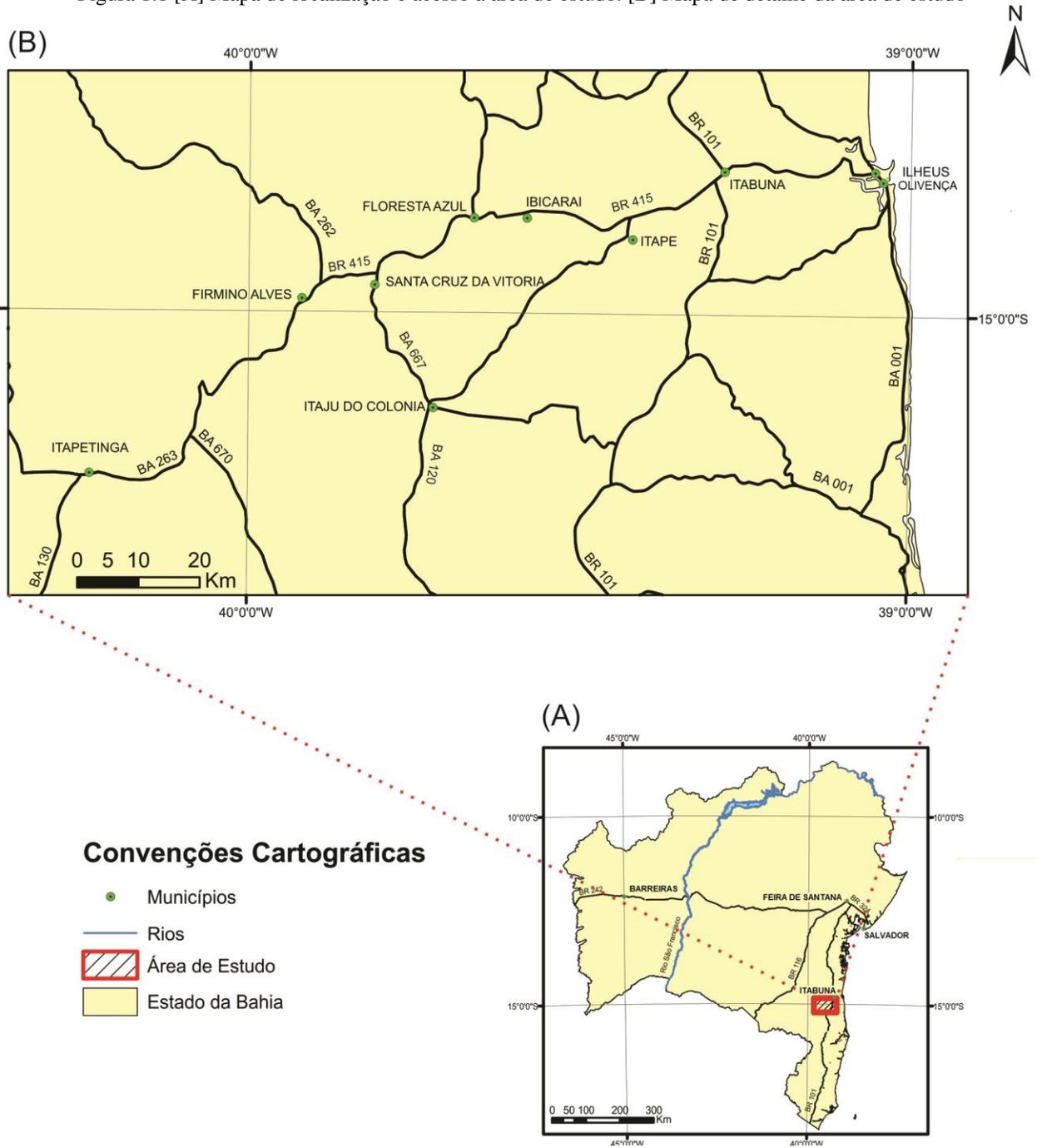
dos elementos maiores, traço e terras raras, e nos estudos geocronológico-isotópicos dos diques máficos das regiões de Itajú do Colônia e Itapé, que serão tratados ao longo do trabalho como DMIC e DMIT, respectivamente, no intuito de caracterizar a ambiência geotectônica e os aspectos petrogenéticos desse magmatismo básico.

1.2 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo está localizada na porção sudeste do Estado da Bahia (Figura 1.1A), abrangendo os municípios de Itapé, Itajú do Colônia, Ibicaraí, Itororó, Firmino Alves, Ibicuí Floresta Azul, Itapetinga e Santa Cruz da Vitória, que distam, em média, cerca de 450 km da cidade de Salvador (Figura 1.1B), sendo aproximadamente delimitada pelas coordenadas geográficas $39^{\circ}20'30''$ e $40^{\circ}12' 14''$ de longitude W e $14^{\circ}37'36''$ e $15^{\circ} 40' 19''$ de latitude S, contida nas Folhas Cartográficas de Itabuna (SD.24-Y-B-VI), Ibicaraí (SD. 24-Y-B-V), Itajú do Colônia (SD.24-Y-D-II) e Itapetinga (SD.24-Y-D-I), na escala 1: 100.000 (SUDENE). O acesso à área é feito, partindo de Salvador, pela BR 324, passando pela BR 101 (Rio-Bahia) até Itabuna e, a partir daí, a maioria das localidades são acessadas pela BR 415, BA 667, BA 263, BA 120 e estradas vicinais.

As melhores e mais acessíveis exposições da área constituem os diques máficos de Itapé e Itajú do Colônia, que ocorrem principalmente ao longo do leito do rio Colônia que, em Itapé, seu afluente é chamado de rio Cachoeira, enquanto em Itajú do Colônia recebe o nome de rio Salgado. Em ambos, os corpos filonianos são bastante expressivos, truncando o leito do rio de uma margem a outra (aproximadamente 200m), com espessura variando de poucos centímetros a 5 metros, aproximadamente. Essas exposições intrudem rochas pré-cambrianas no embasamento cristalino subverticalmente, com direção preferencial NE-SW e NW-SE, cujos contatos com suas rochas encaixantes são frequentemente bem delineados.

Figura 1.1 [A] Mapa de localização e acesso à área de estudo. [B] Mapa de detalhe da área de estudo



1.3 OBJETIVOS

- Geral

O presente trabalho tem como objetivo maior caracterizar, através de uma abordagem multidisciplinar que envolve a aplicação de estudos geológicos, petrográficos, geoquímicos, químico-mineral e geocronológico-isotópicos, o magmatismo basáltico fissural presente nas regiões de Itajú do Colônia (DMIC) e Itapé (DMIT), pertencentes às Províncias de Diques Máficos Litorânea (PL) e Itabuna - Itajú do Colônia (PIIC), respectivamente.

- Específicos

- i) Descrever os tipos litológicos da área de estudo que estão associados aos enxames de diques máficos da PL e PIIC.
- ii) Caracterizar a ocorrência dos diques máficos em campo, destacando suas formas, relações de contato com as rochas encaixantes, espessuras, comprimentos e atitudes dos mesmos.
- iii) Descrever petrograficamente os diques máficos, a fim de definir a possível existência de diferentes grupos de rochas.
- iv) Verificar a composição química das principais fases minerais e daquelas relacionadas à mineralogia secundária, além de obter parâmetros físico-químicos que possibilitem estabelecer as condições de temperatura que presidiram o magmatismo basáltico.
- v) Caracterizar o comportamento geoquímico dos elementos maiores, traço e terras raras dos diques máficos.
- vi) Analisar as razões isotópicas de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{147}\text{Sm}/^{146}\text{Nd}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e Ar-Ar para investigação das idades de magmatismo e entendimento da gênese dos diques máficos estudados, buscando compreender melhor suas fontes e as possíveis interações existentes entre as fontes mantélicas e crustais no desenvolvimento do magmatismo máfico fissural nas regiões.

1.4 APRESENTAÇÃO E CONTEXTUALIZAÇÃO DO PROBLEMA

O magmatismo anorogênico na região leste do CSF é bastante expressivo. A ocorrência de corpos filonianos provenientes desse magmatismo se configura como uma grande oportunidade de discriminar as suítes petrológicas referentes aos diques básicos, investigar a gênese destas rochas anorogênicas, posicioná-las temporalmente e, assim, analisar o provável regime geodinâmico responsável por estas intrusões na região sul/sudeste do CSF.

É notável que o magmatismo fissural no Estado da Bahia vem sendo alvo de diversas discussões e tem despertado o interesse de vários autores ao longo dos anos (e. g. TANNER DE OLIVEIRA, 1989; CORRÊA-GOMES et al., 1996; CORRÊA-GOMES, 2000; MENEZES LEAL et al., 2012) resultando em vários modelos de evolução magmática e diferentes propostas de classificação para os corpos filonianos das diversas Províncias de Diques Máficos do Estado da Bahia.

Todavia, muitas lacunas ainda permanecem, dentre as quais podemos destacar: ausência de estudos aprofundados no que concerne às suítes neoproterozoicas, bem como trabalhos de mapeamento geológico em escala de maior detalhe; escassez de análises mais detalhadas da mineralogia desses corpos, bem como das suas características químicas; necessidade de maior entendimento quanto aos processos geodinâmicos, à petrogênese do magmatismo e compreensão das fontes envolvidas na gênese dessas rochas.

1.5 JUSTIFICATIVA

A relevância científica do presente trabalho pode ser considerada principalmente pela necessidade de aprofundamento no conhecimento acerca dos episódios ígneos formadores dos diques máficos alojados no embasamento arqueano/proterozoico do sudeste do Estado da Bahia, especificamente no segmento meridional do CSF, o que possibilitará uma melhor compreensão dos processos geológicos e o regime geodinâmico atuante na referida área durante os períodos Ectasiano e Criogeniano, em estágios extensionais que antecederam a ruptura do Supercontinente Rodínia.

Dessa forma, esta proposta de trabalho se justifica por apresentar uma significativa contribuição ao entendimento das manifestações ígneas registradas durante o Meso e Neoproterozoico no sul do Estado da Bahia.

1.6 MATERIAIS E MÉTODOS

Para atingir os objetivos propostos e responder às questões necessárias à compreensão geológica da área fez-se uso de uma investigação sistematizada baseada em diferentes e sucessivas atividades desenvolvidas durante o período de permanência no Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geologia (2012 a 2017), no Instituto de Geociências na Universidade Federal da Bahia, e será demonstrada a seguir.

- Levantamento de Dados Bibliográficos

Nesta etapa foi realizada uma revisão bibliográfica pormenorizada da literatura existente sobre o contexto geológico regional e geotectônico da porção S-SE do Cráton do São Francisco, Supercontinente Rodínia, magmatismo máfico, magmatismo de diversas províncias basálticas continentais mundiais, além de ênfase na petrografia, geoquímica, aspectos geocronológicos, isotópicos, petrogenéticos e geodinâmicos de rochas basálticas, mais especificamente dos diques máficos, em geral, incluindo-se aí as ocorrências da Bahia, do Brasil e de outros países.

- Trabalhos de Campo

Para a realização desta fase foram utilizadas as cartas topográficas da Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE) que recobrem a área da pesquisa na escala de 1:100.000, correspondendo às Folhas de Itabuna (SD.24-Y-B-VI), Ibicaraí (SD. 24-Y-B-V), Itajú do Colônia (SD.24-Y-D-II) e Itapetinga (SD.24-Y-D-I), além do mapa geológico do Projeto Região de Itapetinga - Sul da Bahia (MORAES FILHO e LIMA, 2007) e do Mapa Geológico do Estado da Bahia na escala 1: 100.000.000 (BARBOSA e DOMINGUEZ, 1996).

Uma viagem de campo foi realizada, no período de 24 a 29 de setembro de 2013. Neste período foram investigados 53 pontos - todos eles referindo-se a diques máficos e/ou suas rochas encaixantes - onde foram observados e registrados suas características geológicas e suas relações com as rochas encaixantes, havendo também, quando possível, a coleta de amostras para posteriores estudos petrográficos, geoquímicos, de química mineral, geocronológicos e isotópicos.

Durante a referida campanha contamos com o apoio logístico do curso de Pós-Graduação em Geologia do IGEO-UFBA e com o acompanhamento da orientadora Angela Beatriz de Menezes Leal, das geólogas Maria Clara Martins Cardoso Duarte e Michele Cássia

Pinto Santos, e também dos alunos de Curso de Graduação em Geologia da UFBA Daniel Mendonça Rodrigues, Felipe Garrido Nery Falcão e Pérola Salles Costa.

É importante ressaltar que o mapa geológico produzido neste trabalho é resultado dos trabalhos de campo realizados também durante o Trabalho Final de Graduação e Mestrado da autora (2009 e 2012, respectivamente), e foi elaborado com base nos registros de 73 pontos pertencentes à área de estudo, nos quais observamos, via de regra, a ocorrência dos diques máficos e/ou das suas rochas hospedeiras, e de onde coletamos 56 amostras de diques máficos. A Tabela 1.1 mostra a localização e coordenadas dos pontos visitados, bem como as análises realizadas. Os mapas das Figuras 3.1 e 3.2 (Capítulo III) mostram a localização dos referidos pontos.

- Petrografia

Para a realização desta etapa foram analisadas 50 lâminas delgadas, sendo 32 representativas dos diques máficos da região de Itajú do Colônia (DMIC) e 18 dos diques máficos da região de Itapé (DMIT). As lâminas delgadas utilizadas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação da Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM). Para o estudo petrográfico microscópico, contamos com o auxílio dos microscópios binoculares da marca Olympus modelo BX41, pertencentes ao Laboratório de Petrografia do Núcleo de Geologia Básica (NGB) - UFBA e ao Laboratório de Petrografia do Curso Técnico Integrado em Geologia do Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia da Bahia (IFBA) *Campus* de Salvador. Também foi realizada uma análise macroscópica dos diques máficos.

Na análise petrográfica enfatizamos o reconhecimento das assembleias minerais constituintes, granulometria, relações texturais e as transformações mineralógicas das rochas, bem como a avaliação modal dos constituintes minerais nos diferentes litotipos dos DMIT e DMIC.

Tabela 1.1 Relação dos pontos visitados nas áreas de estudos (com coordenadas UTM), mostrando em quais pontos ocorreram coleta de amostras, tipo litológico, se há lâmina petrográfica, análise química de rocha total (elementos maiores e traço), análise de elementos terras-raras, química mineral, análise geocronológica e análise isotópica. IT - pontos na região de Itapé (DMIT) e IC - pontos na região de Itajú do Colônia (DMIC)

Ponto	Coordenadas (UTM)		Litologia	Lâmina Petrográfica	Análise Química - Rocha Total	Elementos Terras-Raras	Química Mineral	Geocronologia	Isótopos
IT-01	446.357	8.349.057	Dique Máfico	X	X	X	X	-	-
IT-02	446.340	8.349.030	Dique Máfico/Granulito	X	X	X	-	-	-
IT-03	446.351	8.349.013	Dique Máfico	X	X	X	-	X	X (Rb-Sr, Sm-Nd e Ar-Ar)
IT-04	446.357	8.349.010	Dique Máfico/Granulito	-	-	-	-	-	-
IT-05	446.365	8.349.008	Dique Máfico/Granulito	-	-	-	-	-	-
IT-06	446.371	8.349.002	Dique Máfico/Granulito	-	-	-	-	-	-
IT-07	446.403	8.348.990	Dique Máfico/Granulito	X	X	-	-	-	-
IT-08	447.289	8.348.917	Granulito	X	-	-	-	-	-
IT-09	447.797	8.349.112	Dique Máfico	X	X	-	-	-	-
IT-10	447.870	8.349.140	Dique Máfico	X	X	-	-	-	-
IT-11	448.157	8.349.145	Dique Máfico	X	X	X	-	-	-
IT-12	448.647	8.349.009	Dique Máfico/Granulito	-	-	-	-	-	-
IT-13	448.687	8.348.982	Dique Máfico/Granulito	-	-	-	-	-	-
IT-14	449.202	8.348.785	Dique Máfico/Granulito	-	-	-	-	-	-
IT-15	449.548	8.348.716	Dique Máfico	X	X	-	-	-	-
IT-16	449.653	8.348.767	Dique Máfico	-	-	-	-	-	-
IT-17	449.767	8.348.821	Dique Máfico	-	-	-	-	-	-
IT-18	449.799	8.348.872	Dique Máfico	-	-	-	-	-	-
IT-19	449.978	8.354.310	Dique Máfico	X	X	X	X	X	X (Rb-Sr, Sm-Nd)
IT-20	446.384	8.349.081	Dique Máfico/Granulito	X	X	X	-	X	X (Rb-Sr, Sm-Nd)
IT-21	447.860	8.349.973	Dique Máfico	-	-	-	-	-	-
IT-22	448.872	8.348.896	Dique Máfico/Granulito	-	-	-	-	-	-
IT-23	448.878	8.348.882	Dique Máfico/Granulito	X	X	X	-	X	X (Rb-Sr, Sm-Nd)
IT-24	453.164	8.352.620	Dique Máfico/Granulito	-	-	-	-	-	-
IT-25	453.729	8.352.760	Dique Máfico/Granulito	X	X	X	-	X	X (Rb-Sr, Sm-Nd)
IT-26	453.729	8.352.750	Dique Máfico/Granulito	X	X	X	-	X	X (Rb-Sr, Sm-Nd)

Ponto	Coordenadas (UTM)		Litologia	Lâmina Petrográfica	Análise Química - Rocha Total	Elementos Terras-Raras	Química Mineral	Geocronologia	Isótopos
IC-01	421.068	8.325.230	Dique Máfico/Granulito	X	X	X	-	-	-
IC-02	418.123	8.325.609	Granulito	-	-	-	-	-	-
IC-03	416.949	8.326.104	Rocha Alterada	-	-	-	-	-	-
IC-04	415.084	8.325.500	Dique Máfico	-	-	-	-	-	-
IC-05	411.328	8.327.042	Dique Máfico	X	X	X	-	-	-
IC-06	414.615	8.325.940	Dique Máfico	X	X	X	-	-	-
IC-07	398.393	8.338.075	Granulito	-	-	-	-	-	-
IC-08	395.678	8.334.075	Dique Máfico	X	X	X	-	-	-
IC-09	419.134	8.331.773	Dique Máfico	X	X	X	X	-	-
IC-10	422.367	8.325.541	Dique Máfico	X	X	X	X	-	X (Rb-Sr, Sm-Nd)
IC-11	420.514	8.319.580	Dique Máfico	X	X	X	-	X	X (Rb-Sr, Sm-Nd)
IC-12	420.962	8.315.167	Dique Máfico	X	X	-	-	-	-
IC-13	420.798	8.314.853	Dique Máfico	X	X	X	-	-	-
IC-14	417.961	8.308.393	Dique Máfico	-	-	-	-	-	-
IC-15	428.707	8.357.583	Dique Máfico	X	X	X	-	X	X (Rb-Sr, Sm-Nd)
IC-16	428.707	8.357.565	Dique Máfico	X	X	X	-	-	-
IC-17	427.542	8.359.176	Dique Máfico	-	-	-	-	-	-
IC-18	427.591	8.359.164	Dique Máfico?	-	-	-	-	-	-
IC-19	427.623	8.359.163	Dique Máfico	X	-	-	-	-	-
IC-20	417.993	8.308.437	Dique Máfico	-	-	-	-	-	-
IC-21	417.963	8.298.360	Dique Máfico	-	-	-	-	-	-
IC-22	384.305	8.319.356	Dique Máfico/Gnaiss	-	-	-	-	-	-
IC-23	383.554	8.315.584	Dique Máfico	-	-	-	-	-	-
IC-24	385.334	8.311.574	Dique Máfico	-	-	-	-	-	-
IC-25	385.682	8.311.425	Dique Máfico	-	-	-	-	-	-
IC-26	387.716	8.312.271	Dique Máfico	X	X	X	-	-	-
IC-27	391.799	8.312.098	Dique Máfico	X	X	X	-	-	-
IC-28	391.799	8.312.098	Dique Máfico	X	X	X	-	-	-

Ponto	Coordenadas (UTM)		Litologia	Lâmina Petrográfica	Análise Química - Rocha Total	Elementos Terras-Raras	Química Mineral	Geocronologia	Isótopos
IC-29	391.097	8.311.029	Dique Máfico	X	-	-	-	-	-
IC-30	392.476	8.306.934	Dique Máfico	X	-	-	-	-	-
IC-31	395.097	8.300.813	Dique Máfico	X	-	-	-	-	-
IC-32	401.994	8.291.094	Dique Máfico/Gnaiss	-	-	-	-	-	-
IC-33	401.994	8.291.094	Dique Máfico/Gnaiss	-	-	-	-	-	-
IC-34	390.985	8.333.708	Dique Máfico	X	X	X	-	X	X (Rb-Sr, Sm-Nd)
IC-35	428.231	8.358.830	Dique Máfico	X	X	X	-	X	X (Rb-Sr, Sm-Nd)
IC-36	428.647	8.357.543	Dique Máfico	X	X	X	-	-	-
IC-37	375.762	8.273.612	Dique Máfico/Granulito	-	-	-	-	-	-
IC-38	376.052	8.273.730	Dique Máfico	X	X	X	-	-	X (Rb-Sr, Sm-Nd)
IC-39	421.129	8.325.226	Dique Máfico	X	X	X	-	-	X (Rb-Sr, Sm-Nd)
IC-40	414.303	8.326.050	Dique Máfico	X	X	-	-	-	X (Rb-Sr, Sm-Nd)
IC-41	422.412	8.325.620	Dique Máfico	X	X	-	-	-	X (Rb-Sr, Sm-Nd)
IC-42	420.873	8.350.855	Dique Máfico	X	X	X	-	X	X (Rb-Sr, Sm-Nd)
IC-43	419.129	8.331.778	Dique Máfico/Granulito	X	X	X	-	-	-
IC-44	421.019	8.325.435	Dique Máfico	-	-	-	-	-	-
IC-45	421.037	8.325.387	Dique Máfico/Granulito	X	X	X	-	-	X (Rb-Sr, Sm-Nd)
IC-46	413.527	8.326.062	Dique Máfico	-	X	X	-	-	-
IC-47	413.174	8.325.909	Dique Máfico	X	-	-	-	-	-

Fonte: Autoria própria.

A partir dos dados obtidos através dos estudos petrográficos, algumas amostras significativas foram selecionadas para a realização de estudo geoquímico, de química mineral e geocronológico-isotópico.

- Química Mineral

As análises de química mineral foram realizadas no Laboratório da *Université Blaise Pascal em Clermont Ferrand* (França). Foram escolhidas 02 amostras representativas dos DMIC (IC-09 e IC-10) e 02 amostras dos DMIT (IT-01 e IT-19).

O equipamento utilizado foi uma microsonda eletrônica do tipo Cameca SX 100 em condições de operação de 15 kV, 15 nA, com espessuras do raio incidente variando entre 5 e 10 μ m. Foram analisados cristais de clinopiroxênio, plagioclásio, feldspato, biotita e minerais opacos, onde foram determinados os teores de SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO, Cr₂O₃, MnO, MgO, CaO, K₂O e Na₂O.

Com o auxílio do *software* Minpet (RICHARD, 1995), a fórmula estrutural dos minerais foi calculada a fim de determinar as fases minerais do piroxênio, plagioclásio e minerais opacos, enquanto que para o cálculo da fórmula estrutural da biotita, foi utilizado o *software* Bioterm (YAVUZ e OZTAS, 1997).

Para a confecção de diagramas binários foram utilizados os programas Minpet da versão 2.02 (RICHARD, 1995), que adota os critérios da IMA (*International Mineralogical Association*). Estes diagramas permitiram uma rápida visualização, análise e interpretação dos dados obtidos, bem como a classificação das fases minerais analisadas.

Para o cálculo das temperaturas do plagioclásio foram utilizados os procedimentos encontrados nos trabalhos de Kudo e Weill (1970) e Mathez (1973), e para cálculo das temperaturas do piroxênio foram utilizados os métodos aplicados por Kretz (1982). Os valores dos cálculos são organizados e descritos nos aplicativos em ambiente *WINDOWS* como EXCEL e WORD.

- Litogeoquímica

As análises geoquímicas em rocha total foram realizadas em um total de 47 amostras de diques máficos que ocorrem na área de estudo, das quais 30 são representativas dos DMIC (IC-01B, IC-05, IC-06B, IC-06C, IC-08, IC-09, IC-10A, IC-10B, IC-11, IC-12A, IC-12B, IC-13,

IC-15, IC-16B, IC-26, IC-27, IC-28B, IC-34B, IC-34C, IC-34D, IC-34E, IC-35, IC-36, IC-38, IC-39, IC-40, IC-41, IC-42, IC-45, IC-46) e 17 dos DMIT (IT-01, IT-02B, IT-02C, IT-03, IT-07, IT-09, IT-10A, IT-10B, IT-11, IT-15B, IT-19, IT-20, IT-23, IT-25A, IT-25B, IT-25C, IT-26). Em todas as referidas amostras foram determinadas as concentrações de elementos maiores e traço, e em 35 amostras foram analisados elementos terras raras (IT-01, IT-02B, IT-03, IT-11, IT-19, IT-20, IT-23, IT-25A, IT-25B, IT-25C, IT-26, IC-06B, IC-08, IC-09, IC-10A, IC-11, IC-13, IC-15, IC-16B, IC-26, IC-27, IC-28B, IC-34B, IC-34C, IC-34D, IC-34E, IC-35, IC-36, IC-38, IC-39, IC-40, IC-41, IC-42, IC-45, IC-46).

A preparação das amostras foi realizada no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências/UFBA, seguindo as etapas de britagem no britador de mandíbulas, quartejamento e moagem no *shatter box*.

As análises químicas foram efetuadas nos laboratórios do IGc/USP e da GEOSOL-LAKE FIELD LTDA. Os elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , Na_2O , K_2O , MnO , TiO_2 , P_2O_5 e Cr_2O_3) e alguns elementos traço (Ba, Nb, Ni, Sr, Sc, Y e Zr) foram dosados por Espectrômetro de Emissão ICP (Jarrel Ash AtomComp Model 975 /Spectro Ciros Vision) e os outros elementos menores e terras raras por Espectrômetro de Plasma Induzido (ICP-MS: Perkin-Elmer ELAN 6000). O Cr foi analisado para as amostras dos diques máficos, porém, de modo geral, as concentrações deste elemento estavam abaixo do limite de detecção e, por isso, os resultados obtidos para esse elemento foram descartados. No caso do Na_2O e K_2O as análises com teores abaixo de 1% foram obtidas por absorção atômica após digestão de HCl e HClO_4 . Perda ao fogo (LOI) foi estimada pela ignição em 1g de amostra a 950°C por 90 minutos. A reprodutibilidade analítica (1σ) obtida através de 20 medidas repetidas do padrão SO-18 foi menor que 0,1 % para todos os elementos maiores, exceto para SiO_2 ($1\sigma = 0,3 \%$) e Al_2O_3 ($1\sigma = 0,16 \%$) e de 0,45% a 6,89% para elementos traços, exceto para Ta, o qual teve um erro mais alto de 17,8%.

Os resultados analíticos obtidos foram utilizados na elaboração de diagramas de classificação de rochas e de distribuição entre elementos maiores, traço e elementos terras raras. Para facilitar a interpretação dos dados geoquímicos foram utilizados dois aplicativos numéricos (*software*) em ambientes *WINDOWS*: o GCDkit 2.23 (JANOUSEK et al., 2006) e o Minpet 2.02 (RICHARD, 1995), além do EXCEL.

- Geocronologia e Geologia Isotópica

Dezessete amostras de diques máficos foram selecionadas e preparadas (rocha total) para análises isotópicas através dos métodos Rb-Sr e Sm-Nd, sendo 11 amostras representativas dos DMIC (IC-10, IC-11, IC-15, IC-34C, IC-35, IC-38, IC-39, IC-40, IC-41, IC-42 e IC-45) e 06 dos DMIT (IT-03, IT-19, IT-20, IT-23, IT25C e IT-26). No entanto, apenas 09 foram selecionadas para os estudos geocronológicos (IC-11, IC-15, IC34B, IC-35, IC-42, IT-03, IT-19, IT-23 e IT-26). Dentre estas, uma foi selecionada para o método Ar-Ar (IT-03).

As respectivas análises foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do IG-USP. Os métodos Rb-Sr e Sm-Nd foram aplicados em rocha total envolvendo a técnica de diluição isotópica, enquanto o método Ar-Ar foi realizado a partir da fusão total de rocha com aquecimento progressivo (*step-heating*), ambos de acordo com procedimentos analíticos atualmente em rotina no CPGeo. Previamente, as amostras foram devidamente preparadas no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências/UFBA pela autora, seguindo as etapas de britagem no britador de mandíbulas, quarteamento e moagem no *shatter Box*.

Posteriormente, os resultados fornecidos pelo CPGeo foram devidamente lançados no *software* Isoplot (LUDWIG, 2003 - versão 4.10.09.12.21) para a geração dos respectivos diagramas isocrônicos. Para o cálculo dos parâmetros isotópicos Sr e Nd foram utilizados os aplicativos em EXCEL do CPGeo-USP.

O princípio e o significado dos métodos Rb-Sr, Sm-Nd (isócronas e errócronas em rocha total, razões iniciais, idades modelo, épsilons, etc) e Ar-Ar (determinações em rocha total), bem como as interpretações desses dados podem ser encontrados principalmente em Faure e Mensing (2005).

- Elaboração da Tese

Esta tese foi elaborada a partir da interpretação e integração das informações e resultados obtidos ao longo das etapas de pesquisa bibliográfica, campanhas de campo e análises dos dados petrográficos, geoquímicos, de química mineral, geocronológicos e isotópicos, obtidos para os diques máficos da área estudada, durante a realização do projeto de pesquisa. A formatação adotada segue o modelo apresentado no Manual de Formatação de Teses e Dissertações da Pós-Graduação de Geologia da UFBA, de 22/04/15, além das normas da ABNT.

CAPÍTULO II

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 INTRODUÇÃO

A área de estudo hospeda as suítes petrológicas referentes aos diques máficos da região compreendida entre os municípios de Itapé, Itajú do Colônia, Ibicaraí, Itororó, Firmino Alves, Ibicuí, Floresta Azul, Itapetinga e Santa Cruz da Vitória, pertencentes às Províncias de Diques Máficos Litorânea (PL) e de Itabuna-Itajú do Colônia (PIIC) (CORRÊA-GOMES et al., 1996; MENEZES LEAL et al., 2012) localizada na porção sudeste da Bahia. O arcabouço geológico da área está parcialmente alojado na Zona de Cisalhamento Itabuna-Itajú do Colônia (ZCIIC) (CORRÊA-GOMES et al., 1996; CORRÊA-GOMES, 1992, 2000), que guarda parte da Província Alcalina do sul do Estado da Bahia (SILVA FILHO et al., 1974), e registra unidades geológicas pertencentes ao Complexo Ibicaraí (MORAES FILHO e LIMA, 2007) relacionadas às rochas granulíticas do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (BARBOSA e SABATÉ, 2003), na transição entre o Cráton do São Francisco e a Faixa Araçuaí (ALMEIDA, 1977).

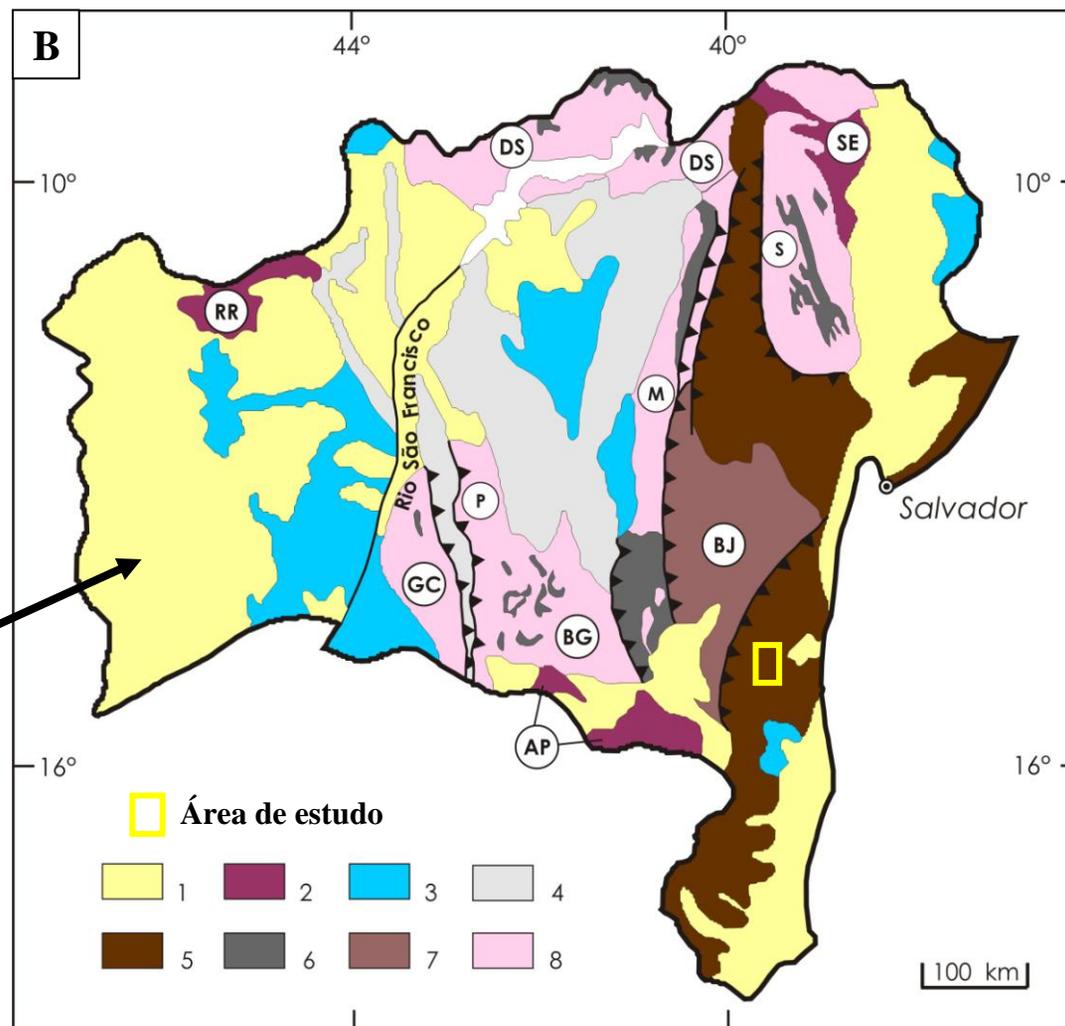
2.2 O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

Extensas regiões tectonicamente estabilizadas ao término do Paleoproterozoico são feições comuns na Plataforma Sul-Americana. O Cráton do São Francisco (CSF) (ALMEIDA, 1967, 1977) (Figura 2.1A), também denominado de Província São Francisco (MASCARENHAS et al., 1984) ou Antepaís do São Francisco (ALKMIN et al., 1993), é uma dessas regiões, sendo uma das mais significativas províncias geológicas na América do Sul e compreende terrenos arqueanos, que foram amalgamados no Paleoproterozoico e retrabalhados no Neoproterozoico. É circundado pelas faixas orogênicas, denominadas de Araçuaí, Brasília, Sergipana, Formosa do Rio Preto e Riacho do Pontal (ALMEIDA, 1977) (Figura 2.1B).

De acordo com Trompette (1994), a evolução tectônica do CSF está relacionada à do Cráton do Congo-Zaire (CCZ), situado na África, do qual é sua extensão. O CSF representa a apófise ocidental de um enorme cráton, ocupando a parte central do Gondwana Ocidental, o Cráton do Congo (ou Zaire) - São Francisco, que foi segmentado em duas partes quando ocorreu

Figura 2.1 [A] Localização do Crátom São Francisco. [B] Esboço geológico e compartimentação tectônica do Estado da Bahia

- 1- Coberturas Fanerozoicas
- 2- Faixas de Dobramentos (AP - Araçuaí; SE - Sergipana; RR - Formosa do Rio Preto)
- 3- Coberturas Plataformais do Neoproterozoico (Supergrupo São Francisco)
- 4- Coberturas Plataformais do Mesoproterozoico (Supergrupo Espinhaço)
- 5- Cinturões Móveis do Paleoproterozoico
- 6- Sequência Sedimentar e Metassedimentar do Arqueano
- 7 e 8 - Blocos Arqueanos (BJ-Bloco Jequié, BG- Bloco do Gavião; GC-Bloco Guanambi-Correntina; P-Paramirim; S-Serrinha; M-Mairi; DS-Domínio Sobradinho)



Fonte: Adaptado e modificado de Barbosa e Dominguez (1996)

a abertura do Atlântico Sul, cuja origem, segundo a Sociedade Brasileira para o Progresso da Ciência (SBPC) (2013), está relacionada com a ruptura e dispersão da Pangea, por volta de 135 Ma, possivelmente combinada com a ação de fluxos quentes e ascendentes no interior da Terra, as chamadas plumas mantélicas.

Ainda segundo Trompette (1994), ambos crátons exibem embasamento cristalino de idade arqueana e paleoproterozoica, bacias e *rifts* do Paleo/Mesoproterozoico com associação de supracrustais e vulcanismos associados, além de extensas coberturas sedimentares neoproterozoicas e fanerozoicas. O embasamento deste cráton é constituído por rochas e feições tectônicas mais velhas que 1,8 Ga (ALKMIN, 2004).

Segundo Barbosa et al. (2003a), o CSF abrange principalmente os estados da Bahia e de Minas Gerais e corresponde à mais bem exposta e estudada unidade tectônica do embasamento da Plataforma Sul-Americana. De acordo com Barbosa e Dominguez (1996) e Barbosa e Sabaté (2002, 2003) a Bahia tem cerca de 50% da sua área ocupada pelo CSF.

De acordo com Barbosa e Sabaté (2002, 2003, 2004), o embasamento do CSF no Estado da Bahia é subdividido em quatro segmentos crustais de idade arqueana, a saber: Bloco Gavião (BG), Bloco Jequié (BJ), Bloco Serrinha (BS) e o Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (BISC). O Bloco Gavião é constituído por rochas graníticas, granodioríticas e migmatíticas, com remanescentes de suítes TTG. O Bloco Jequié é formado de migmatitos que exibem enclaves de rochas supracrustais e intrusões graníticas-granodioríticas, todos reequilibrados na fácies granulito. O Bloco Serrinha é formado por ortognaisses graníticos-granodioríticos e tonalíticos, todos equilibrados na fácies anfíbolito. O Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (BISC), é constituído por tonalitos-trondhjemitos, rochas supracrustais e gabros/basaltos de bacia *back-arc*, todos estes litotipos reequilibrados na fácies granulito, também por uma faixa estreita de gnaisses (Banda de Ipiaú), com intercalações de bandas de anfíbolitos e de rochas quartzo-feldspáticas, além de granitos, todas essas litologias equilibradas na fácies anfíbolito.

2.3 ORÓGENO ITABUNA-SALVADOR-CURAÇÁ

O Sistema Orogênico Itabuna-Salvador-Curaçá (Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC), e.g., BARBOSA et al., 2001, 2003b) estende-se de norte a sul do Estado da Bahia ao longo de aproximadamente 700 km e inclui os denominados Cinturões Itabuna, ao sul, e Salvador-Curaçá, ao norte. Foi formado durante o Paleoproterozoico, durante um intervalo de

tempo de 2.0-3.0 Ga, quando o bloco do mesmo nome foi justaposto por compressão à outros blocos de idade arqueana (Blocos Gavião, Jequié e Serrinha) resultando na geração dessa importante cadeia de montanhas (BARBOSA e SABATÉ, 2003).

O segmento sul da parte brasileira deste orógeno constitui arcabouço da área de pesquisa deste trabalho, tendo sido denominado de Bloco Itabuna (PEDREIRA et al., 1975), *Mobile Belt* da Costa Atlântica (COSTA e MASCARENHAS, 1982), ou ainda Domínio da Costa Atlântica (BARBOSA, 1986; FIGUEIREDO, 1989). Segundo as pesquisas apresentadas por Barbosa (1990), Figueiredo e Barbosa (1993), Barbosa (1997) e Barbosa e Sabaté (2002), entre outros, o Segmento Sul do OISC seria a expressão final da colisão entre o maciço do Gabão - também entendido como África Ocidental - e o microcontinente Jequié, em 2,07 Ga - 2,08 Ga. A outra parte deste segmento encontra-se exposta no oeste da África, constituindo parte do Craton do Congo-Zaire, citado anteriormente.

Estudos realizados por Barbosa e Sabaté (2004) mostram que o OISC é constituído por granulitos tonalíticos-trondhjemíticos, granulitos monzoníticos-shoshoníticos, corpos charnockíticos com enclaves máfico-ultramáficos, além de rochas supracrustais e gabros/basaltos de bacias back-arc granulitizados.

Segundo Moraes Filho e Lima (2007), o OISC pode ser dividido em três complexos: Almadina, Ibicaraí e Ibicuí-Ipiaú, estando o foco deste trabalho voltado para os dois últimos, já que nestes se insere, quase totalmente, a área de pesquisa (Figura 2.2).

2.4 TERRENOS GNÁISSICO-MIGMATÍTICOS E GRANULÍTICOS

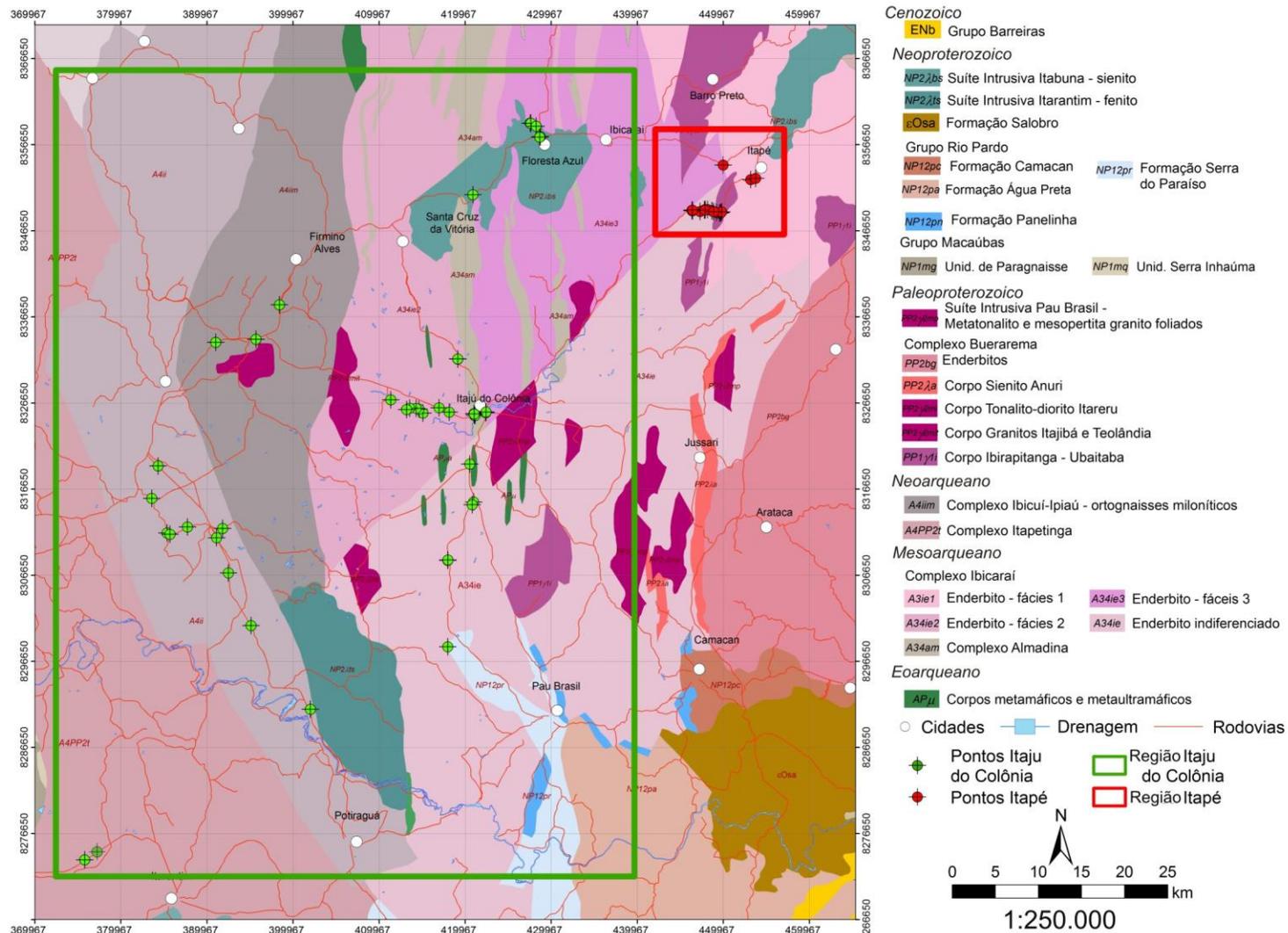
As rochas gnáissico-migmatíticas e granulíticas dos Complexos Ibicaraí, Ibicuí-Ipiaú e Itapetinga, constituem embasamento da área de pesquisa, no qual os diques máficos das regiões de Itajú do Colônia e Itapé estão intrudidos.

A nomenclatura aqui adotada para a distinção e caracterização das rochas granulíticas e gnáissicas é a mesma utilizada por Moraes Filho e Lima (2007), no Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Projeto Itapetinga-Canavieiras.

2.4.1 Complexo Ibicaraí

Os litotipos deste Complexo, que datam do Meso-Neoarqueano, afloram em uma grande faixa de área contínua no centro-leste da região estudada, ocupando a maior parte desta,

Figura 2.2 Mapa geológico simplificado da área de estudo



Fonte: Modificado e adaptado de Bizzi et al. (2001)

com uma representação em torno de 50%. Hospedam a maior parte dos diques máficos que são objeto desta pesquisa, com destaque para aqueles da região de Itapé, que neste se inserem em sua quase totalidade.

O Complexo Ibicaraí é constituído por rochas ortoderivadas, deformadas e equilibradas na fácies granulito, representadas por charnockitos, enderbitos, além de trondhjemitos e noritos. Os granulitos apresentam coloração variando em tonalidades de cinza a preta, com bandamento milimétrico a métrico, e nas suas bandas mais félsicas é possível observar a presença de *ribbons* de quartzo.

2.4.2 Complexo Ibicuí-Ipiaú

Os litotipos deste Complexo datam do Neoarqueano. Afloram ao longo de uma faixa de direção aproximada N-S, na porção centro-oeste da região estudada - entre os Complexos Ibicaraí e Itapetinga, compreendendo cerca de 40% da mesma. Hospedam uma grande parte dos diques máficos aqui estudados, todos estes inseridos na região de Itajú do Colônia.

O Complexo Ibicuí-Ipiaú é predominantemente constituído por ortognaisses granodioríticos, monzograníticos, tonalíticos e monzoníticos, cálcio-alcálicos, apresentando frequente milonitização. Registram níveis de metagabronorito e restos de rochas supracrustais.

2.4.3 Complexo Itapetinga

Este Complexo localiza-se na área de interação Cráton do São Francisco/Faixa de Dobramentos Araçuaí e seus litotipos datam do Neoarqueano, sendo estes os de menor representação na área de pesquisa - em torno de 10%, observados apenas nos extremos SW e NW da mesma. Foi observada apenas uma ocorrência de dique máfico nesta unidade, exatamente no seu segmento SW, nas proximidades do Município de Itapetinga.

O Complexo Itapetinga é constituído por hornblenda-biotita ortognaisse com níveis de anfíbolito e biotitito, geralmente milonitizados, além de hornblenda-biotita ortognaisse migmatítico.

2.5 CORPO IBIRAPITANGA-UBAITABA

Este corpo faz parte do Complexo Buerarema, que data do paleoproterozoico e, de acordo com Arcanjo (1997), é constituído de monzonito, quartzo-monzonito, sienito, monzodiorito e gabronorito granulíticos, foliados, calcálicos de alto K shoshoníticos metaluminosos, metabásicas e metaultrabásicas.

Na área de pesquisa, este domínio está situado a sul da cidade de Itapé, extremo NNE da Figura 2.2, e hospeda poucos diques máficos - todos aflorantes ao longo do rio Colônia.

2.6 A PROVÍNCIA ALCALINA DO SUL DO ESTADO DA BAHIA

Magmas alcalinos sub-saturados em sílica ocorrem no interior de placas continentais, associados a sistemas rifte; em placas oceânicas, associados a *hot spot*; ou ainda, como produto da ação de pluma mantélica. A gênese destes magmas é comumente interpretada como produto de baixa taxa de fusão parcial no manto. Logo, a presença de magmas alcalinos sub-saturados em SiO₂ constitui um marcador geodinâmico valioso quando se investiga a história evolutiva em terrenos antigos, pois sua instalação limita-se a períodos anorogênicos (ROSA et al., 2005b).

Na região sul da Bahia existe um alinhamento de rochas alcalinas datadas do Ciclo Brasileiro (900-500 Ma, ALMEIDA et al., 2000) que foram inicialmente identificadas por Fujimori (1967) e, posteriormente, reunidas por Silva Filho et al. (1974) sob a terminologia de Província Alcalina do Sul do Estado da Bahia (PASEBA) (ROSA et al., 2005a, 2005b, 2007).

A PASEBA está representada por várias intrusões que se sucedem sob a forma de 4 batólitos: Itabuna, Complexo Floresta Azul, Serra das Araras e Itarantim e vários stocks, denominados Itajú do Colônia, Rio Pardo, Serra da Gruta, entre outros, todos de natureza essencialmente nefelina sienítica. Além desses, ocorrem domos fonolíticos, traquíticos e um grande número de diques subverticais de natureza máfica e ultramáfica. Nesta província predominam rochas de natureza intermediária (CONCEIÇÃO et al., 1992). Esses corpos intrusivos encontram-se alinhados segundo a direção NE-SW, cuja colocação foi tectonicamente controlada pela ZCIIC, e intrudem OISC e o Complexo Itapetinga.

Esta província faz parte do CSF, inserida no embasamento granulítico de idade arqueana-paleoproterozoica pertencente ao OISC, e a sua parte sul localiza-se próximo ao limite tectônico com a Faixa Móvel Araçuaí, de idade neoproterozoica que, por sua vez, segundo Rosa et al. (2005b), apresenta expressivo magmatismo alcalino subsaturado em SiO₂, acondicionado em geossutura por 150 km que adentra nos terrenos arqueano-paleoproterozoicos do cráton.

Diversas pesquisas realizadas no âmbito da PASEBA (e.g. ROSA et al., 2002, 2003, 2004, 2005a, 2005b e 2007) permitiram admitir que o referido magmatismo alcalino durou cerca de 58 Ma (676 Ma a 734 Ma, ROSA et al., 2005a, 2005b), sendo mais precisamente relacionado a um estágio distensivo anterior ao evento colisional brasileiro que originou a Faixa Araçuaí (550 Ma, PEDROSA-SOARES et al., 2001). De acordo com Rosa et al. (2005b) o referido

magmatismo possui assinatura geoquímica característica de fonte tipo OIB, sugerindo assim a sua relação com um rifte continental.

Menezes et al. (2012), nos domínios desta Província, estudaram cinco *stocks* graníticos intrusivos no Complexo Itapetinga: Monte Alto, Jundiá, Bolívia, Irmão César e Serras, situados na região entre Itarantim e Potiraguá. Seus atributos geoquímicos são característicos de intrusões anorogênicas do tipo A1 (assinatura mantélica e associação com magmas básicos), com idades tonianas compreendidas entre 914-899 Ma (Pb-Pb, em zircão), sendo esse magmatismo cerca de 200 milhões de anos mais antigo do que a PASEBA (Criogeniano). Em processos geodinâmicos tais quais são sugeridos para essa região, a ascensão de pluma mantélica provoca usualmente a fusão parcial da base da crosta continental, havendo conseqüentemente a geração de magmas riolíticos (e.g., EBY, 1992; 2006), o que corroboraria a hipótese de que a PASEBA represente a expressão magmática de um rifte continental instalado entre 676-730 Ma (ROSA et al., 2007). Estes dados revelam a importância do episódio ígneo anorogênico do Toniano no sul da Bahia e evidenciam a continuidade espacial do magmatismo anorogênico que, anteriormente, foi identificado na região de Salto da Divisa-Itagimirim, a sudeste da área de ocorrência dos *stocks*, por Silva et al. (2008), datando de 880 Ma (U-Pb, SHRIMP).

2.7 ZONA DE CISALHAMENTO ITABUNA-ITAJÚ DO COLÔNIA

Na região SSE do Estado da Bahia, dentro da borda leste do Cráton do São Francisco, ocorre uma importante feição morfo-estrutural chamada de Zona de Cisalhamento Itabuna-Itajú do Colônia - ZCIIC. Trata-se de uma zona de cisalhamento (ZC) intracratônica, de orientação N45°, com 30 km de largura por 150 km de extensão, cuja implantação ocorreu no Neoproterozoico simultaneamente à intrusão de um enxame de diques máficos e félsicos, correspondendo, assim, ao arcabouço estrutural de grande parte dos corpos filonianos que são o foco deste trabalho. Segundo Mascarenhas e Garcia (1987) a ZCIIC corresponde a uma sutura paleoproterozoica, que foi reativada no neoproterozoico.

A ZCIIC é cortada em sua extensão SW pela Zona de Cisalhamento Potiraguá - ZCP, de orientação N140°, que marca o limite entre a Faixa de Dobramentos Araçuaí (Neoproterozoico), ao sul, e o Cráton do São Francisco (Arqueano-Paleoproterozoico). Correa-Gomes et al. (1998a, b) destacam que a abundância de zonas de fraturamento do tipo Riedel e anti-Riedel, o estilo rúptil da deformação associada e a atuação apenas localizada de deformação

dúctil, conferem à ZCIIC um caráter predominantemente frágil à frágil-dúctil, característica de zonas crustais rasas.

O cisalhamento rúptil afetou indistintamente todo o conjunto de litotipos existentes na região, cortando: (i) litotipos granulíticos, migmatíticos, anortosíticos e graníticos paleoproterozoicos do Cinturão Itabuna; (ii) parte dos metassedimentos meso(?)-neoproterozoicos do Grupo Rio Pardo e, (iii) rochas sieníticas saturadas e insaturadas em SiO₂ da Suíte Alcalina do Sul da Bahia.

De acordo com Corrêa-Gomes (2000), a ZCIIC aloja três grupos de rochas filonianas. O primeiro grupo corresponde a diques anfíbolíticos paleoproterozoicos, cisalhados e ligados aos momentos finais do Evento Paleoproterozoico (2,0 - 1,8 Ga), seguido por um enxame de diques toleíticos de idade aproximada de 1,0 Ga, relacionados a um domeamento litosférico possivelmente relacionado a uma pluma litosférica, e outro, de idade neoproterozoica (0,65 - 0,45 Ga), segundo Lima et al. (1981), composto por diques máficos e félsicos, pertencentes à Província Filoniana de Itabuna-Itajú do Colônia, alojados em condições de níveis crustais rasos.

Parte da área de estudo está inserida no contexto geotectônico da ZCIIC, especialmente a região de Itapé, que neste se encontra em sua totalidade. Porém, a região de Itajú do Colônia se insere parcialmente neste contexto, até mesmo por estar situada exatamente na borda oeste da ZCIIC. As demais localidades que constituem a região de Itajú do Colônia estão situadas a NW e SW da mesma e, portanto, fora do domínio da referida ZC.

2.8 PROVÍNCIAS DE DIQUES MÁFICOS

No Estado da Bahia existem diversas províncias filonianas, de caráter toleítico a alcalino. No período compreendido entre o Arqueano-Paleoproterozoico até o Fanerozoico estão inseridas as províncias oriundas de magmatismo toleítico, ao passo que no Neoproterozoico, de modo restrito, ocorrem as províncias provenientes de magmas alcalinos, que de acordo com Corrêa-Gomes et al. (1996), Corrêa-Gomes (2000) e Corrêa-Gomes e Oliveira (2002) estão normalmente associadas a zonas de cisalhamento rúpteis.

Os diques máficos do Estado da Bahia foram, inicialmente, subdivididos em dez principais províncias (CORRÊA-GOMES et al., 1996), baseados nas características químico-mineralógicas, geocronológicas e localização geográfica das mesmas, sendo estas: Província Uauá-Caratacá, Província Feira de Santana-Lamarão, Província São José do Jacuípe-Aroeira,

Província Juazeiro-Sobradinho, Província Metamáfica de Salvador, Província Chapada Diamantina-Paramirim, Província Litorânea, Província Caraíba-Cuaraçá, Província Coronel João Sá e Província Itabuna-Itajú do Colônia, resumidas posteriormente em apenas cinco (MENEZES LEAL et al., 2012), sendo as províncias Litorânea e Itabuna-Itajú do Colônia elementos de interesse desta pesquisa por apresentarem relação com os diques máficos que são, aqui, o objeto de estudo.

2.8.1 Província de Diques Máficos Litorânea

De acordo com Corrêa-Gomes et al. (1996), Corrêa-Gomes (2000), o magmatismo máfico fissural registrado na Província Litorânea (PL) é representado por diques máficos de composição toleítica, constituindo verdadeiros enxames em Ilhéus, Olivença e Camacã, além de ocorrerem em Salvador, onde constituem um conjunto de poucas dezenas de diques, e também em Itacaré. Ainda segundo esses autores, esses corpos filonianos predominantemente verticais a subverticais, com direções em leque, preferenciais N160°-N140°, em Salvador, e N100°-N80° em Ilhéus, Olivença e Camacã, com fortes similaridades químico-mineralógicas entre eles, e registram marcas das trajetórias de fluxo indicando que a migração do magma ocorreu no sentido do oceano atual para continente adentro. Essas evidências apontam para uma área fonte (ou áreas-fonte) situadas no Congo - África, quando América e África ainda eram unidos, na Placa São Francisco-Congo.

Os referidos autores apontam para esta província uma origem provavelmente relacionada a um domeamento litosférico, de formato elíptico, com eixo maior orientado N-S. Tanner de Oliveira (1989), Bellieni (1991) e Moraes Brito (1992), sugerem para a PL uma fonte magmática a partir de manto litosférico enriquecido e metassomatizado, que foi submetido a diferentes graus de fusão parcial.

As idades isotópicas obtidas para estes diques varia entre 0,92 e 1,10 Ga (D'AGRELLA FILHO et al., 1989, Ar-Ar; RENNÉ et al., 1990, Ar-Ar, e HEAMAN, 1991, Pb-Pb). O metamorfismo que afetou estes corpos foi apenas de caráter localizado.

2.8.2 Província de Diques Máficos Itabuna-Itajú do Colônia

Segundo Corrêa-Gomes et al. (1996), Corrêa-Gomes et al. (1998b), Corrêa-Gomes (2000), o magmatismo máfico fissural relacionado à Província Itabuna-Itajú do Colônia (PIIC) é

neoproterozoico, representado por diques de composição alcalina, situados no domínio da PASEBA, e tectonicamente controlados pela ZCIIC, o que é evidenciado pelo paralelismo desses corpos aos grandes falhamentos dessa zona, exibindo direção preferencial N50°-N40°. Ainda conforme os estudos realizados pelos referidos autores, é nas porções mais centrais desta ZC que se apresenta a maior concentração dos corpos filonianos, especialmente na cidade de Itapé, onde constituem um verdadeiro enxame (ARAÚJO et al., 1992). Nas demais cidades que compõem a área de estudo, os diques máficos ocorrem de forma razoavelmente concentrada ou esparsa.

Na PIIC foi possível agrupar os litotipos segundo suas filiações, considerando as características mineralógicas, texturais e petroquímicas (CORRÊA-GOMES et al., 1996), podendo assim serem classificados:

- Diques Máficos de Filiação Alcalina: basanitos, alcalibasaltos, hawaiitos e mugearitos;
- Diques Félsicos de Filiação Alcalina: quartzo-traquitos, traquitos e fonolitos;
- Diques Máficos de Filiação Transicional: basalto transicional, latibasalto, basalto-toleítico e andesibasalto.

Este conjunto filoniano encontra-se fracamente deformado, sugerindo que o preenchimento de fraturas pelo magma ocorreu tarditectonicamente, durante a reativação da ZCIIC (CORRÊA-GOMES et al., 1996).

CAPÍTULO III

CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

3.1 INTRODUÇÃO

Neste capítulo são abordados os principais aspectos geológicos relacionados às rochas encaixantes e aos diques máficos da região investigada.

A região sudeste do Estado da Bahia é recortada por inúmeros corpos máficos intrusivos, caracterizando o magmatismo basáltico que ocorreu na mesma. Esses corpos estão associados, sob a forma de diques, aos litotipos pertencentes ao embasamento cratônico polideformado e às unidades que compõem os Complexos Ibicaraí, Ibicuí-Ipiaú e Itapetinga, no segmento sul do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. Corrêa-Gomes et al. (1996) e Menezes Leal et al. (2012) classificaram o conjunto de diques máficos toleíticos que ocorre nessa região como pertencentes à Província Litorânea (PL), e os diques máficos alcalinos como pertencentes à Província Itabuna-Itajú do Colônia (PIIC).

Convém apresentar, primeiramente, as definições de dois importantes termos geotectônicos adotados para a elaboração deste trabalho, tal qual estão catalogados na publicação de Brito Neves (2011): (i) dique é uma intrusão ígnea de forma tabular (*sheet*) que corta a estratigrafia de uma sequência ou de outro corpo rochoso, estratificado ou não, que pode ter sua colocação em diversos níveis crustais, isoladamente ou como enxames e são sempre indicadores de processos extensionais e (ii) enxames de diques (*dyke swarms*) trata-se de intrusões ígneas tabulares, e que formam conjuntos de diques subparalelos em amplas regiões da crosta ou de uma região determinada, em domínios notáveis de tectônica extensional, predominantemente associados com intrusões básicas em profundidade, sendo muito comuns no início de um ciclo tectonomagmático (Ciclo de Wilson).

3.2 ROCHAS DO EMBASAMENTO

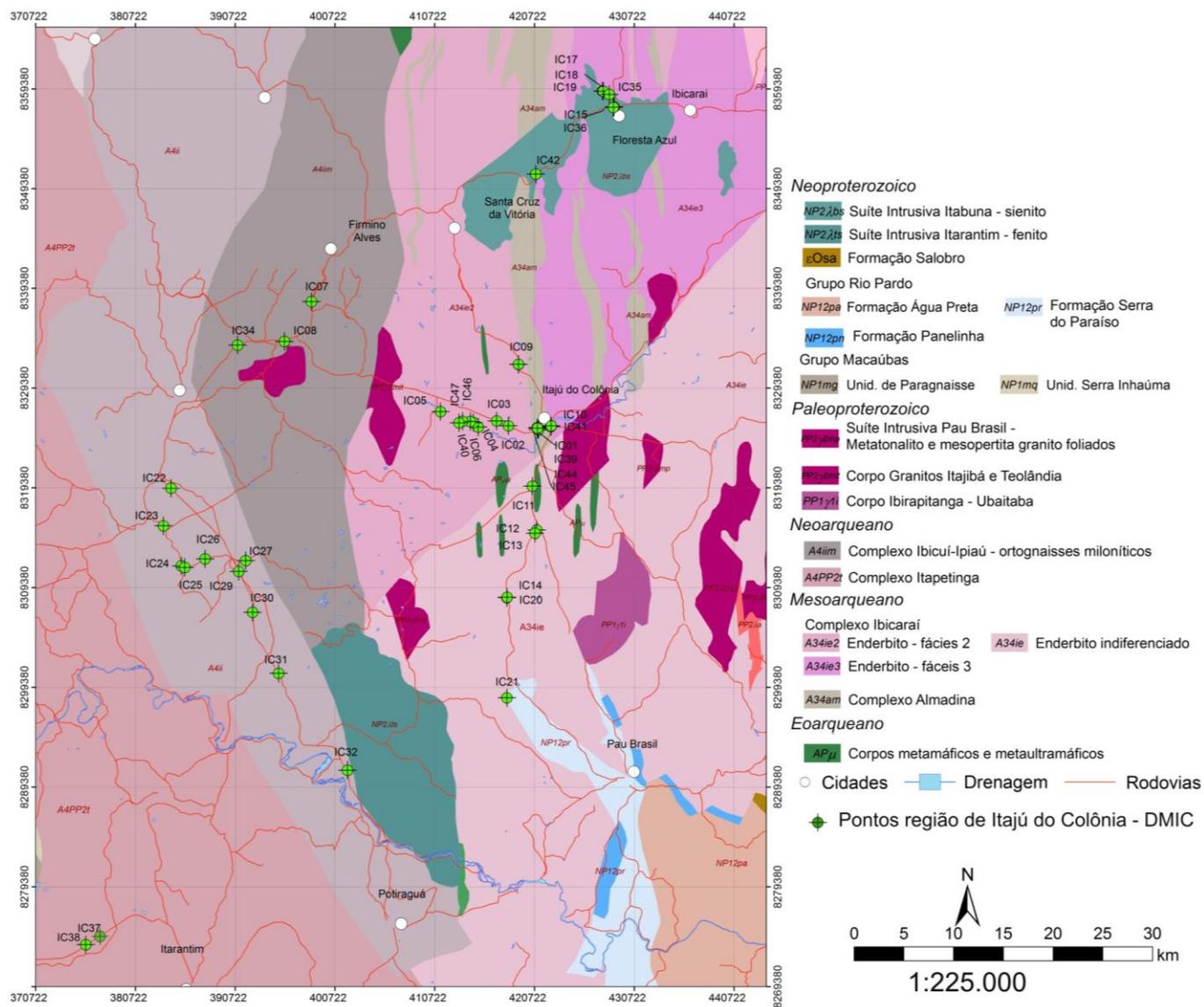
O substrato no qual os DMIT e DMIC se inserem é constituído, predominantemente, por rochas granulíticas - enderbitos de composição tonalítica - embora ocorram ainda termos trondhjemíticos, noríticos e monzodioríticos, além de granitos, subordinados e gnaisses. Essas rochas pertencem aos terrenos polideformados arqueanos e paleoproterozoicos do sul do Estado

da Bahia (Figuras 3.1 e 3.2). Segundo Barbosa et al. (2003), a cerca de 2,0 a 1,9 Ga, no final do Paleoproterozoico, com a colisão dos Blocos Jequié e Itabuna-Salvador-Curaçá, houve a superposição tectônica que promoveu a formação de importante cadeia de montanhas e granulitizou grande parte dos litotipos pré-existentes naquela região.

As rochas granulíticas da área de estudo são modeladas por pelo menos duas fases regionais mais importantes atribuídas ao Evento Paleoproterozoico. A primeira fase estaria relacionada aos cisalhamentos reversos de moderado ângulo para leste, que impuseram movimentação tectônica de blocos de E para W, e que posteriormente foi afetada por uma segunda fase que teria sido marcada por transcorrências sinistrais, como reflexo de uma compressão submeridiana. Ambas as fases ocorreram em níveis crustais profundos compatíveis com a fácies granulito. Como resultado dessa deformação, todo o embasamento apresenta foliações orientadas próximo a NNE e com mergulho vertical para E. Esses terrenos granulíticos passaram por período de baixa atividade deformacional durante o Mesoproterozoico, só voltando a ser perturbados tectonicamente durante a transição Meso-Neoproterozoico, por cisalhamentos reversos e transcorrentes associados à formação da Bacia Sedimentar do Rio Pardo, à colocação dos vários plútons anorogênicos da PASEBA e pela movimentação da Faixa de Dobramentos Araçuaí (CORRÊA-GOMES, 2000).

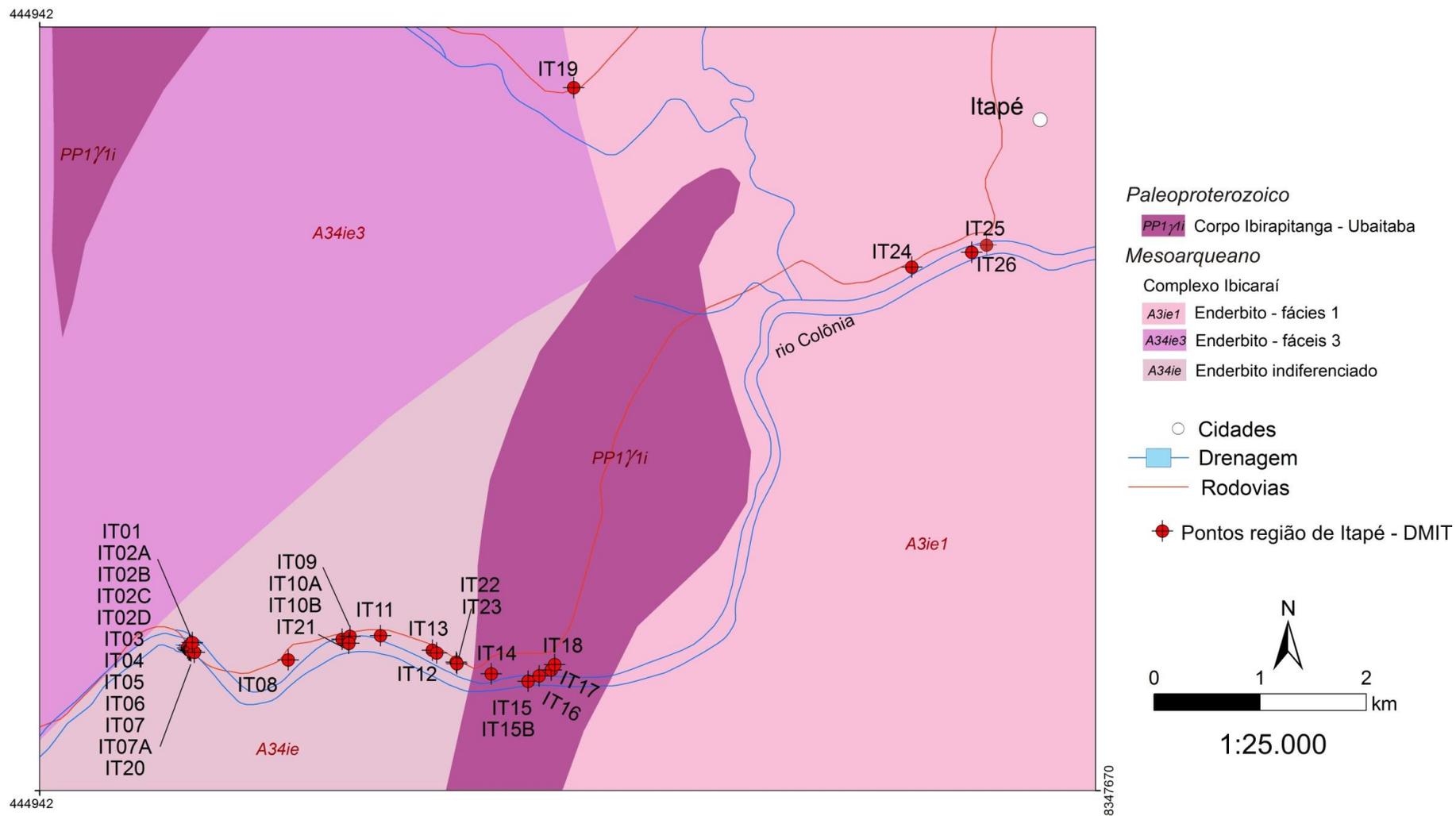
Macroscopicamente, as rochas granulíticas que hospedam os DMIT e DMIC apresentam, de modo geral, coloração cinza, cinza escura a preta, e granulação média a grossa, com estruturas variando de maciça a pouco foliada. Existem falhas e fraturas orientadas preferencialmente NE-SW e, secundariamente, NW-SE, mergulhando para ESE. O enxame DMIT tende a preencher as falhas e fraturas com orientações preferenciais, registrando frequentemente as mesmas orientações observadas para as foliações dos litotipos encaixantes. O mesmo não é verificado como regra para o enxame DMIC, que tende a preencher falhas e fraturas segundo as orientações secundárias dos planos de ruptura das rochas encaixantes, embora raramente também apresente direção NE.

Figura 3.1 Mapa geológico local simplificado da região de Itajú do Colônia



Fonte: Bizzi et al. (2001)

Figura 3.2 Mapa geológico local simplificado da Região de Itapé



Fonte: Bizzi et al. (2001)

3.3 DIQUES MÁFICOS

Os diques máficos que se constituem objeto deste trabalho afloram ao longo de uma extensa área e, devido a suas características de campo, foram agrupados em duas regiões distintas, a saber: Itajú do Colônia (DMIC) e Itapé (DMIT). Os diques máficos que se concentram na região de Itapé configuram um verdadeiro enxame de diques, enquanto aqueles registrados dispersos nas demais localidades inseridas no perímetro da área estudada (arredores de Itajú do Colônia e fora da ZCIIC) foram reunidos e serão tratados como um enxame distinto.

Nas regiões de Itapé e Itajú do Colônia, encaixados nos domínios metamórficos de alto grau, descritos anteriormente, afloram diversos corpos intrusivos de natureza básica, ácida, toleítica e alcalina, fracamente deformados a indeformados, que, de acordo com o que foi salientado anteriormente, estão representados por diques, batólitos e *stocks* que constituem a PASEBA, sendo os corpos filoneanos o foco deste trabalho.

Atualmente, existem vários estudos versando sobre as rochas máficas no Estado da Bahia. No entanto, o magmatismo básico que ocorre na porção sul-sudeste do Estado, representando as Províncias Itabuna-Itajú do Colônia (PIIC) e Litorânea (PL), apesar de contar com excelentes trabalhos voltados ao seu entendimento (TANNER OLIVEIRA, 1989; CORRÊA-GOMES et al., 1996; CORRÊA-GOMES, 2000; MENEZES LEAL et al., 2012; entre outros) carecem de pesquisas sistemáticas detalhadas, sobretudo a PIIC, tendo em vista que a maior parte daquelas existentes limitam-se a citações em projetos realizados por empresas e em poucos trabalhos científicos que, muitas vezes, têm outro objetivo (CORDANI et al., 1974; PEDREIRA et al., 1975; FUJIMORI 1967, 1978; ROSA et al., 2003, 2005a,b; MORAES FILHO e LIMA, 2007), os quais enfocam, essencialmente, a distribuição geográfica e posicionamento geológico deste magmatismo.

Araújo et al. (1992) fazem referência aos filões máficos do enxame DMIT, que pertencem à PIIC, abordando seus aspectos petrográficos e geoquímicos, produzindo reduzida quantidade de informações sobre estes corpos, talvez por causa do pouco significado aparente naquele momento ou porque, de modo geral, grande parte dos trabalhos pretéritos estava voltada para outros litotipos de maior atratividade naquele momento, o que dificultava as pesquisas. Apesar disso, Corrêa-Gomes et al. (1996), Corrêa-Gomes (2000) e Pinheiro (2009, 2012) realizaram estudos mais aprofundados sobre o magmatismo básico ocorrido na área de Itapé,

visando uma melhor compreensão do magmatismo relacionado à PIIC e da dinâmica evolutiva da porção sul-sudeste do Estado da Bahia, desde o Paleoproterozoico até o Neoproterozoico.

Em campo, observamos que os diques máficos localizados nas regiões de estudos ocorrem, de modo geral, esparsos. Porém, na localidade de Itapé é possível perceber que a distribuição, paralelismo e orientação dos DMIT configuram um verdadeiro enxame de diques, aparentemente pouco afetado pelos eventos tectônicos aos quais a área já foi submetida.

Os corpos filonianos mapeados na região de Itajú do Colônia, DMIC, apresentam comportamento menos característico de um verdadeiro enxame, no que tange os aspectos de orientação e paralelismo, pois exibem orientação principal segundo os planos orientados NW-SE, também podem ocorrer (raramente) com direção NE-SW. Por isso mesmo, e somado a outras semelhanças apresentadas pelos corpos (petrográficas, geoquímicas e deformacionais), esses diques foram reunidos em um único grupo e interpretados como um enxame. Exibem pouca deformação, contudo, esta é mais pronunciada do que no enxame de Itapé.

Os DMIT concentram-se quase que exclusivamente ao longo do leito do rio Colônia, que nessa localidade recebe o nome de rio Cachoeira. Numa estimativa geral, ao longo do rio esses diques exibem-se bem preservados, com algumas exceções (por exemplo IT-18), aproximadamente equidistantes, e a cartografia detalhada desses corpos é especialmente facilitada no perímetro urbano da cidade de Itapé por terem certa expressão topográfica, apresentando-se predominantemente como cristas emersas, verticais a subverticais, ao longo do leito do rio Colônia (Fotografia 3.1) - embora muitas vezes ocorram submersos e sem destaque topográfico (Fotografia 3.2) - espessura na ordem de valores centimétricos a métricos (Fotografias 3.3 e 3.4) e extensão média de 100m. No entanto, análises pontuais correlacionadas indicam que os diques medem aproximadamente 250 metros de comprimento (Fotografia 3.5), aflorando no leito do rio, de uma margem a outra.

Já os DMIC concentram-se, parcialmente, ao longo do leito do rio Colônia, particularmente dentro da cidade Itajú do Colônia, onde o rio passa a ser chamado de rio Salgado. Distintamente dos DMIT, esses corpos máficos nem sempre apresentam-se distribuídos com equidistância e paralelismo regulares, muitas vezes sendo observados como cristas expostas ao longo do rio Salgado, embora estejam predominantemente submersos e inexpressivos topograficamente. Nos pontos em que esses corpos foram mapeados no leito do rio, afloravam entre as margens e chegavam a medir cerca de 100 a 150 metros de extensão, porém, nos locais

onde ocorria o estreitamento do rio, a extensão aflorante dos corpos não ultrapassava os 20 metros. A espessura é variável de poucos centímetros a alguns metros. Quando os diques máficos são aflorantes fora do rio, são parcialmente expostos, *in situ* e na forma de blocos rolados, e em geral apresentam sinais de intemperismo (Fotografia 3.6), assim como aqueles que ocorrem nas proximidades das cidades de Ibicarai, Itororó, Firmino Alves, Ibicuí, Floresta Azul e Santa Cruz da Vitória, que também compõem o enxame DMIC, conforme já foi dito, que em geral afloram principalmente em cortes de estrada.

Fotografia 3.1 Dique máfico aflorante na forma de crista emersa no leito do rio Cachoeira, em Itapé. Ponto IT-22. Coordenadas: 447.860/8.349.073.



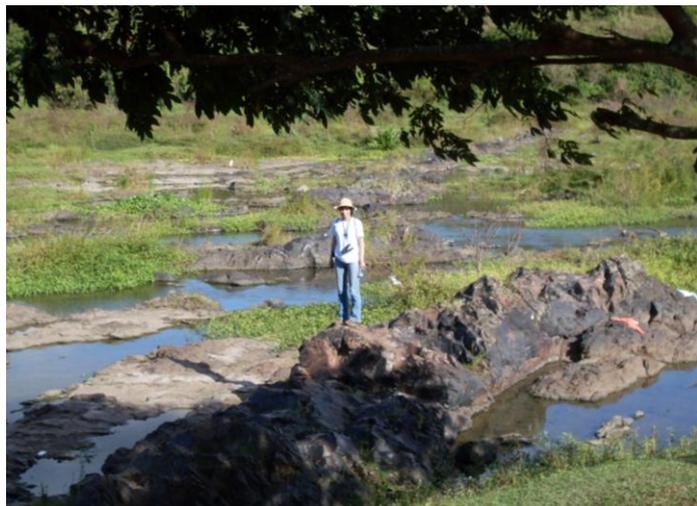
Fotografia 3.2 Dique máfico submerso no leito do rio Cachoeira, em Itapé. Ponto IT-05: 446.365/8.349.008



Fotografia 3.3 Dique máfico medindo cerca de 10 cm de espessura, intrudido em rocha granulítica. Itapé. Ponto IT-22. Coordenadas: 447.860/8.349.073



Fotografia 3.4 Dique máfico medindo cerca de 3 m de espessura e exibindo profunda capa de alteração intempérica. Itapé. Ponto IT-18. Coordenadas: 449.799/8.348.872



Nos seus sítios de ocorrência, algumas outras características relacionadas aos diques máficos são observadas, e possibilitam algumas considerações prévias:

- i) Os DMIT e DMIC estão alojados em litotipos granulíticos e registram como direções preferenciais: N10°, N40° e N110°, N140°, respectivamente, preenchendo falhas/fraturas distensivas, alinhados segundo os *trends* NE-SW e NW-SE, acompanhando as estruturas regionais impressas neste embasamento (Fotografia 3.7).
- ii) Os DMIT se inserem totalmente na ZCIIC, preenchendo feições rúpteis produzidas por esta, e trunca as rochas arqueanas-paleoproterozoicas do OISC. Já os DMIC ocorrem parcialmente instalados no domínio da ZCIIC, estando muitos deles aflorantes a NW, W e SW da cidade de Itajú do Colônia, truncando a foliação impressa nas rochas do embasamento (Fotografia 3.8).
- iii) Morfologicamente, os enxames DMIT e DMIC exibem tendência retilínea, porém, por vezes, são ligeiramente curvos e/ou sinuosos. Localmente ocorrem diques bifurcados e ramificados (Fotografia 3.9).
- iv) De modo geral, constituem rochas de coloração cinza-escuro a cinza-esverdeadas (Fotografia 3.10), raramente negras, isotrópicas, maciças, densas, de granulação fina a média (texturas vítrea a afanítica), esta última característica é típica dos DMIT, enquanto os DMIC exibem, quase que exclusivamente, granulação média a grossa (textura fanerítica), com exceção para as porções de rocha que registram as margens de resfriamento rápido (*chilled margins*), e para a amostra IC-09, que mostram, respectivamente, as texturas vítreas e fanerítica fina, além de porfirítica. Vale ressaltar que a ocorrência de diques com granulação média a grossa sugere um resfriamento lento, possivelmente em grandes profundidades, e que os mesmos são de espessuras consideráveis. Ao contrário daqueles de granulação fina, cuja taxa de resfriamento é rápida e apresentam espessuras menores. Mas há ainda os tipos porfiríticos, que também são registrados em ambas as regiões, e refletem a variação na taxa de resfriamento.
- v) Raramente são observadas vesículas e amígdalas, e os poucos corpos máficos com os referidos registros ocorrem na região de Itapé.
- vi) Também é importante citar a ausência de xenólitos e xenocristais nos diques máficos analisados, o que sugere pouca ou nenhuma interação entre o magma basáltico intrusivo e suas rochas encaixantes.

Fotografia 3.5 Diques máficos que cortam, de um lado a outro, o leito do rio Colônia e apresentam orientação NE-SW (linhas tracejadas). Itapé. Ponto IT-02. Coordenadas: 446.340/8.349.030



Fotografia 3.6 Dique máfico intemperizado e fragmentado, porém apresentando alinhamento na direção N55°. Rio Salgado, Itajú do Colônia. Ponto IC-44. Coordenadas: 421.019/8.325.435



Fotografia 3.7 Dique máfico com orientação N30°, acompanhando o padrão estrutural da ZCIIC. Itapé. Ponto IT-25. Coordenadas: 453.729/8.352.760



Fotografia 3.8 Dique máfico com orientação N140°, truncando a foliação das rochas encaixantes. Itajú do Colônia. Ponto IC-42. Coordenadas: 420.873/8.350.855



Fotografia 3.9 Dique máfico pouco espesso e bifurcado. Itapé. Ponto IT-23. Coordenadas: 448.878/8.348.882



Fotografia 3.10 Detalhe da coloração cinza-escuro do dique máfico. Itapé. Ponto IT-25. Coordenadas: 453.729/8.352.760



Fonte: Autoria própria.

- vii) Na maior parte dos pontos amostrados, tanto para DMIT quanto para DMIC, é possível observar os contatos entre o dique e a rocha encaixante, os quais são predominantemente bruscos. Principalmente nos DMIT são frequentemente registradas *chilled margins*, caracterizadas por granulação muito fina a vítrea - indicando elevado gradiente térmico entre o dique máfico e as rochas encaixantes, sugerindo níveis crustais relativamente rasos (hipoabissais) para as intrusões e, provavelmente, pouca erosão térmica da rocha encaixante para o dique. Os dois tipos de contato ocorrem de modo nítido, sendo possível delimitá-los geometricamente (Fotografias 3.11, 3.12 e 3.13).
- viii) Fraturamento multidirecional é feição observada em alguns dos diques máficos estudados em ambas as regiões (Fotografias 3.14 e 3.15), possivelmente como reflexo da tectônica atuante na área, após a colocação e resfriamento dos diques máficos.
- ix) Esses corpos filonianos registram frequentemente esfoliação esferoidal. Esta estrutura indica a atuação de processo de alteração intempélica capaz de desenvolver formas arredondadas concêntricas, deixando, muitas vezes, blocos de rocha perfeitamente arredondados no solo autóctone, ou no meio da rocha parcialmente alterada.
- x) Os DMIC são, em alguns pontos, truncados por diques félsicos (Fotografia 3.16).

Fotografia 3.11 Dique máfico exibindo seu contato brusco com a rocha encaixante granulítica/gnáissica. Rio Engorda Velho, entre Itajú do Colônia e Itororó. Ponto IC-01.

Coordenadas: 421.068/8.325.230



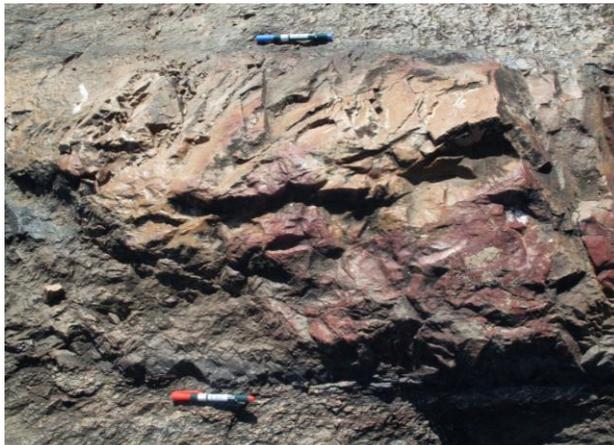
Fotografia 3.13 Detalhe da margem de congelamento superior do dique da fotografia 3.12, sugerindo resfriamento rápido. Itapé. Ponto IT-14. Coordenadas: 449.202/8.348.785



Fotografia 3.15 Dique Máfico registrando fraturamento multidirecional, N70° e N150°, conforme canetas azul e vermelha, respectivamente. Rio Engorda Velho. Itajú do Colônia. Ponto IC-01. Coordenadas: 421.068/8.325.230



Fotografia 3.12 Dique máfico medindo 40 cm de espessura, exibindo margens de congelamento, alteração intempélica e fraturamento multidirecional. Itapé. Ponto IT-14. Coordenadas: 449.202/8.348.785



Fotografia 3.14 Fraturamento multidirecional registrado em dique máfico. Rio Engorda Velho, entre Itajú do Colônia e Itororó. Ponto IC-01. Coordenadas: 421.068/8.325.230



Fotografia 3.16 Dique máfico truncado por dois diques félsicos. Rio Engorda Velho. Itajú do Colônia. Ponto IC-41. Coordenadas: 422.412/8.325.620



Fonte: Autoria própria.

CAPÍTULO IV

CLASSIFICAÇÃO E NOMENCLATURA

4.1 INTRODUÇÃO

Neste capítulo será realizada uma abordagem a respeito da classificação e nomenclatura dos diques máficos das regiões de Itapé (DMIT) e Itajú do Colônia (DMIC), a partir dos dados de geoquímica de rocha total apresentados no Capítulo VII desta tese.

Para a classificação e nomenclatura destas rochas foram utilizados os diagramas sílica *versus* álcalis total (TAS) (COX et al., 1979), A (Na₂O + K₂O) - F (FeO_T) - M (MgO) (IRVINE e BARAGAR, 1971), e R1-R2 (DE LA ROCHE et al., 1980).

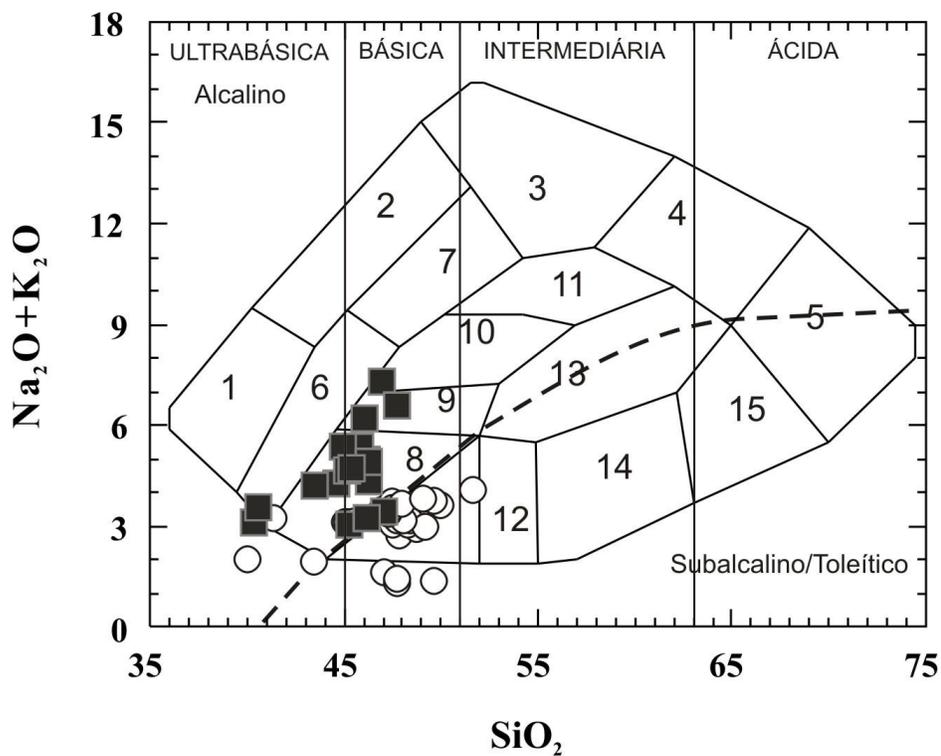
4.2 DIAGRAMA TAS (SÍLICA *VERSUS* ÁLCALIS TOTAL) - COX et al. (1979), ADAPTADO POR WILSON (1989)

Na Figura 4.1 verificam-se, de modo geral, comportamentos distintos para os corpos filonianos em questão. Os DMIT, petrograficamente classificados como basaltos (Capítulo V), se distribuem exclusivamente no domínio da série alcalina, preferencialmente no campo dos basaltos - embora também sejam classificados em tipos mais e menos enriquecidos em álcalis: hawaiiito e mugearito, representantes do tipo mais enriquecido, enquanto basanito e tefrito representam o tipo menos enriquecido. Os DMIC, classificados petrograficamente como gabros (Capítulo V), concentram-se predominantemente no domínio da série toleítica, no campo dos gabros - alguns com comportamento transicional, pois estão tangenciando ou sobrepondo a linha de Zanettin (1984) - porém, duas amostras plotam no domínio da série alcalina (IC-09 e IC-46).

4.3 DIAGRAMA AFM - IRVINE e BARAGAR (1971)

O comportamento da relação FeO_T/MgO numa suíte de rochas é rastreado no diagrama AFM, onde A (Na₂O + K₂O) - F (FeO+0,9 Fe₂O₃ = FeO_T) - M (MgO), no qual todos os óxidos estão em porcentagem de peso ou em porcentagem catiônica recalculadas para 100. O índice A serve para definir o grau de evolução de cada uma das rochas da suíte considerada, enquanto o lado F-M do triângulo define a proporção entre MgO e FeO_T na rocha. Serve para discriminar as séries cálcioalcalinas e toleíticas/subalcalinas.

Figura 4.1 Diagrama SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ de Cox et al. (1979), adaptado por Wilson (1989) para os DMIT e DMIC. Limites de basicidade indicados na parte superior. A linha tracejada separa os campos alcalino e subalcalino/teofítico, segundo Zanettin (1984)



■ DMIT (basaltos)

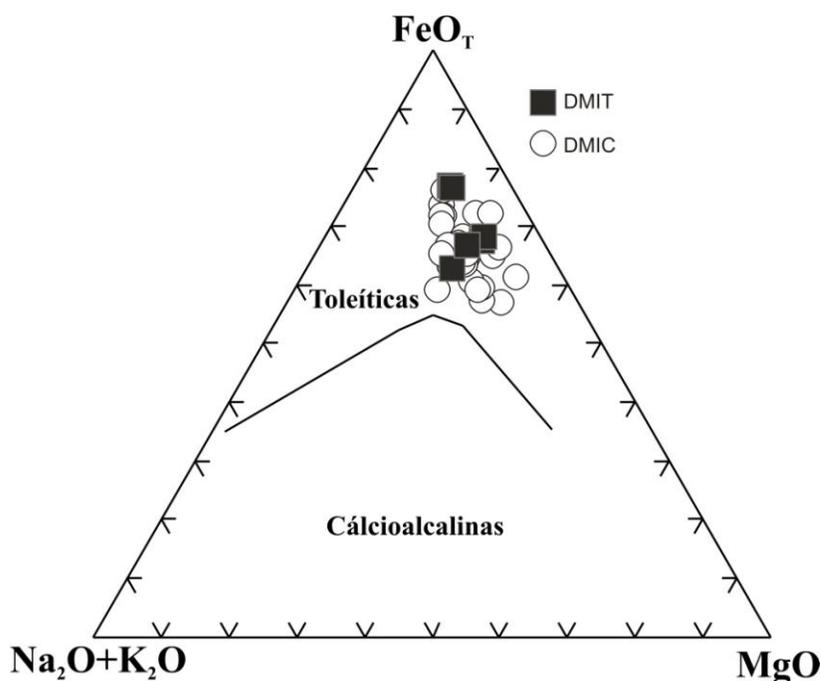
○ DMIC (gabros)

- | | |
|---------------------------|-------------------------------------|
| 1 - nefelinito | 1 - ijolito |
| 2 - nefelinito fonolítico | 3 - nefelina sienito |
| 3 - fonolito | 4 - sienito |
| 4 - traquito | 5 - granito |
| 5 - riolito | 7 - tefrito fonolítico |
| 6 - basanita e tefrito | 8 - gabro |
| 7 - tefrito fonolítico | 9 - gabro |
| 8 - basalto | 10 - sienodiorito |
| 9 - hawaiito | 11 - sienito |
| 10 - mugearito | 12 - gabro |
| 11 - benmoreito | 14 - diorito |
| 12 - andesito-basáltico | 15 - quartzo-diorito (granodiorito) |
| 13 - traquiandesito | |
| 14 - andesito | |
| 15 - dacito | |

Na Figura 4.2 observamos que seis amostras dos DMIT apresentam afinidade toleítica (IT-20, IT-23, IT-25A, IT-25B, IT-25C, IT-26). Devemos levar em consideração que no diagrama da Figura 4.1 as referidas amostras são aquelas que plotam próximo ou exatamente sobre a linha de Zanettin (1984), ou seja, se aproximam do caráter subalcalino. Quanto aos DMIC, podemos verificar que os mesmos reafirmam o seu comportamento subalcalino, já que todas as amostras plotam no campo da série toleítica, inclusive as amostras IC-09 e IC-46, cuja alcalinidade é marcada principalmente por concentrações de Na_2O discretamente maiores, possivelmente justificados pela presença de albita e/ou riebeckita na sua composição modal.

De modo geral, esse comportamento é marcado pelo enriquecimento em ferro (ou *trend* de Fenner) em relação aos teores de MgO , porém outros aspectos relacionados serão abordados no Capítulo VII, na análise da Norma CIPW.

Figura 4.2 Diagrama A ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) - F (FeO_T) - M (MgO), segundo Irvine e Baragar (1971), para os DMIC e DMIT. A linha cheia representa a suíte toleítica do Havai, segundo MacDonald e Katsura (1964)



4.4 CLASSIFICAÇÃO R1-R2 - De La Roche et al. (1980)

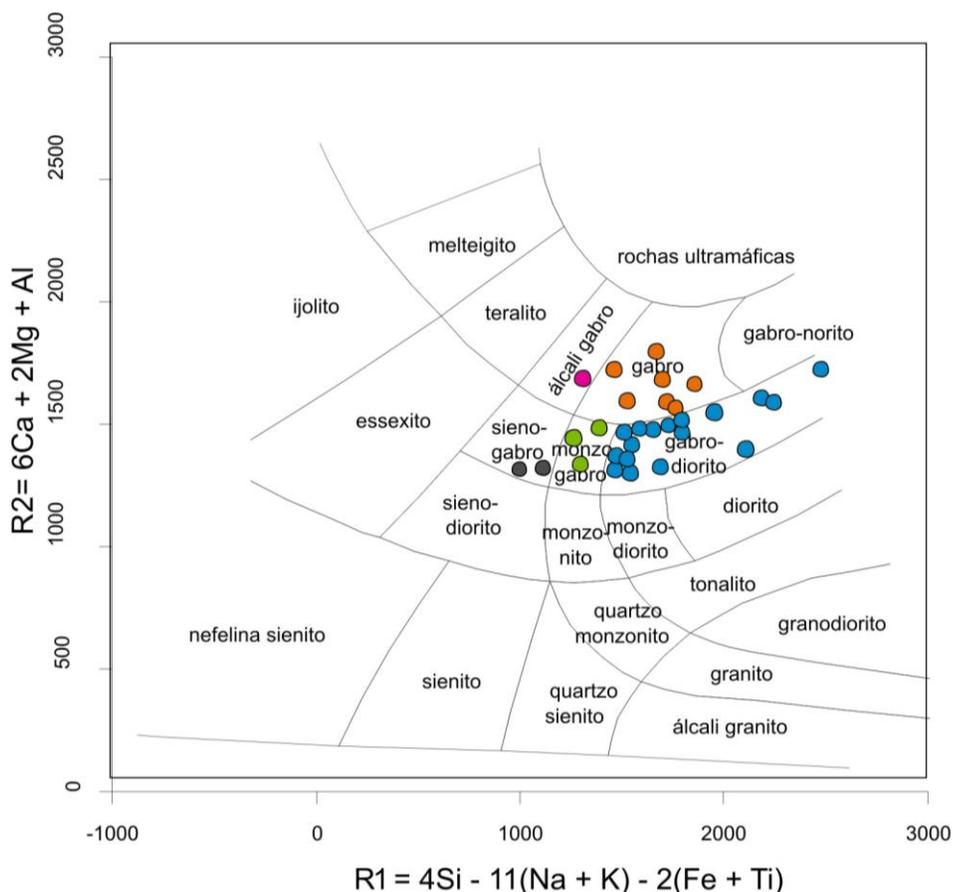
Este é o diagrama de classificação multicatiônica $R1 = 4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - (\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3} + \text{Ti})$ versus $R2 = 6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$ de De La Roche et al. (1980), modificado para o campo dos basaltos por Bellieni et al. (1981). Seu emprego é justificado pelo fato de se utilizar de

vários óxidos de elementos maiores formadores de rochas ígneas, além de discriminar e detalhar com maior precisão o campo das rochas basálticas.

4.4.1 Classificação R1-R2 para os DMIC

A Figura 4.3 mostra que as 31 amostras dos DMIC posicionam-se, preferencialmente nos campos representativos dos gabros toleíticos e, subordinadamente, transicionando para os gabros alcalinos, dentre os quais temos: gabros (22% das amostras), gabrodioritos (cerca de 58%), monzogabros (cerca de 10%), sienogabros (7%) e álcali-gabros (cerca de 3%). As amostras pertencentes aos grupos dos gabros e gabrodioritos - principalmente deste último - apresentam valores de R1 significativamente maiores que aquelas pertencentes aos demais grupos, e por isso pertencem à série toleítica. As demais amostras são transicionais a alcalinas.

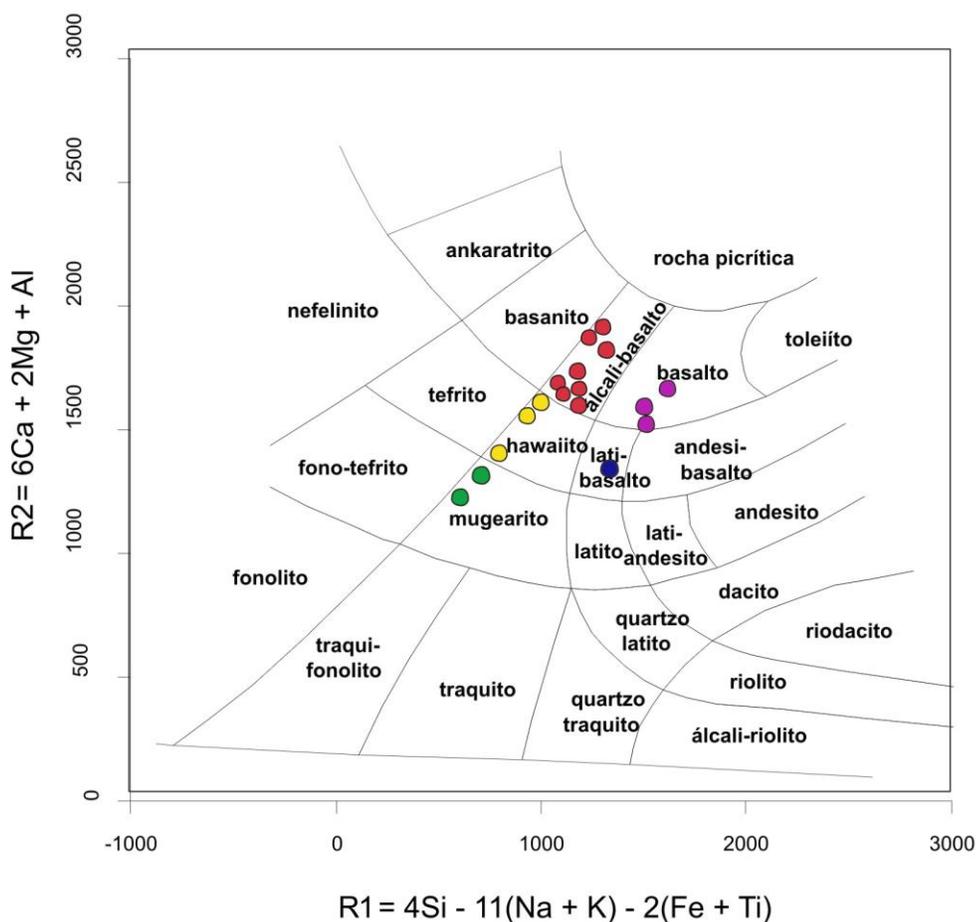
Figura 4.3 Classificação e nomenclatura adotada para os DMIC, com base no diagrama R1-R2 (De La ROCHE et al., 1980, modificado por BELLINI et al., 1981). Álcali-gabro - círculo rosa, gabro - círculo laranja, gabrodiorito - círculo azul, sienogabro - círculo cinza e monzogabro - círculo verde



4.4.2 Classificação R1- R2 para os DMIT

A Figura 4.4 mostra que as 17 amostras dos DMIT posicionam-se, de uma maneira geral, entre os basaltos subalcalinos e os alcalinos, entre os quais temos: álcali-basaltos (46% das amostras), hawaiiitos (cerca de 18%), mugearitos (cerca de 12%), latibasaltos (6%) e basaltos (cerca de 18%). As amostras pertencentes ao último grupo apresentam valores de R1 discretamente maiores que as demais, e por isso são classificadas como basaltos subalcalinos. No diagrama TAS da Figura 4.1, as amostras representativas do grupo dos basaltos (IT-25A, IT-25B e IT-26) posicionam-se muito próximas ao campo das rochas subalcalinas, de modo que a tendência apresentada por estas no diagrama R1-R2 pode ser justificada, possivelmente, pelo caráter menos alcalino apresentado pelas mesmas.

Figura 4.4 Classificação e nomenclatura adotada para os DMIT, com base no diagrama R1-R2 (De La ROCHE et al., 1980, modificado por BELLINI et al., 1981). Álcali-basalto - círculo vermelho, basalto - círculo lilás, latibasalto - círculo azul, hawaiiito - círculo amarelo e mugearito - círculo verde



CAPÍTULO V

PETROGRAFIA

5.1 INTRODUÇÃO

Neste capítulo serão caracterizados petrograficamente os diferentes grupos de diques máficos que ocorrem nas regiões de Itajú do Colônia (DMIC) e Itapé (DMIT), com ênfase na composição mineralógica e texturas. A classificação aqui adotada para os corpos filonianos obedece àquela obtida através dos diagramas R1-R2 (De La ROCHE et al. 1980), no Capítulo IV - Figuras 4.3 e 4.4), por ser considerada a mais precisa em relação às rochas basálticas.

Ao final da caracterização petrográfica dos diques máficos, serão apresentadas as Tabelas 5.1 e 5.2, nas quais é exibido um resumo das amostras analisadas petrograficamente para os DMIC e DMIT, respectivamente, incluindo classificação dos litotipos das regiões investigadas, estruturas, principais texturas, minerais essenciais, minerais acessórios, minerais de alteração e tipos de alteração apresentados pelos mesmos.

5.2 DIQUES MÁFICOS DA REGIÃO DE ITAJÚ DO COLÔNIA

O enxame DMIC é constituído predominantemente por gabros, exceto por um basalto (IC-09), para os quais foram confeccionadas, analisadas e descritas 30 lâminas delgadas, confeccionadas a partir das respectivas amostras: IC-01B, IC-05, IC-06B, IC-06C, IC-08, IC-09, IC-10A, IC-10B, IC-11, IC-12A, IC-12B, IC-13, IC-16B, IC-26, IC-27, IC-28B, IC-34B, IC-34C, IC-34D, IC-34E, IC-35, IC-36, IC-38, IC-39A, IC-39B, IC-39C, IC-40, IC-41, IC-42 e IC-46.

5.2.1 Álcali-gabros

Apenas uma lâmina delgada desse litotipo foi analisada e refere-se à amostra IC-36. A classificação de álcali-gabro foi adotada a partir da utilização do diagrama R1-R2 (De La Roche et al., 1980) (Figura 4.3- Capítulo IV).

Trata-se de uma rocha de cor cinza-escuro, mesocrática, cujas texturas observadas são fanerítica, hipocrystalina, inequigranular, intergranular e subofítica (Prancha I - Fotomicrografia

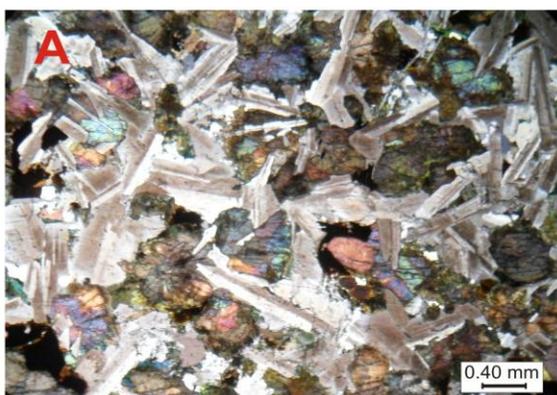
1). Saussuritização/sericitização, uralitização, biotitização e cloritização ocorrem como resultado de hidrotermalismo parcial em estágio pós-magmático.

A mineralogia essencial dessa rocha é composta por plagioclásio e piroxênio, perfazendo 80% do volume total da mesma. Secundariamente ocorre hornblenda, biotita, clorita, epidoto, mica branca, que correspondem a produtos de alteração de plagioclásio e piroxênio. Minerais opacos e titanita são correspondentes à mineralogia acessória.

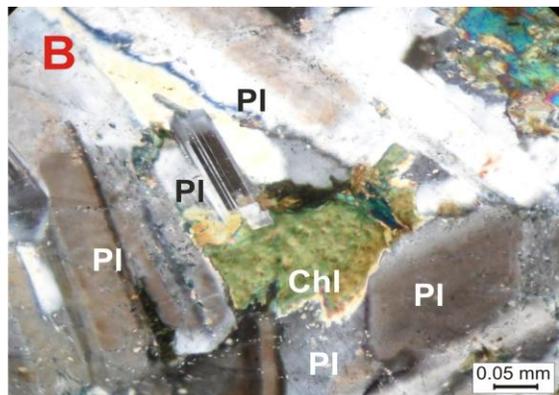
O plagioclásio representa 44% do volume total dessa rocha. Ocorre como fenocristais a macrofenocristais, com tamanho variando de 0,4 a 2,9 mm, ripiformes, por vezes anédricos a subédricos (Prancha I - Fotomicrografia 2). Encontram-se pouco a moderadamente alterados pelos processos de saussuritização e sericitização, porém com baixa frequência. A saussuritização, inclusive, é restrita principalmente às microfraturas dos cristais. Estão, geralmente, envolvidos parcialmente por cristais de clinopiroxênio e ortopiroxênio - estes últimos raramente, ou ainda com seus prismas alongados se tocando num padrão triangular, cujos interstícios são preenchidos por cristais de piroxênio caracterizando a textura intergranular. Cristais de clorita também podem ser observados entre as ripas de plagioclásio (Prancha I - Fotomicrografia 2). Esses minerais apresentam frequente geminação, variando entre albita e albita-Carlsbad. Os conteúdos de anortita (%) obtidos através dos geminados albita, pelo método Michel-Levy (KERR, 1959), indicam que o plagioclásio é do tipo andesina com An_{40} .

O piroxênio abundantemente encontrado é do tipo cálcico (augita) embora ocorra em pequena quantidade cristais de hiperstênio e enstatita (rara). Constituem juntos 36% do volume total da rocha. Os cristais de augita exibem coloração acastanhada a rósea, e os de ortopiroxênio apresentam-se incolores a amarronzados com dimensões macro que variam entre 0,4 e 1,4 mm, ambos subédricos a anédricos. Frequentemente englobam parcialmente os grãos de plagioclásios, e muitas vezes também preenchem seus interstícios, marcando as texturas subofítica e intergranular (Prancha I - Fotomicrografia 3). É comum exibirem bordas alterando-se discretamente para hornblenda e clorita, por vezes combinadas com biotita, além de minerais opacos, que podem ocorrer como inclusões nos mesmos (Prancha I - Fotomicrografias 3 e 4). Microfraturamento é observado com certa frequência.

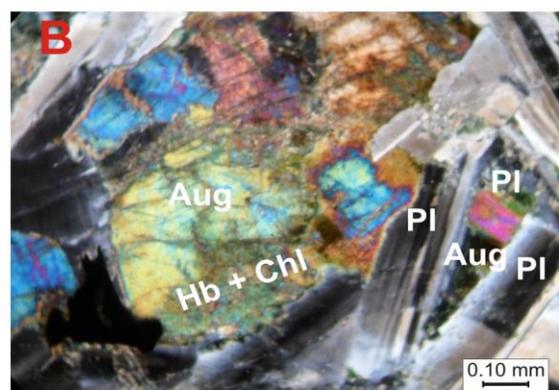
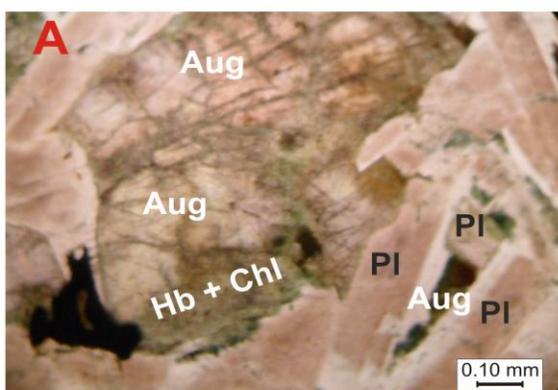
O anfibólio, identificado como hornblenda, apresenta pleocroísmo variando de castanho-claro a verde-acastanhado, por vezes verde escuro. Corresponde a 10% do volume total da rocha. Seus cristais são anédricos e ocorrem por uralitização - como produto da alteração dos



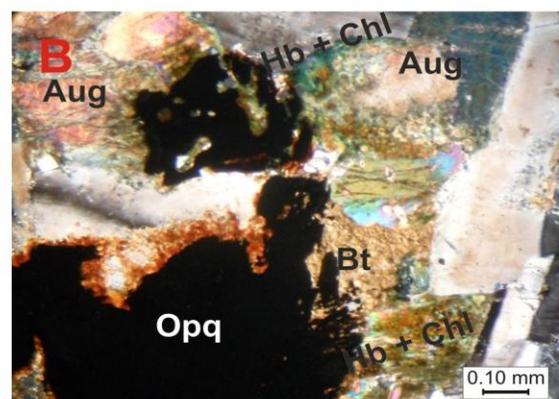
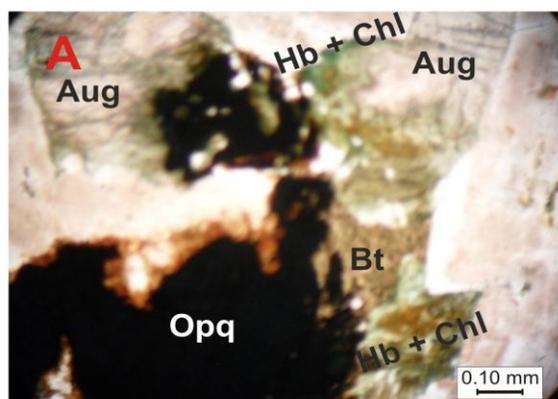
Fotomicrografia 1



Fotomicrografia 2



Fotomicrografia 3



Fotomicrografia 4

PRANCHA I - Fotomicrografias de diques máficos - Álcali-gabros - Fotomicrografia 1: Amostra IC-36. Aspecto geral da textura subofítica, na qual cristais de plagioclásio (Pl) são parcialmente envolvidos por cristais de augita (Aug). (A) com analisador. Aumento de 25X. Fotomicrografia 2: Amostra IC-36. Detalhe do cristal de clorita (Chl) preenchendo interstício entre as ripas de plagioclásio (Pl) com poucos pontos de sericitização. (B) com analisador. Aumento de 200X. Fotomicrografia 3: Amostra IC-36. Detalhe dos cristais de augita (Aug) com porções uralitizadas e cloritizadas. À direita, detalhe das ripas de plagioclásio (Pl) em padrão triangular, com interstício preenchido por augita bordejada por hornblenda (Hbl) e clorita (Chl). (A) sem analisador e (B) com analisador. Aumento de 100X. Fotomicrografia 4: Amostra IC-36. Detalhe dos cristais de augita (Aug) com bordas de clorita (Chl) e hornblenda (Hbl), em contato com cristais de biotita (Bt) e mineras opacos (Opq). (A) sem analisador e (B) com analisador. Aumento de 100X.

Fonte: Autoria própria.

piroxênios, geralmente ocupando as bordas dos mesmos, e também preenchendo as fraturas presentes nestes. Podem ser encontrados ocupando os interstícios entre os cristais de plagioclásio. São facilmente observados em associação com minerais opacos, biotitas e cloritas (Prancha I - Fotomicrografia 4).

A clorita representa cerca de 6% do volume total da rocha, restringindo-se às bordas dos cristais de piroxênio como produto da cloritização imposta a esse mineral.

A biotita representa 5% do volume total da rocha e ocorre, em alguns pontos, alterada para clorita. Seu tamanho não ultrapassa os 0,5 mm e sua coloração pode variar do castanho claro ao castanho-escuro. Suas lamelas subédricas a euédricas são, às vezes, observadas em associação com hornblenda e minerais opacos, principalmente nas bordas dos cristais de piroxênio.

Os minerais opacos perfazem 5% do volume total da rocha, e distribuem-se como fenocristais e macrofenocristais anédricos a subédricos, e subordinadamente como fenocristais associados aos piroxênios.

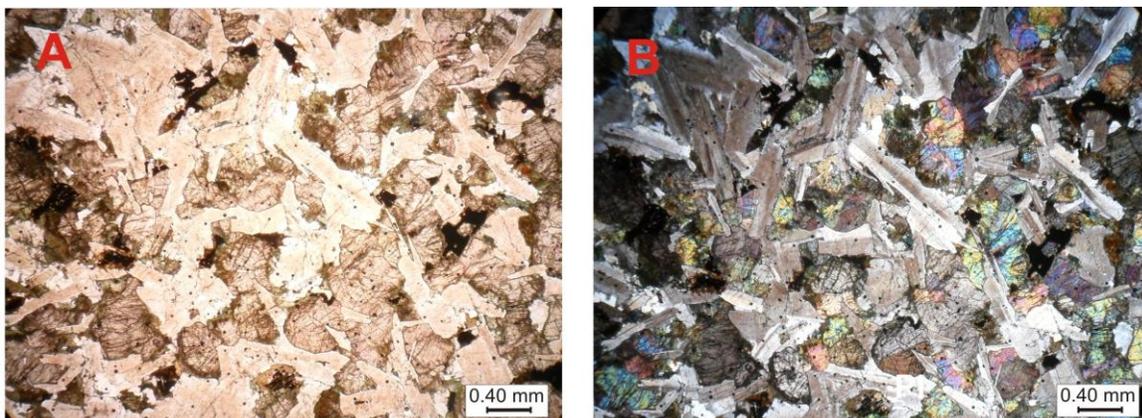
5.2.2 Gabros

Foram descritas 06 lâminas delgadas desse litotipo. As amostras IC-15, IC-16B, IC-27, IC-28B, IC-34C, IC-35 foram classificadas como gabros, de acordo com o diagrama R1-R2 (De La ROCHE et al., 1980) (Figura 4.3 - Capítulo IV). As amostras IC-27 e IC-28B, apresentam algumas diferenças que serão destacadas quando necessário.

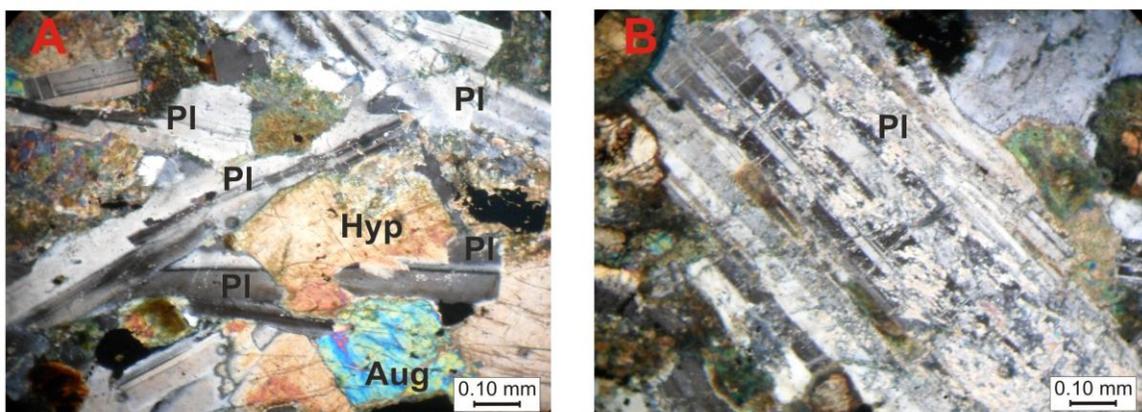
São rochas mesocráticas com texturas hipocristalina, inequigranular, fanerítica, intergranular e subofítica, cuja composição mineralógica principal é marcada pelos fenocristais de plagioclásio e piroxênios (Prancha II - Fotomicrografia 1). Observa-se ainda importantes feições relacionadas a processos hidrotermais como saussuritização, sericitização, uralitização e cloritização.

A mineralogia essencial dessas rochas é composta por plagioclásio e piroxênio, perfazendo cerca de 80-91% do volume total das rochas. Secundariamente ocorre hornblenda, biotita, epidoto, mica branca, que correspondem a produtos de alteração de plagioclásio e dos piroxênios, principalmente. Minerais opacos e titanita são acessórios.

O plagioclásio pode variar de 43 a 50% do volume total dessas rochas. Ocorrem como fenocristais a macrofenocristais, com tamanho variando de 0,5 a 2,1 mm. Seus cristais ocorrem ripiformes, geralmente subédricos. Encontram-se, de modo geral, pouco alterados pelos

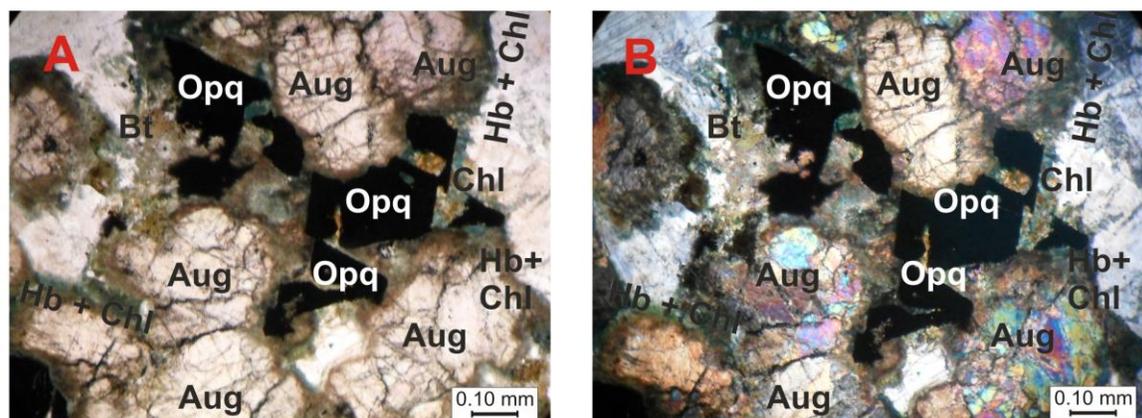


Fotomicrografia 1



Fotomicrografia 2

Fotomicrografia 3



Fotomicrografia 4

PRANCHA II - Fotomicrografias de diques máficos - Gabros - Fotomicrografia 1: Amostra IC-15. Aspecto geral da rocha, evidenciando as texturas subofítica e intergranular. (A) sem analisador e (B) com analisador. Aumento de 25X. Fotomicrografia 2: Amostra IC-35. Detalhe das ripas de plagioclásio (Pl) com pontos de sericitização, assinalando a textura intergranular. (A) com analisador. Aumento de 100X. Fotomicrografia 3: Amostra IC-27. Detalhe do cristal de plagioclásio (Pl) intensamente sericitizado. Resquícios da geminação albita ainda estão preservados. (B) com analisador. Aumento de 100X. Fotomicrografia 4: Amostra IC-28B. Detalhe dos cristais de augita (Aug) registrando processos de uralitização e cloritização. Presença de biotita (Bt) e minerais opacos (Opq). (A) sem analisador e (B) com analisador. Aumento de 100X.

Fonte: Autoria própria.

processos de saussuritização e sericitização (Prancha II - Fotomicrografia 2), exceto pelas amostras IC-27 e IC-28B, cujos processos já são fortemente marcados (Prancha II - Fotomicrografia 3). Estão geralmente envolvidos, de modo parcial, por cristais de clinopiroxênio (por vezes, também ortopiroxênio), ou ainda com seus prismas alongados se tocando num padrão triangular, cujos interstícios são preenchidos por cristais de piroxênio. Geminação polissintética do tipo albita e albita-Carlsbad são observadas. Os conteúdos de anortita (%) obtidos através dos geminados albita, pelo método Michel-Levy (KERR, 1959), indicam que o plagioclásio é do tipo andesina (An_{55-62}).

Os piroxênios são, em geral, augita, embora ocorram subordinadamente cristais de hiperstênio. Representam, juntos, cerca de 31 a 41% do volume total da rocha. Os cristais de augita ocorrem, via de regra, com coloração acastanhada a rósea, enquanto os cristais de hiperstênio apresentam-se com pleocroísmo variando de róseo-amarronzado a levemente esverdeado, com dimensões macro que variam entre 0,2 e 1,3mm, subédricos a anédricos. Frequentemente englobam parcialmente o plagioclásio, e muitas vezes também preenchem seus interstícios, caracterizando as texturas subofítica e intergranular. Mostra-se comumente microfraturado e transformado para hornblenda e clorita, formando coroas de reação, além de inclusões de minerais opacos, que frequentemente também ocupam suas bordas, juntamente com cristais de biotitas. Particularmente nas amostras IC-27 e IC-28B, orto e clinopiroxênio ocorrem parcial e/ou totalmente uralitizados e serpentinizados (Prancha II - Fotomicrografia 4).

O anfibólio, geralmente hornblenda, apresenta pleocroísmo variando de castanho-claro a verde-acastanhado, por vezes verde escuro. Representa não mais que 11% do volume total da rocha. Seus cristais são subédricos a anédricos e ocorrem por principalmente por uralitização - como produto da alteração do clinopiroxênio, geralmente ocupando as bordas dos mesmos, além de preencherem fraturas presentes nestes, e também nos interstícios entre os cristais de plagioclásio. Está frequentemente combinado aos minerais opacos, biotita e clorita quando ocorrem (Prancha II - Fotomicrografia 4).

A biotita perfaz menos de 5% do volume total da rocha e ocorre, às vezes, alterada para clorita. Seu tamanho não ultrapassa 0,5 mm. Seu pleocroísmo pode variar do castanho claro ao castanho-escuro. Suas lamelas subédricas a euédricas são, por vezes, observadas em associação com hornblenda e minerais opacos, principalmente nas bordas dos cristais de clino e ortopiroxênio. Seu hábito tabular também é facilmente observado.

Os minerais opacos (4 a 8% em volume) distribuem-se pela rocha como fenocristais e macrofenocristais subédricos com tamanho máximo de 0,8mm e subordinadamente como fenocristais associados a clino e ortopiroxênio.

5.2.3 Basalto

Este litotipo é representado apenas por uma amostra (IC-09), que apesar de ser um basalto porfirítico, foi classificado como gabro, de acordo com o diagrama R1-R2 (De La ROCHE et al., 1980) para as rochas plutônicas, apenas para representação conjunta dos diferentes litotipos que constituem os DMIC (Figura 4.3 - Capítulo IV). Porém sua caracterização petrográfica explicitará suas peculiaridades.

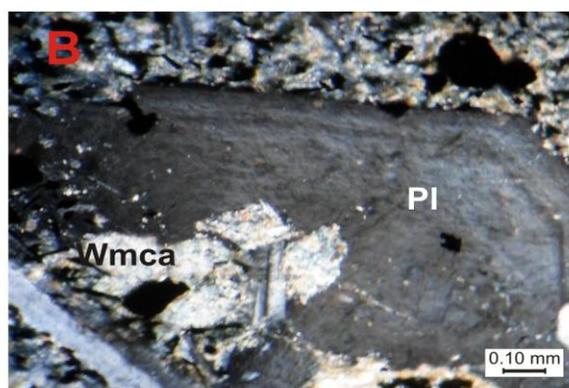
Trata-se de uma rocha de coloração cinza, mesocrática, com texturas hipocrystalina, inequigranular, ofítica a subofítica, além de porfirítica e glomeroporfirítica, marcada por macrofenocristais de plagioclásio e piroxênios imersos numa matriz de granulação fina (Prancha III - Fotomicrografia 1). Observa-se ainda feições relacionadas a processos hidrotermais como saussuritização, sericitização e outras relacionadas à variação de temperatura durante o processo de cristalização magmática, como por exemplo, o zoneamento de fenocristais de plagioclásio. Esta rocha exhibe intenso fraturamento/cisalhamento.

A mineralogia essencial dessas rochas é composta por plagioclásio e piroxênios perfazendo cerca de 45% do volume total das rochas. Secundariamente ocorrem talco, hornblenda, biotita, sericita que correspondem a produtos de alteração de plagioclásio e piroxênio. Minerais opacos, titanita e apatita são acessórios.

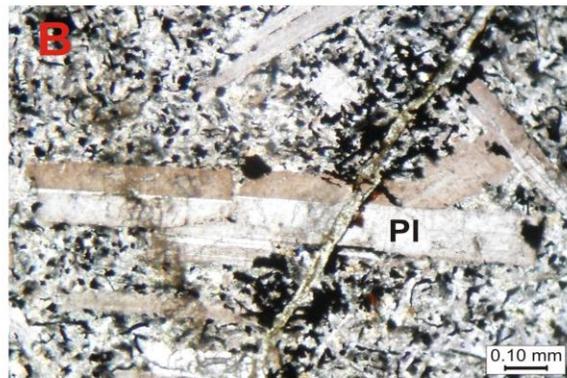
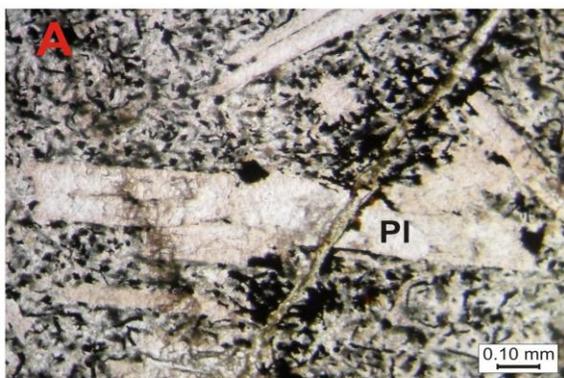
O plagioclásio representa cerca de 40% do volume total dessa rocha. Ocorre como micro a macrofenocristais, com tamanho variando de 0,05 a 0,2 mm quando constituem a matriz, e chegam a alcançar 1,50 a 2,00 mm, na forma de macrofenocristais que assinalam as texturas porfirítica e glomeroporfirítica. Seus cristais ocorrem tabulares, euédricos a subédricos, alguns exibindo zoneamento como reflexo da variação composicional do magma, frequentemente saussuritizados e sericitizados (Prancha III - Fotomicrografia 2). Aparentam geminação segundo as leis albita e albita-Carlsbad, contudo as lamelas estão, de modo geral, descontínuas e deslocadas por microfraturamentos (Prancha III - Fotomicrografia 3), o que impossibilita a aplicação do método Michel-Levy (KERR, 1959) para obter o teor de anortita, além da alteração hidrotermal.



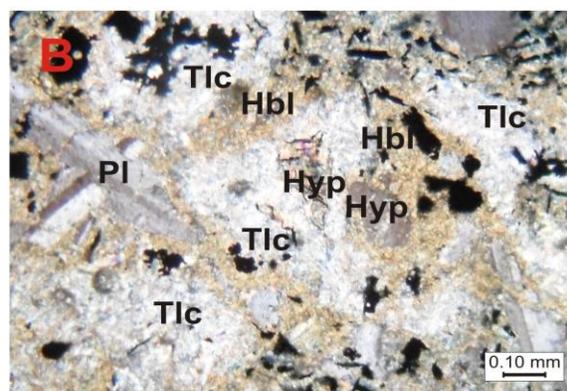
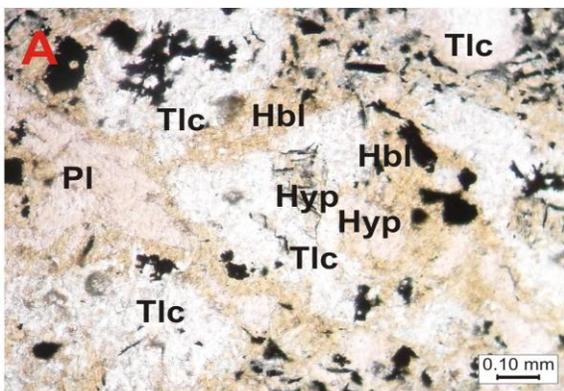
Fotomicrografia 1



Fotomicrografia 2



Fotomicrografia 3



Fotomicrografia 4

PRANCHA III - Fotomicrografias de Diques Máficos - Basaltos - Fotomicrografia 1: Amostra IC-09. Aspecto geral da rocha, enfatizando as texturas porfírica e glomeroporfírica assinaladas principalmente por micro e fenocristais de plagioclásio (PI) e piroxênio (Px) imersos numa matriz fanerítica fina. (A) sem analisador. Aumento de 25X. Fotomicrografia 2 - Amostra IC-09. Detalhe do fenocristal de plagioclásio (PI) exibindo zoneamento e mica branca (Wmca) produzida por processo de alteração hidrotermal. (B) com analisador. Aumento de 100X. Fotomicrografia 3 - Amostra IC-09. Detalhe do fenocristal de plagioclásio (PI) com geminação descontínua por fraturamento, e também truncado por falha preenchida por clorita (Chl) (A) sem analisador e (B) com analisador. Aumento de 100X. Fotomicrografia 4 - Amostra IC-09. Detalhe do resquício de fenocristal de hiperstênio (Hyp), intensamente hidrotermalizado e substituído por talco (Tlc), além de hornblenda (Hbl) e clorita (Chl). (A) sem analisador e (B) com analisador. Aumento de 100X.

Fonte: Autoria própria.

O piroxênio é representado por hiperstênio e augita perfazendo, juntos, 10% do volume da rocha. Em realidade, observa-se muitas vezes apenas resquícios destes, já que mostram-se fortemente alterados para talco (que representa cerca de 25% do total da rocha), além de hornblenda e clorita (Prancha III - Fotomicrografia 3). Isso ocorre principalmente nos cristais de hiperstênio, em função do seu maior conteúdo de MgO. Tanto assim, que é possível encontrar somente cristais de augita com substituição por clorita e hornblenda apenas nas suas bordas.

A clorita representa cerca de 10% do volume total dessa rocha, ocorrendo por substituição nas bordas dos cristais de piroxênio e plagioclásio, mas também é bastante frequente na matriz. Ocorre associada, por alteração, à biotita e hornblenda.

A hornblenda representa aproximadamente 5% do volume total, por vezes, alterada para clorita, sempre substituindo as bordas dos cristais de hiperstênio e augita. Seu pleocroísmo pode variar do castanho claro ao castanho-escuro.

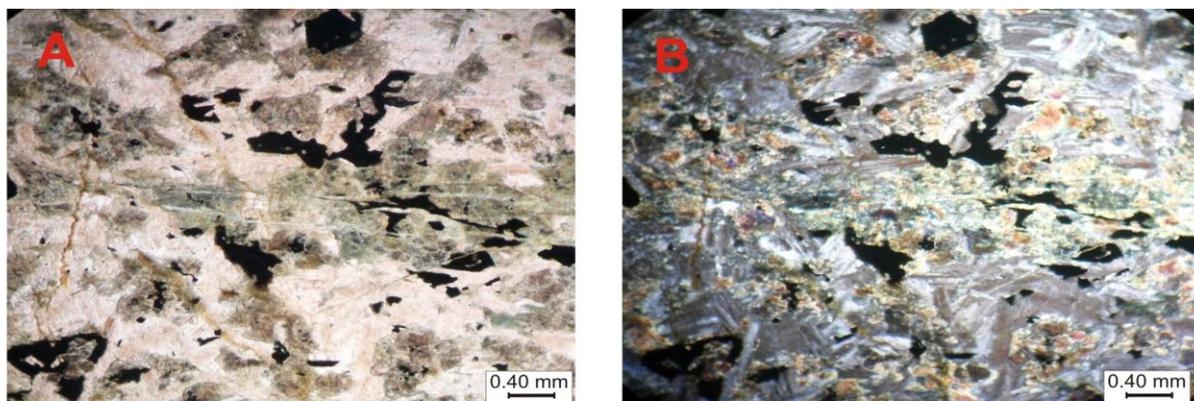
Os minerais opacos, identificados como magnetita e ilmenita, alcançam 7% no volume total da rocha e distribuem-se preferencialmente na matriz e em microfenocristais subédricos com tamanho máximo de 0,3mm, mas também comumente ocupando as bordas e microfraturas dos piroxênios.

A apatita representa cerca de 1% do volume total da rocha, e sua presença pode justificar o teor pronunciado de P_2O_5 nesta amostra. Ocorre em cristais fracamente hexagonais, inclusa em plagioclásio.

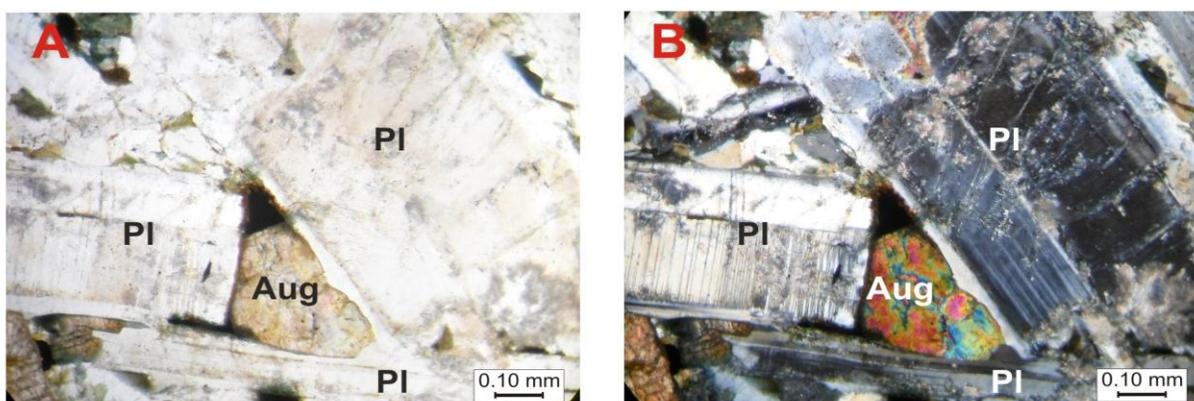
5.2.4 Gabrodiorito

Foram descritas 17 lâminas delgadas desse litotipo. As amostras IC-01B, IC-05, IC-06B, IC-06C, IC-08, IC-10A, IC-10B, IC-11, IC-12A, IC-12B, IC-13, IC-26, IC-34B, IC-34D, IC-34E, IC-38 e IC-45 foram classificadas como gabrodioritos, de acordo com o diagrama R1-R2 (De La ROCHE et al., 1980) (Figura 4.3 - Capítulo IV).

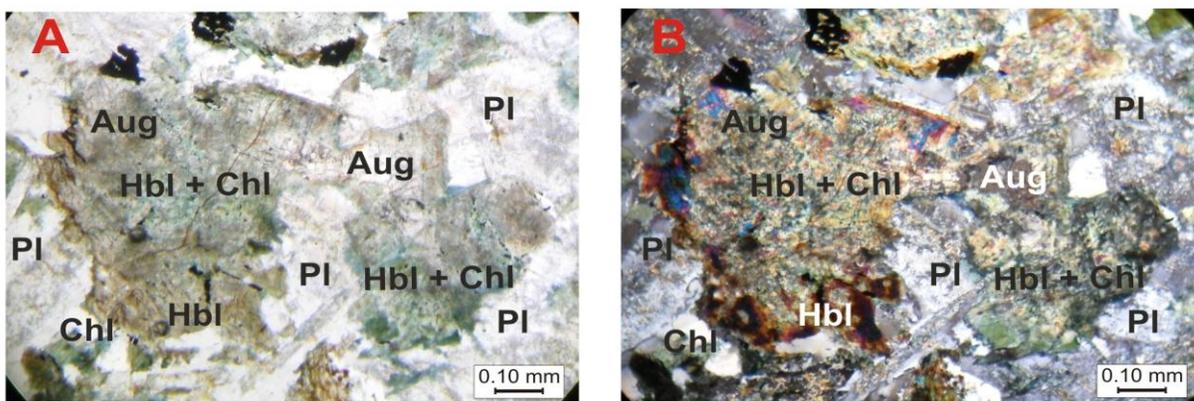
São rochas mesocráticas com texturas hipocristalina, inequigranular, fanerítica, intergranular e subofítica, cuja composição mineralógica principal é marcada pelos fenocristais de plagioclásio e piroxênios, embora em algumas amostras desse grupo a clorita seja bastante representativa, assim como a hornblenda. Podem, por vezes, exibir intenso fraturamento (Prancha IV - Fotomicrografia 1). Observa-se ainda importantes feições relacionadas a processos hidrotermais como saussuritização, sericitização, uralitização e cloritização, inclusive no



Fotomicrografia 1



Fotomicrografia 2



Fotomicrografia 3

PRANCHA IV- Fotomicrografias de diques máficos - Gabrodioritos - Fotomicrografia 1: Amostra IC-01B.

Aspecto geral da rocha, evidenciando o intenso microfraturamento, que ocorre frequentemente preenchido por clorita (Chl) com aparente orientação. (A) sem analisador e (B) com analisador. Aumento de 25X. Fotomicrografia 2: Amostra IC-26. Detalhe das ripas de plagioclásio (Pl) em padrão triangular com microfraturamento e pontos de sericitização e saussuritização. Interstício preenchido por cristal de augita (Aug), assinalando a textura intergranular. (A) sem analisador e (B) com analisador. Aumento de 100X. Fotomicrografia 3: Amostra IC-05. Detalhe dos cristais de augita (Aug) expressivamente uralitizada e cloritizada, além de cristais de plagioclásio (Pl) intensamente sericitizados e saussuritizados. (A) sem analisador e (B) com analisador. Aumento de 100X.

Fonte: Autoria própria.

preenchimento das microfraturas, onde é frequente a presença de minerais de alteração como sericita e clorita.

A mineralogia essencial dessas rochas é composta por plagioclásio e piroxênios, perfazendo, juntos, cerca de 70-88% do volume total das rochas. Secundariamente ocorrem hornblenda, biotita, clorita, epidoto e mica branca, que correspondem, principalmente, a produtos de alteração de plagioclásio e piroxênio. Minerais opacos são acessórios.

O plagioclásio pode variar de 35 a 55% do volume total dessas rochas. Ocorrem com tamanho variando, de modo geral, de 0,3 a 2,0 mm, com exceção daqueles que constituem as amostras IC-05, IC-06B, IC-06C, IC-12A e IC-12B, cujos tamanhos variam entre 0,4 e 1,2mm. Seus cristais ocorrem ripiformes (Prancha IV - Fotomicrografia 2). Encontram-se, de modo geral, pouco a moderadamente alterados pelos processos de saussuritização e sericitização, exceto pelas amostras IC-05 e IC-26 (principalmente a IC-05), cujos processos já são bastante expressivos, mascarando a geminação primária de praticamente todos os plagioclásios dessas duas amostras (Prancha IV - Fotomicrografia 3). Estão geralmente envolvidos, de modo parcial, por cristais de clinopiroxênios/ortopiroxênios, ou ainda com seus prismas alongados se tocando num padrão triangular, com cristais de augita preenchendo seus interstícios (Prancha IV - Fotomicrografia 2). Geminação polissintética do tipo albita e albita-Carlsbad são observadas. Os conteúdos de anortita (%) obtidos pelo método Michel-Levy (KERR, 1959) através dos geminados albita de raros cristais não alterados, indicam que o plagioclásio é do tipo andesina com An_{60-75} , embora pela análise de química mineral (Capítulo VI) tenha sido identificado também labradorita e albita.

Os piroxênios são, em geral, augita, embora ocorram cristais de hiperstênio em menor quantidade. Representam, de modo geral, cerca de 25 a 36% do volume total da rocha. As lâminas representativas das amostras IC-05, IC-10B e IC-26 exibem quantidades menores de piroxênio (10-19%), haja vista que grande parte deste mineral está cloritizado (clorita representa cerca de 30 a 42% no volume total da rocha, registrando intenso hidrotermalismo).

Os cristais de augita geralmente são reconhecidos pela coloração rosada a acastanhada, enquanto os raros cristais de hiperstênio apresentam-se róseo-amarronzados com dimensões que variam entre 0,4 e 1,6mm, com exceção daqueles que constituem as amostras IC-05, IC-06B, IC-06C, IC-12A e IC-12B, cujos tamanhos variam entre 0,3 e 1,1mm. São subédricos a anédricos. Frequentemente englobam parcialmente o plagioclásio, e muitas vezes também preenchem seus interstícios, caracterizando as texturas subofítica e intergranular.

Apresentam habitual microfraturamento e transformação para anfibólio (hornblenda) e clorita, além de inclusões de minerais opacos, que frequentemente também ocupam suas bordas, juntamente com biotitas (Prancha IV - Fotomicrografia 3).

Os cristais de clorita, quando ocorrem, representam geralmente 5 a 8% do volume total da rocha, mas também podem registrar de 30 a 42%, em algumas amostras. Suas dimensões raramente ultrapassam 0,2mm, restringindo-se as bordas dos cristais de hiperstênio como produto da cloritização. Frequente associação também com hornblenda e biotita, pela alteração dos mesmos (Prancha IV - Fotomicrografia 3).

O anfibólio ocorre pleocroico, de verde-acastanhado a verde escuro (geralmente hornblenda, porém tremolita também pode ser observada). Representa não mais que 10% do volume total das rochas. Seus cristais são anédricos e ocorrem por uralitização - como produto da alteração do clinopiroxênio, geralmente ocupando as bordas dos mesmos, além de preencherem fraturas presentes nestes, e também nos interstícios entre os cristais de plagioclásio. Está frequentemente combinado aos minerais opacos, biotitas e cloritas quando ocorrem (Prancha IV - Fotomicrografia 3).

A biotita representa menos de 5% do volume total da rocha. Seu tamanho não ultrapassa 0,4 mm. Seu pleocroísmo pode variar do castanho claro ao castanho-escuro. Suas lamelas subédricas a euédricas são, às vezes, observadas em associação com hornblenda, clorita e minerais opacos, principalmente nas bordas dos cristais de piroxênio. Seu hábito tabular também é facilmente observado.

Os minerais opacos (2 a 10% em volume), por vezes identificados como magnetita e ilmenita, distribuem-se pela rocha como cristais subédricos a anédricos com tamanho médio em torno de 0,6mm. Comumente associados à augita e hiperstênio.

5.2.5 Monzogabro

Foram descritas 03 lâminas delgadas desse litotipo. As amostras IC-40, IC-41 e IC-42 foram classificadas como monzogabros, de acordo com o diagrama R1-R2 (De La ROCHE et al., 1980) (Figura 4.3 - Capítulo IV).

Trata-se de rochas mesocráticas com texturas inequigranular, hipocristalina, fanerítica, intergranular e subofítica, cuja mineralogia essencial é representada por plagioclásio, piroxênio, e hornblenda, perfazendo, juntos, cerca de 88% do volume total dessas rochas.

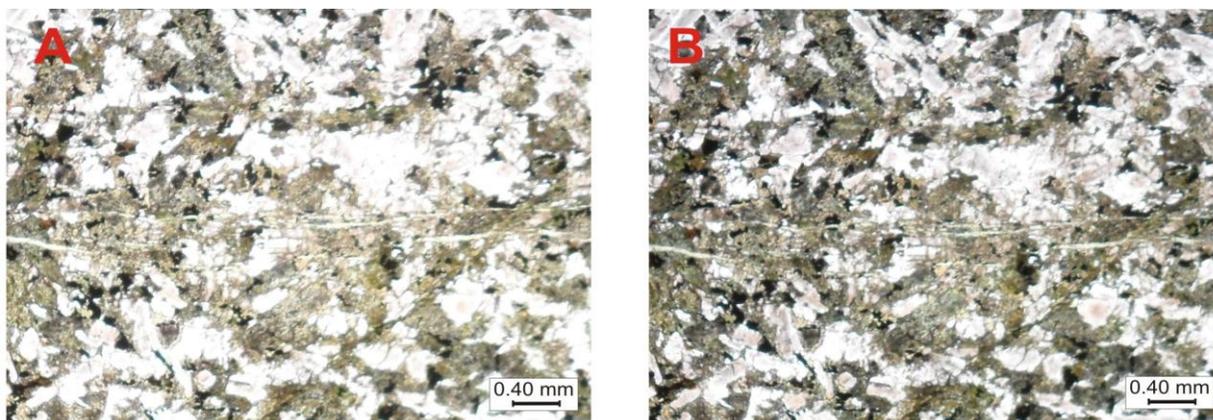
Secundariamente ocorrem biotita, clorita, epidoto e mica branca, que correspondem a produtos de alteração de plagioclásio e piroxênio, principalmente. Acessoriamente ocorrem riebeckita e minerais opacos. Essas rochas tendem a exibir intenso fraturamento/cisalhamento e alterações deutéricas (Prancha V - Fotomicrografia 1)

O plagioclásio pode variar de 37 a 55% do volume total dessas rochas, exibindo hábito tabular, subédrico a euédrico, com tamanho variando entre 0,2 a 1,2 mm. Seus cristais exibem incipiente alteração pelos processos de saussuritização e sericitização (Prancha V - Fotomicrografia 2), além de microfraturamento. Ocorrem, muitas vezes, envolvidos, de modo parcial, por cristais de piroxênio cálcico, ou ainda arranjados num padrão triangular, com cristais de augita preenchendo seus interstícios (Prancha V - Fotomicrografia 2). A frequente deformação da geminação dos cristais de plagioclásio impossibilitou a determinação do teor de anortita pelo método Michel-Levy (KERR, 1959).

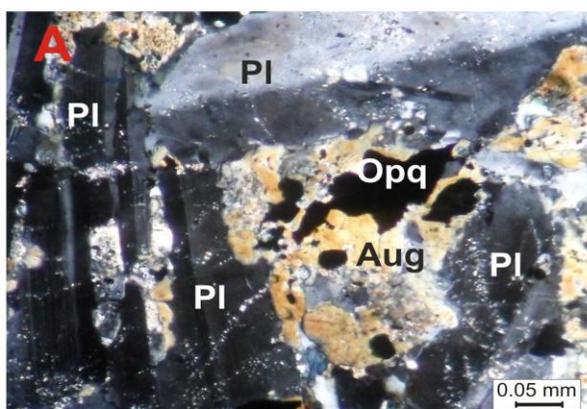
A augita representa cerca de 30% a 35% do volume total da rocha, já que boa parte dos seus cristais exibe o processo de uralitização, de modo que a hornblenda é composicionalmente significativa nestas rochas (20-35%), principalmente nas amostras IC-40 e IC-41. Há ainda a cloritização, que também altera com frequência as bordas da augita. Essas características sugerem a atuação de processos deutéricos na fase final e/ou imediatamente após a cristalização da augita durante o resfriamento magmático, ou até mesmo por processos pós-magmáticos.

A augita é pleocroica variando entre o róseo a acastanhado, com tamanhos que variam entre 0,2 e 1,2 mm. Seus cristais são, de modo geral, anédricos a subédricos. Muitas vezes englobam parcialmente os plagioclásios, e também tendem a preencher seus interstícios, caracterizando as texturas subofítica e intergranular, respectivamente. Apresentam habitual microfraturamento e transformação para hornblenda e clorita, além de minerais opacos ocupando frequentemente suas bordas, juntamente com biotita (Prancha V - Fotomicrografia 4).

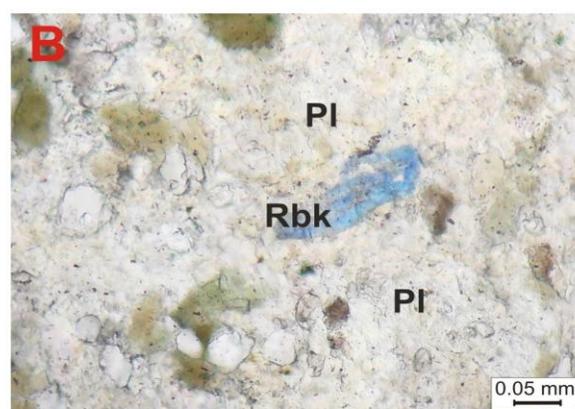
A presença do anfibólio nestas rochas é marcada por hornblenda e riebeckita (Prancha V - Fotomicrografia 3), que juntas perfazem cerca de 21 a 26% do volume total dessas rochas. A hornblenda ocorre pleocroica, de verde-acastanhado a verde escuro, e é o principal anfibólio, muito comum graças ao processo de uralitização dos cristais de augita. A riebeckita, embora ocorra acessoriamente (1%), é mineral de destaque nessas rochas, pois reflete sua afinidade alcalina. No diagrama TAS (Figura 4.1 - Capítulo IV) essas três rochas plotam



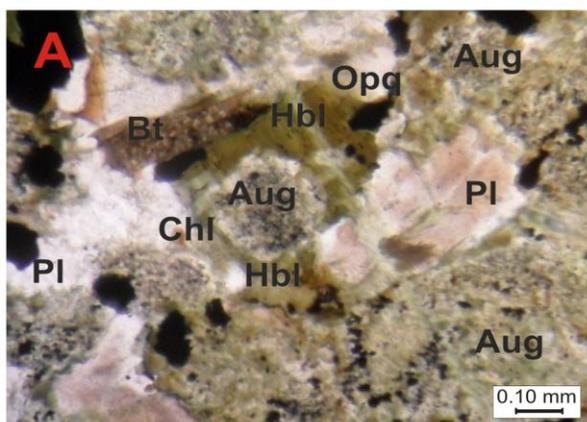
Fotomicrografia 1



Fotomicrografia 2



Fotomicrografia 3



Fotomicrografia 4

PRANCHA V - Fotomicrografias de diques máficos - Monzogabros - Fotomicrografia 1: Amostra IC-42. Aspecto geral da rocha, exibindo intenso microfraturamento/cisalhamento. (A) sem analisador e (B) com analisador. Aumento de 25X. Fotomicrografia 2: Amostra IC-42. Detalhe dos cristais de plagioclásio (Pl) exibindo a textura intergranular além de processos de alteração pontuais combinados com microfaturas. (A) com analisador. Aumento de 200X. Fotomicrografia 3: Amostra IC-41. Detalhe do cristal de riebeckita (Rbk). (B) sem analisador. Aumento de 200X. Fotomicrografia 4: Amostra IC-40. detalhe dos cristais de augita (Aug) uralitizados, frequentemente substituídos em suas bordas por hornblenda (Hbl), biotita (Bt) e clorita (Chl), além dos minerais opacos (A) sem analisador e (B) com analisador. Aumento de 100X.

Fonte: Autoria própria.

exatamente sobre a linha de separação entre os campos das rochas alcalinas e subalcalinas. A riebeckita ocorre, de modo geral, associada à hornblenda, nas porções uralitizadas da augita.

Os cristais de clorita representam cerca de 5% do volume da rocha e ocorrem comumente alterando boa parte dos cristais de hornblenda, mas também são vistas individualmente substituindo as bordas dos cristais de augita.

A biotita representa aproximadamente 3% do volume total da rocha, com pleocroísmo variando do castanho claro ao castanho-escuro. Suas lamelas subédricas são observadas individualizadas e/ou anédricas em associação com hornblenda, clorita e minerais opacos, principalmente nas bordas dos cristais de augita, por substituição.

Os minerais opacos constituem cerca de 6% do volume total da rocha, distribuídos pela mesma como cristais anédricos a subédricos. Comumente associados à augita, mas também mantém forte relação com hornblenda, clorita e biotita.

5.2.6 Sienogabro

Foram descritas 04 lâminas delgadas desse litotipo. As amostras IC-39A, IC-39B, IC-39C e IC-46 foram classificadas como sienogabros, de acordo com o diagrama R1-R2 (De La ROCHE et al., 1980) (Figura 4.3 - Capítulo IV).

São rochas mesocráticas com texturas inequigranular, hipocristalina, fanerítica, intergranular e subofítica. A Fotomicrografia 1, da Prancha VI ilustra o aspecto geral dessas rochas.

A mineralogia essencial dessas rochas é composta por plagioclásio, augita, e hornblenda, perfazendo, juntos, cerca de 90% do volume total dessas rochas. Em menor quantidade ocorre a riebeckita. Secundariamente ocorrem biotita, clorita, epidoto e mica branca, que correspondem a produtos de alteração de plagioclásios e piroxênios, principalmente. Minerais opacos são acessórios.

O plagioclásio pode variar de 55 a 60% do volume total dessas rochas. Ocorre como fenocristais (com raros microfenocristais presentes), com tamanho variando, de modo geral, de 0,2 a 1,1 mm. Seus cristais ocorrem ripiformes, e exibem pouca alteração pelos processos de saussuritização e sericitização (Prancha VI - Fotomicrografias 2 e 3). Estão geralmente envolvidos, de modo parcial, por cristais de piroxênio cálcico, ou ainda com seus prismas alongados se tocando num padrão triangular, com cristais de augita preenchendo seus interstícios

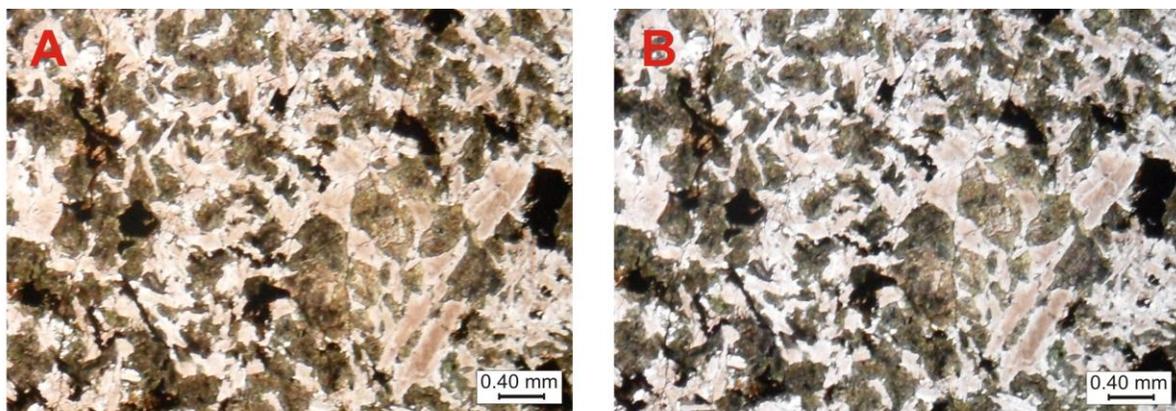
(Prancha VI - Fotomicrografia 2). Apresentam frequente microfraturamento, este muitas vezes preenchido por óxidos, além de lamelas de geminação deslocadas e/ou descontínuas não favorecendo a determinação do teor de anortita pelo método Michel-Levy (KERR, 1959).

O piroxênio é cálcico, do tipo augita, e representa não mais que 10% do volume total da rocha. Trata-se de um baixo percentual para este mineral, porém isso é justificado pela intensa uralitização registrada nos seus cristais, fazendo com que anfibólio (hornblenda) seja composicionalmente mais destacado nessas rochas (20-25%), em substituição à augita. Além disso, há ainda a cloritização, que altera tanto as bordas de alguns piroxênios, quanto da hornblenda, muitas vezes na sua quase totalidade. Essas características sugerem a atuação de processos deutéricos, logo após e/ou durante a cristalização da augita, ou ainda pós-magmáticos (Prancha VI - Fotomicrografias 2 e 3).

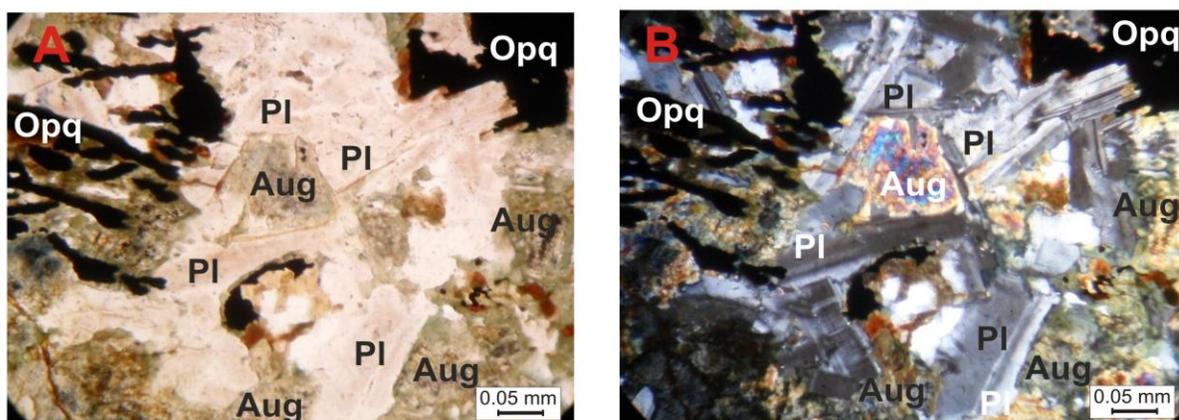
Os cristais de augita geralmente são reconhecidos pela coloração rósea a acastanhada, com tamanhos que variam entre 0,3 e 1,0 mm. São, de modo geral, subédricos a anédricos. Frequentemente englobam parcialmente os plagioclásios, e muitas vezes também preenchem seus interstícios, caracterizando as texturas subofítica e intergranular, respectivamente (Prancha VI - Fotomicrografia 2). Apresentam habitual microfraturamento e transformação para anfibólio (frequente hornblenda e rara tremolita) e clorita, além de minerais opacos ocupando frequentemente suas bordas, juntamente com biotita (Prancha VI - Fotomicrografia 3).

O anfibólio nestas rochas é representado por hornblenda e riebeckita, que juntas perfazem cerca de 21 a 26% do volume total dessas rochas. A hornblenda ocorre pleocroica, de verde-acastanhado a verde escuro, e é o principal anfibólio, muito comum graças ao processo de uralitização da augita. A riebeckita - cujo pleocroísmo é forte, porém mascarado pela cor intensa do mineral - também tem papel de destaque nesse litotipo, pois reflete uma discreta afinidade alcalina dessa rocha. Vale ressaltar que no diagrama TAS (Figura 4.1 - Capítulo IV) uma dessas rochas plota exatamente sobre a linha de separação entre os campos das rochas alcalinas e subalcalinas (IC-39), enquanto outra (IC-46) plota no campo das rochas alcalinas. A riebeckita ocorre, de modo geral, associada aos cristais de hornblenda, nas porções uralitizadas da augita (Prancha VI - Fotomicrografia 3).

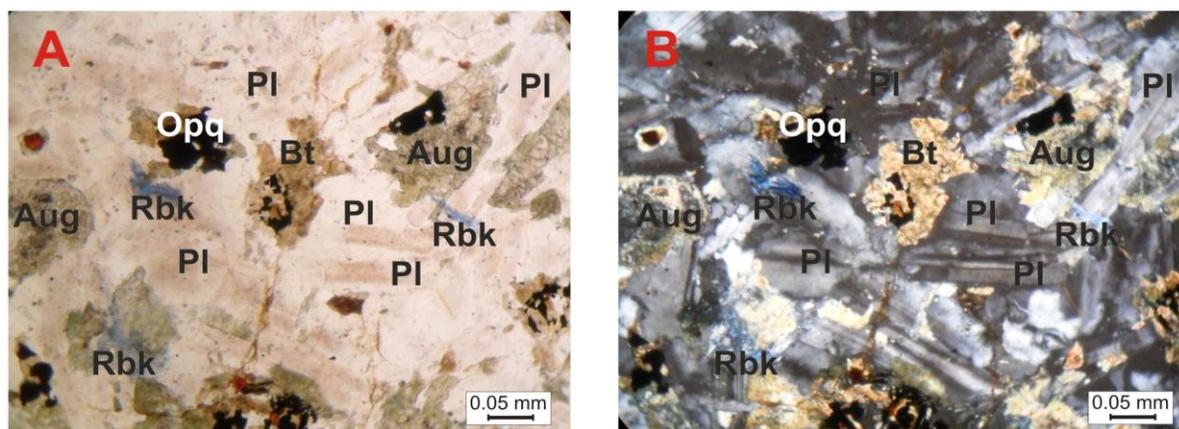
A clorita ocorre alterando boa parte dos cristais de hornblenda, mas também são vistas individualmente (raras) nas bordas dos cristais de augita.



Fotomicrografia 1



Fotomicrografia 2



Fotomicrografia 3

PRANCHA VI - Fotomicrografias de diques máficos - Sienogabros - Fotomicrografia 1: Amostra IC-39B. Aspecto geral da rocha (A) sem analisador e (B) com analisador. Aumento de 25X. Fotomicrografia 2: Amostra IC-39C. Detalhe das texturas subofítica e intergranular. (A) sem analisador e (B) com analisador. Aumento de 200X. Fotomicrografia 3: Amostra IC-39B. Detalhe dos cristais de augita (Aug) com uralitização, plagioclásios (Pl), biotita (Bt), minerais opacos (Opq) e riebeckita (Rbk). (A) sem analisador e (B) com analisador. Aumento de 200X.

Fonte: Autoria própria.

A biotita representa, no máximo, 4% do volume total da rocha. Seu tamanho não ultrapassa 0,3 mm. Seu pleocroísmo pode variar do castanho claro ao castanho-escuro. Suas lamelas subédricas são observadas, às vezes, individualizadas, ou anédricas em associação com horblenda, clorita e minerais opacos, principalmente nas bordas dos cristais de piroxênio.

Os minerais opacos (5 a 6% em volume) distribuem-se pela rocha como fenocristais e macrofenocristais subédricos com tamanho médio em torno de 0,6mm. Comumente associados à augita.

5.2.6.1 O Ponto IC-39

Este ponto refere-se a um dique máfico (sienogabro) em contato com a rocha encaixante granulítica aflorante no leito do rio Colônia, na cidade homônima. Trata-se de um dique máfico, orientado segundo a direção NE-SW, com aproximadamente 5 metros de largura, considerando que apenas um dos contatos é aflorante, ou seja, esse dique pode ser ainda maior. A amostragem foi realizada da seguinte forma:

- contato entre dique máfico e rocha encaixante (Lâmina IC-39A).
- amostragem a 1,40m do contato (Lâmina IC-39B)
- amostragem a 3,50m do contato (Lâmina IC-39C)
- amostragem da rocha encaixante (Lâmina IC-39D)

A Prancha VII - Fotomicrografia 1 ilustra petrograficamente a referida amostragem. Nota-se que na primeira amostra (IC-39A) há uma matriz vítrea a afanítica, basáltica, com fenocristais de plagioclásio e piroxênio imersos na mesma, assinalando a *chilled margin*, que mede aproximadamente 1,20mm. Na segunda amostra (IC-39B) percebe-se que há uma completa modificação textural: ausência de matriz, cristais de piroxênio e plagioclásio, principalmente, assinalando a textura fanerítica média. O mesmo é percebido na terceira amostra (IC-39C), porém, os cristais de plagioclásio e piroxênio são discretamente maiores, assinalando a pouca variação granulométrica nesse espaço, talvez significando a porção central do corpo. Nas duas últimas ocorreram processos deutéricos, atuantes durante o resfriamento do magma, registrados no piroxênio através da uralitização e cloritização.

As variações granulométricas e texturais observadas nas lâminas IC-39A, IC-39B e IC-39C, todas pertencentes a um único dique máfico (IC-39), mostram que o magma intruiu a rocha encaixante e resfriou-se rapidamente na linha de contato com a mesma, de modo que uma

matriz vítrea foi cristalizada e poucos cristais se desenvolveram neste domínio. No entanto, à medida que a temperatura diminuía, gradativamente, das bordas em direção ao núcleo do dique, os cristais que constituem a rocha tiveram tempo suficiente para se desenvolver, e a matriz vítrea que é observada na linha de contato dá lugar às texturas holocristalina e fanerítica, de granulometria média, indicando as partes mais centrais do corpo filoniano.

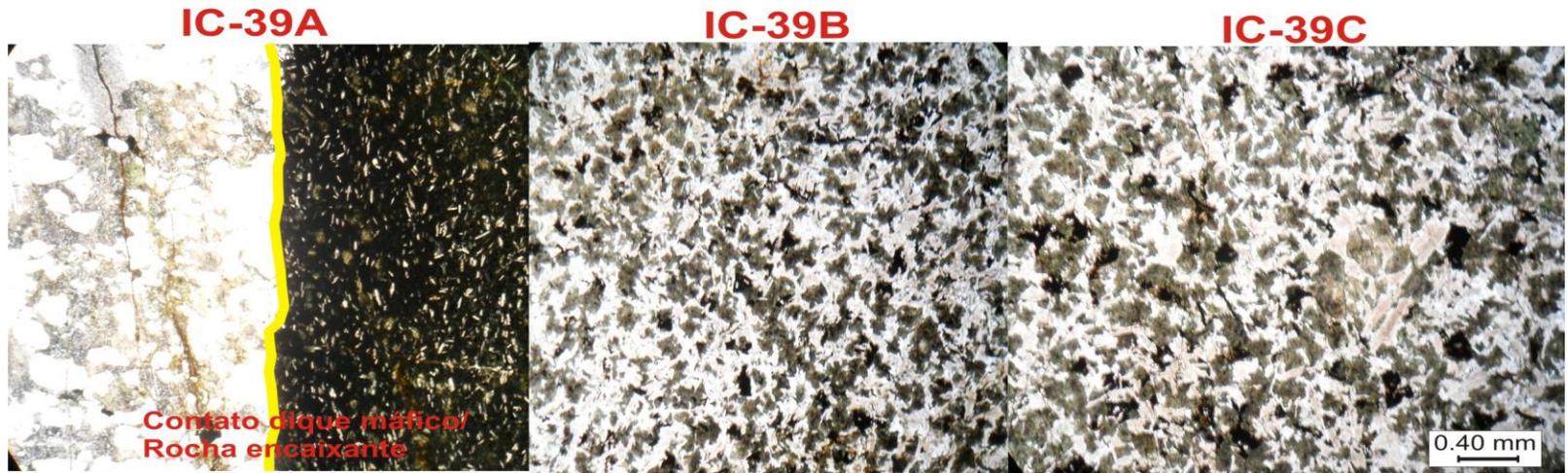
5.3 DIQUES MÁFICOS DA REGIÃO DE ITAPÉ

O enxame DMIT é constituído exclusivamente por basaltos, para os quais foram preparadas, analisadas e descritas 18 lâminas delgadas, confeccionadas a partir das respectivas amostras: IT-01, IT-02A (lâmina do contato entre o dique máfico e a rocha encaixante granulítica), IT-02B, IT-02C, IT-03, IT-07, IT-09, IT-10A, IT-10B, IT-11, IT-15B, IT-19, IT-20, IT-23, IT-25A, IT-25B, IT-25C e IT-26.

5.3.1 Álcali-basaltos

Foram descritas 09 lâminas delgadas desse litotipo (IT-01, IT-02A, IT-02B, IT-02C, IT-07, IT-15B, IT-20, IT-23 e IT-25C) classificadas como álcali-basaltos, de acordo com o diagrama R1-R2 (De La ROCHE et al., 1980) (Figura 4.4 - Capítulo IV).

São rochas mesocráticas com texturas hipocristalina, inequigranular, fortemente porfirítica e glomeroporfirítica (marcadas por fenocristais de plagioclásio, piroxênios e olivina imersos numa matriz de granulação variando de fina a média), ofítica a subofítica, intergranular, (Prancha VIII.1 - Fotomicrografia 1). Os contatos entre os grãos são, na sua grande maioria, retos e, por vezes, reentrantes.



Fotomicrografia 1

PRANCHA VII- Fotomicrografias de diques máficos - Sienogabros - Fotomicrografia 1: Mosaico das amostras IC-39A, B e C, exibindo a variação granulométrica e textural quando do afastamento da linha de contato com a rocha encaixante, em direção ao núcleo do dique. Sem analisador. Aumento de 25X.

Fonte: Autoria própria.

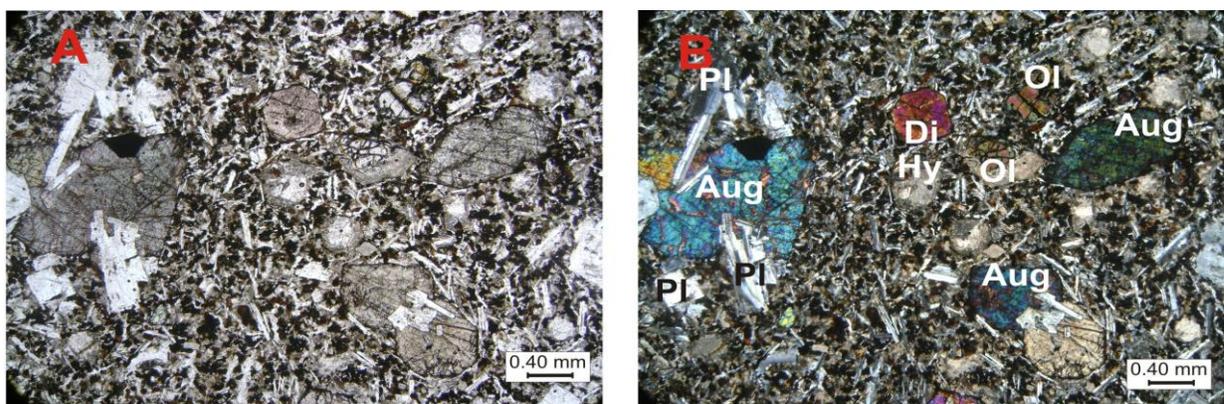
Observa-se ainda importantes feições relacionadas a processos hidrotermais como saussuritização, sericitização, uralitização, biotitização, cloritização, serpentinização, idingsitização, bowlingitização e outras relacionadas à variação de temperatura durante o processo de cristalização magmática, como por exemplo, o zoneamento de fenocristais de plagioclásio e piroxênio.

A mineralogia essencial dessas rochas é composta por plagioclásio, piroxênios (orto e clinopiroxênio) e olivina, perfazendo cerca de 60-85% do volume total das rochas. Secundariamente ocorrem hornblenda, biotita, epidoto, mica branca, serpentina, talco e calcita que correspondem a produtos de alteração de plagioclásio, piroxênio e olivina. Minerais opacos são acessórios.

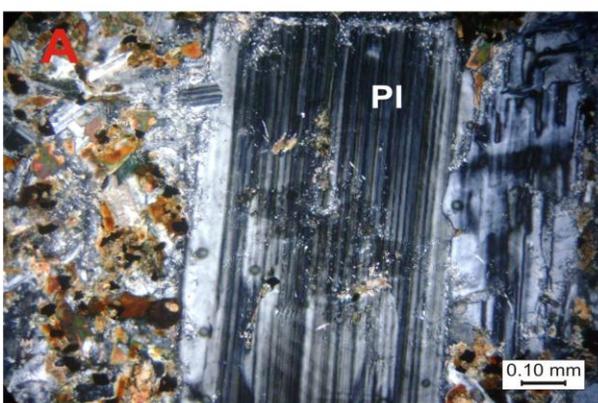
O plagioclásio pode variar de 35 a 59% do volume total dessas rochas. Ocorrem como micro a fenocristais, com tamanho variando de 0,3 a 2,0 mm, e, às vezes, como macrofenocristais com tamanho médio de 2,6 mm. Seus cristais ocorrem principalmente na forma de ripas euédricas e, subordinadamente, subédricas. Fazem contato reto entre si, e com alguns cristais de olivina, orto e clinopiroxênio o contato é reentrante. São geminados segundo as leis albíta e albíta-Carlsbad, e apresentam processos de alteração hidrotermal como saussuritização e sericitização (Prancha VIII.1 - Fotomicrografia 2) que dão aos cristais manchas acinzentadas com aspecto nublado, em luz plana, além de proporcionarem a geração de calcita (Prancha VIII.1 - Fotomicrografia 3). Cristais zonados também podem ser observados. De acordo com o método Michel Levy (KERR 1959), o plagioclásio varia de oligoclásio (An_{21-30}) a labradorita (An_{60}).

Os piroxênios representam cerca de 30 a 45% do volume total da rocha. São predominantemente representados por fenocristais, microfenocristais e matriz de augita e/ou diopsídio e hiperstênio, sendo este último de maneira subordinada, não ultrapassando 5%.

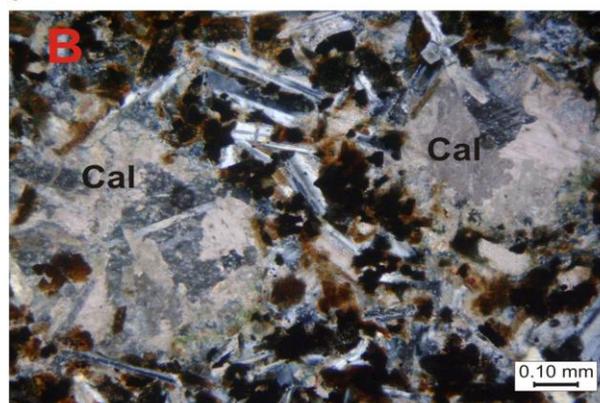
O diopsídio é frequentemente encontrado nos diques desse grupo de rochas. Ocorre com coloração acastanhada a esverdeada, com dimensões médias que variam entre 0,1 e 0,3mm, quando compõem a matriz e de 1,1 a 2,0mm, em fenocristais subédricos a anédricos, e, raramente euédricos. Raros macrofenocristais de até 2,8mm também ocorrem. A augita também é bastante observada em alguns desses diques. Exibem coloração acastanhada, rósea ou esverdeada, com microfenocristais de dimensões médias que variam entre 0,1 e 0,3mm, e fenocristais a macrofenocristais de 0,7 a 1,5mm. De modo geral, esses piroxênios englobam total e/ou parcialmente os plagioclásios ou preenchendo seus interstícios, e muitas vezes também ocorrem



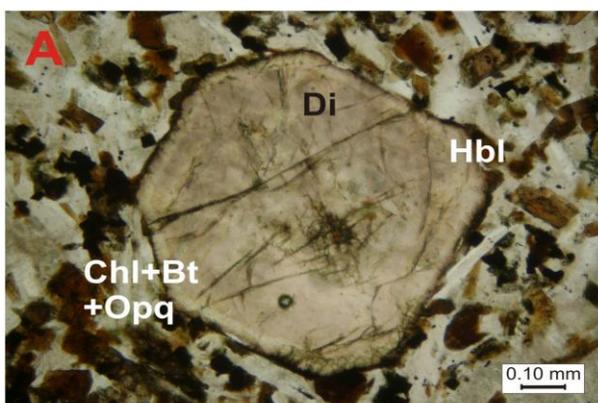
Fotomicrografia 1



Fotomicrografia 2



Fotomicrografia 3



Fotomicrografia 4

PRANCHA VIII.1 - Fotomicrografias de Diques Máficos - Álcali-Basaltos - Fotomicrografia 1: Amostra IT-02B. Aspecto geral das texturas intergranular, subofítica, porfírica assinalada principalmente por micro e fenocristais de plagioclásio, piroxênio e olivina imersos numa matriz fanerítica fina. (A) sem analisador e (B) com analisador. Aumento de 25X. Fotomicrografia 2 - Amostra IT-01. Detalhe do fenocristal de plagioclásio (Pl) com geminação albita, processo de saussuritização/sericitização destacado no núcleo. (A) com analisador. Aumento de 100X. Fotomicrografia 3 - Amostra IT-02B. Detalhe dos fenocristais de calcita (Cal) oriundos da alteração dos plagioclásios, imersos na matriz fanerítica fina. (B) com analisador. Aumento de 100X. Fotomicrografia 4 - Amostra IT-02B. Detalhe do fenocristal de diopsídio (Di) euédrico microfraturado que apresenta zoneamento e coroa de reação incipientemente marcada por hornblenda (Hbl) associada com clorita (Chl), biotita (Bt) e minerais opacos (Opq). (A) sem analisador e (B) com analisador. Aumento de 100X.

Fonte: Autoria própria.

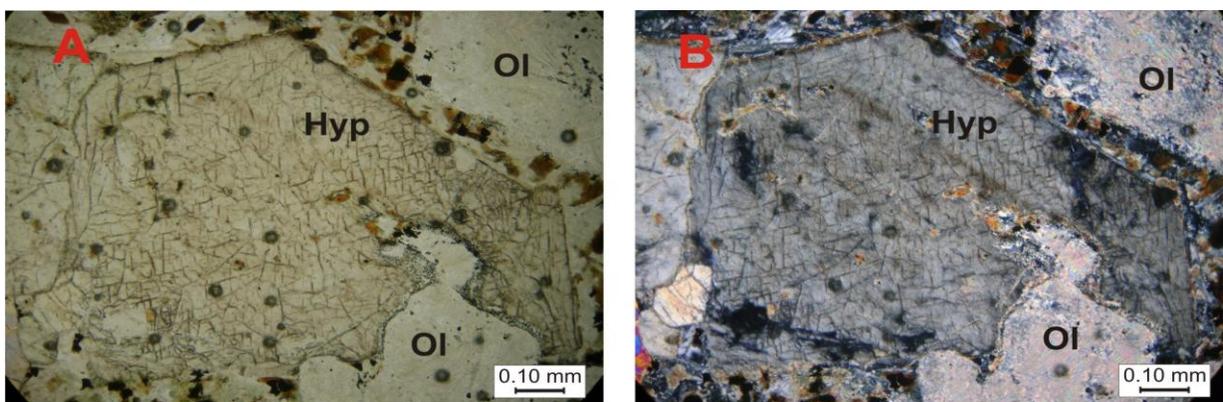
dispersos na matriz. É comum observar suas bordas e microfraturas com alterações para hornblenda e clorita, formando as coroas de reação e zoneamento (Prancha VIII.1 - Fotomicrografia 4). Nota-se, algumas vezes, o processo de uralitização. Suas bordas podem apresentar minerais opacos.

O hiperstênio é pleocroico variando de castanho claro a esverdeado. Apresenta fenocristais com tamanho variando de 0,5 a 1,8 mm, macrofenocristais com até 4,0mm (pouco frequentes) e microfenocristais compondo a matriz, com tamanho variando de <0,1 a 0,3 mm. São subédricos a anédricos. Geralmente ocorrem em concentrações policristalinas associadas a augita e diopsídio e aos resquícios de olivina. Também podem registrar zoneamento incipiente (Prancha VIII.2 - Fotomicrografia 1) que, semelhantes aos plagioclásios, registram a variação da temperatura durante o processo de cristalização. Assim como os piroxênios cálcicos, inclui minerais opacos. Muitas vezes sua relação com este último gera textura simplectítica.

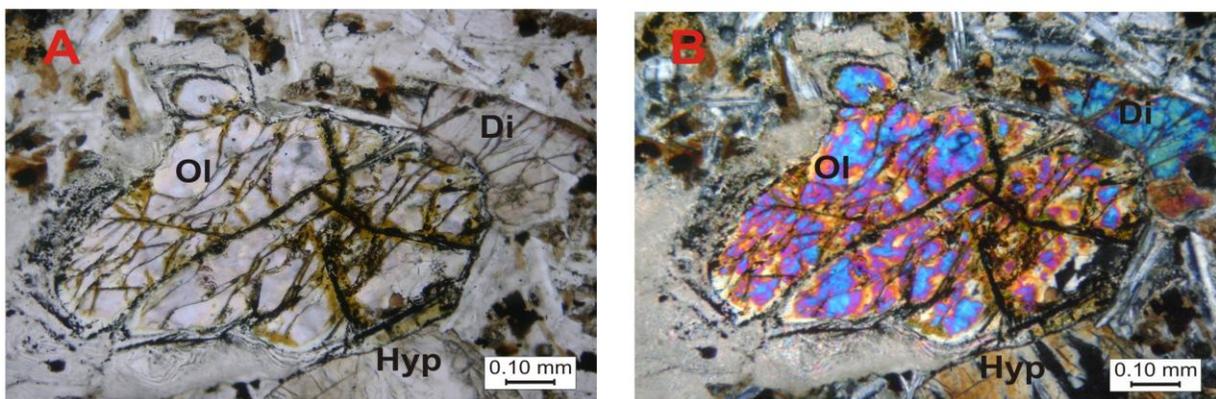
A olivina corresponde a aproximadamente 5 a 11% do volume total das rochas. É representada por micro a fenocristais anédricos e raramente subédricos, geralmente fraturados, incolores a levemente acastanhados com aspecto difuso, possivelmente devido a finíssimas inclusões de mineral não identificado em forma de acículas. Seu tamanho varia em torno de 0,4 a 2,1mm. De modo geral, os cristais ocorrem cloritizados e serpentinizados, e raramente preservam feições do mineral original. Idingsita e bowlingita são frequentemente observadas preferencialmente nas fraturas. Muitas vezes a olivina se encontra envolvida por augita/diopsídio e/ou hiperstênio formados às custas da reação da olivina com o magma. É comum também observar fenocristais total ou parcialmente alterados para talco especialmente nas bordas (Prancha VIII.2 - Fotomicrografia 2).

Os minerais opacos (5 a 10% em volume) distribuem-se preferencialmente na matriz e em microfenocristais subédricos com tamanho máximo de 0,5mm e subordinadamente como fenocristais esqueletais que envolvem piroxênios (tamanho médio = 0,6mm), ou ainda como inclusões nos mesmos.

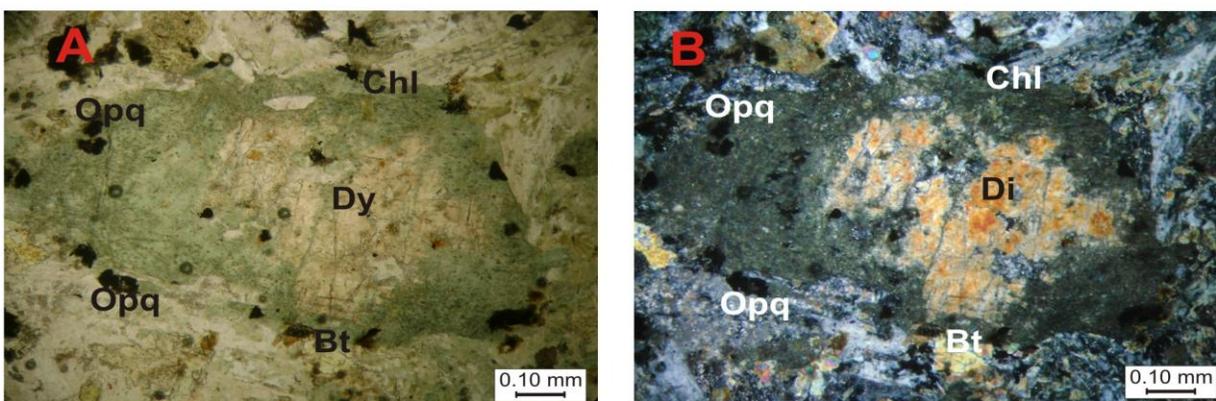
O anfibólio, frequentemente hornblenda, apresenta pleocroísmo, com coloração variando de castanho-claro a verde-acastanhado. Seus cristais são anédricos e ocorrem como produto da alteração dos piroxênios, pelo processo de uralitização, geralmente ocupando as bordas dos mesmos, além de preencherem fraturas. Apresentam-se em porções esverdeadas e aspecto difuso. Está frequentemente associado a minerais opacos, clorita e biotita.



Fotomicrografia 1



Fotomicrografia 2



Fotomicrografia 3

PRANCHA VIII.2 - Fotomicrografias de Diques Máficos - Álcali-Basaltos - Fotomicrografia 1: - Amostra IT-01. Detalhe dos fenocristais de hiperstênio (Hyp) em contato com olivinas (Ol). Estas últimas ocorrem quase totalmente substituídas talco (?). (A) sem analisador e (B) com analisador. Aumento de 100X. Fotomicrografia 2 - Amostra IT-02C. Detalhe do fenocristal de olivina (Ol) microfraturado com substituição por idingsita, que preenche principalmente as microfraturas, e talco (?) que, também por substituição, ocupa suas bordas. Fenocristais de diopsídio (Di) e hiperstênio (Hyp) também ocorrem nas suas bordas, por substituição. (A) sem analisador e (B) com analisador. Aumento de 100X. Fotomicrografia 3 - Amostra IT-15B. Detalhe do macrofenocristal de diopsídio (Di) que apresenta-se em processo de uralitização. Observa-se ainda inclusões de minerais opacos (Opq) e associação de biotita (Bt) e clorita (Chl). (A) sem analisador e (B) com analisador. Aumento de 100X.

Fonte: Autoria própria.

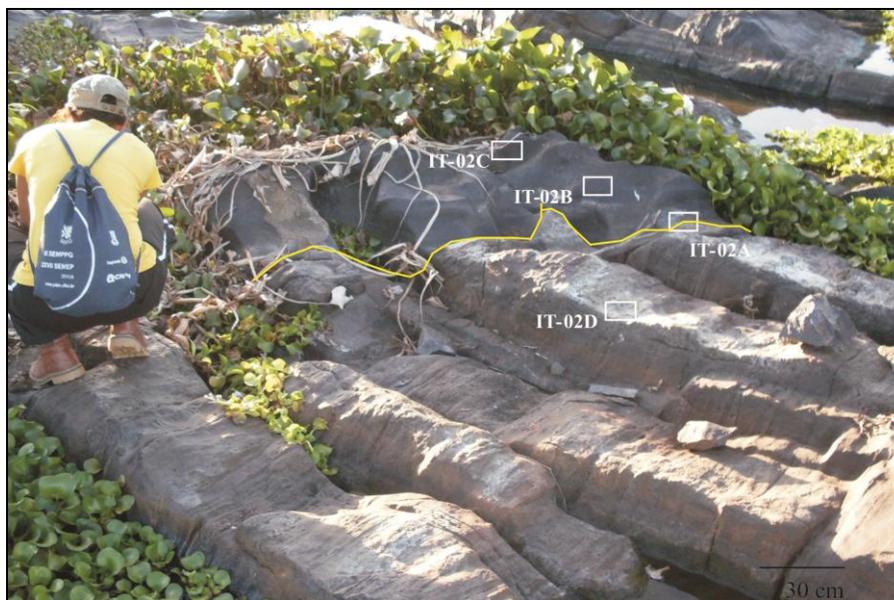
Serpentina, talco, idingsita, bowlingita, clorita, biotita, uralita (Prancha VIII.2 - Fotomicrografia 3), mica branca, epidoto e calcita constituem os minerais provenientes da desestabilização de piroxênio, plagioclásio e olivina, e se distribuem por toda a rocha.

5.3.1.1 O ponto IT-02

Este ponto refere-se a um dique máfico (álcali-basalto) em contato com a rocha encaixante granulítica aflorante no leito do rio Colônia (Fotografia 5.1). Trata-se de um dique máfico, orientado segundo a direção NE-SW, com aproximadamente 4 metros de largura, com ambos contatos aflorantes. A amostragem foi realizada da seguinte forma:

- contato entre dique máfico e rocha encaixante (Fotografia 5.1 e Lâmina IT-02A).
- amostragem a 30 cm do contato (Fotografia 5.1 e Lâmina IT-02B)
- amostragem a 53 cm do contato (Fotografia 5.1 e Lâmina IT-02C)
- amostragem da rocha encaixante (Fotografia 5.1 e Lâmina IT-02D)

Fotografia 5.1 Esquema de amostragem no contato entre o dique máfico e a rocha encaixante granulítica. Ponto IT-02. Coordenadas: 446.340 / 8.349.030



Fonte: Autoria própria.

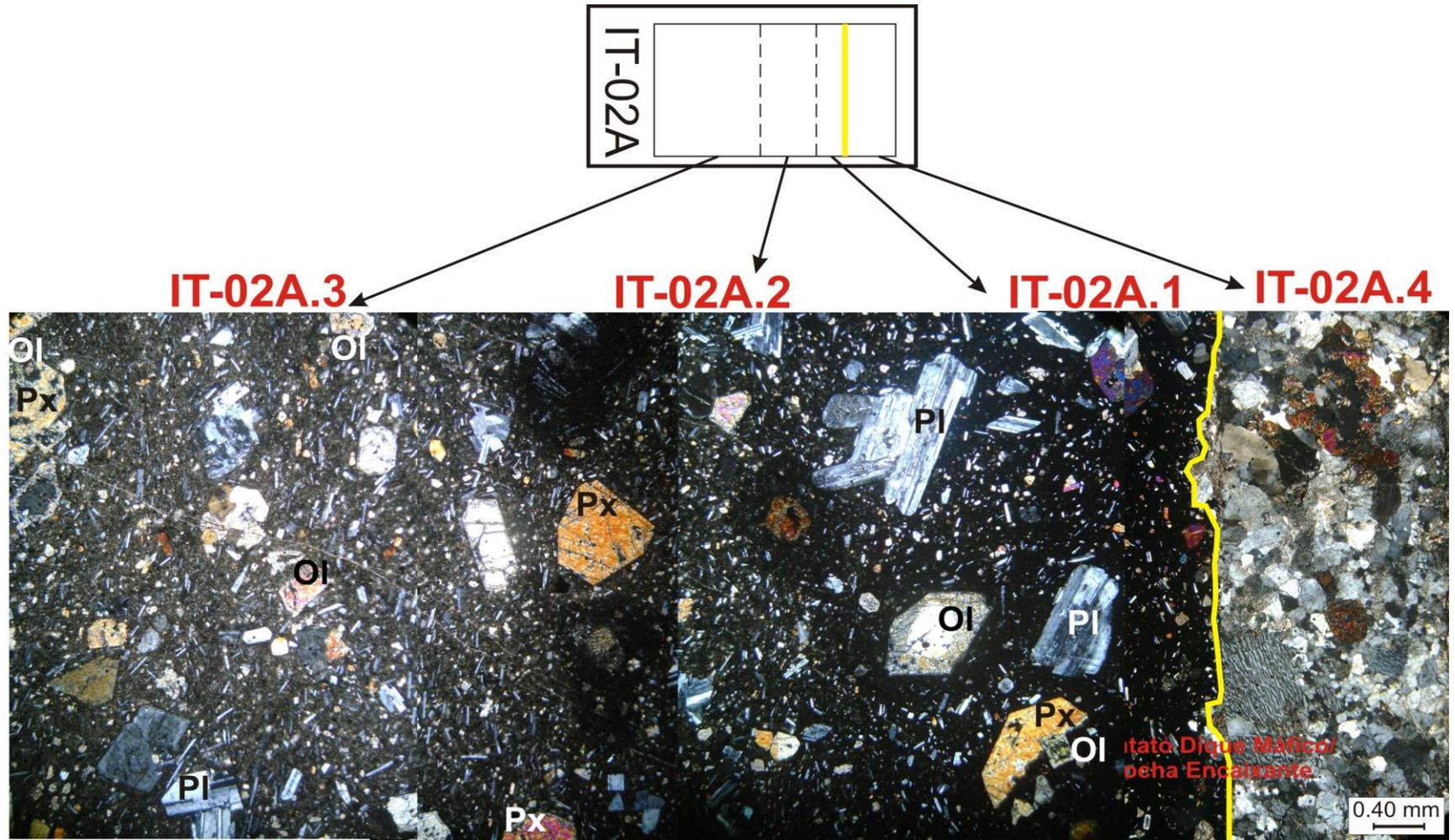
Todas as lâminas citadas acima foram descritas detalhadamente no tópico 5.3.1. No entanto, a lâmina IT-02A representa um contato litológico importante. Dessa forma, será

apresentado um esquema petrográfico representativo da mesma, subdividido em 4 domínios (Prancha VIII.3 - IT-02A.1, IT-02A.2, IT-02A.3 e IT-02A.4, no qual é possível observar variação textural e granulométrica à medida que nos afastamos da linha do contato com a rocha encaixante, numa mesma lâmina.

Na lâmina IT-02A, de modo geral, é possível observar as texturas hipocristalina a holocristalina, inequigranular, ofítica, subofítica, intergranular, glomeroporfirítica e vidrofírica, marcada pela presença de micro, macro e fenocristais de plagioclásio e piroxênio imersos numa matriz de granulação vítrea a fina. Observa-se ainda importantes feições relacionadas a processos hidrotermais como saussuritização, sericitização, uralitização e outras relacionadas à variação de temperatura durante o processo de cristalização magmática, como o zoneamento de fenocristais de plagioclásio e piroxênio.

Um aspecto interessante nesta lâmina é a variação granulométrica em pouco menos de 2,0 cm de rocha. É possível observar na Prancha I.3 que no dique máfico, em IT-02A.1, próximo ao contato, a matriz é vítrea e nela estão imersos microfenocristais de plagioclásio, piroxênios e olivina. Em IT-02A.2, percebe-se que a matriz permanece vítrea, porém, começam a surgir feno e macrofenocristais concomitantemente com microfenocristais. Em IT-02A.3, a matriz deixa de ser holocristalina (vítrea), passando a ser holocristalina, suportando macrofenocristais de plagioclásio, que apresentam-se saussuritizados e sericitizados, piroxênios que, muitas vezes, já estão em processo de uralitização e olivinas predominantemente alteradas para serpentina e idingsita. Em IT-02A.4, está representada a rocha granulítica encaixante imediatamente no contato com o dique máfico.

As variações granulométricas e texturais notadas na Lâmina IT-02A sugerem que o magma penetrou na rocha encaixante que já estava fraturada, e a mudança brusca de temperatura fez com que o material magmático se resfriasse rapidamente não favorecendo o desenvolvimento dos cristais próximo ao contato. À medida em que se afasta do contato, é possível perceber que a matriz deixa de ser vítrea, pois, como a temperatura vai diminuindo gradativamente em direção ao núcleo do dique, os cristais que compõem a rocha têm tempo para se desenvolver, e a matriz passa a ser holocristalina suportando micro, macro e fenocristais de plagioclásio, piroxênios, olivinas e minerais opacos. O resfriamento gradativo do magma gera processos como zoneamento de plagioclásio e piroxênios.



Fotomicrografia 1

PRANCHA VIII.3 - Fotomicrografia 1: Mosaico esquemático representativo da lâmina IT-02A, no qual é possível observar micro e fenocristais de piroxênios (Px), plagioclásio (Pl) e olivina (Ol). IT-02A.1, IT-02A.2 e IT-02A.3 representam partes de um único dique máfico, próximas, intermediárias e afastadas da linha de contato, respectivamente. IT-02A.4 representa a rocha encaixante granulítica deste dique. Com analisador. Aumento de 25X.

Fonte: Autoria própria.

5.3.2 Latibasaltos

Apenas uma lâmina desse litotipo foi descrita. A amostra IT-03 foi classificada como latibasalto, de acordo com o diagrama R1-R2 (De La ROCHE et al., 1980) (Figura 4.4 - Capítulo IV), e possivelmente se dispersa do *trend* geral por apresentar concentrações medianas de Si, Na, K, Fe e Ti em comparação com os demais grupos, de modo que o valor de R1 para essa amostra posiciona-a no campo transicional. Embora apresente semelhanças texturais com os demais litotipos identificados, observa-se diferenças mineralógicas.

É uma rocha de cor cinza escuro, mesocrática com texturas hipocrystalina, inequigranular fortemente porfirítica marcada por micro a fenocristais de plagioclásio, piroxênios e olivina imersos numa matriz de granulação variando de fina a média (Prancha IX - Fotomicrografia 1), ofítica, subofítica e intergranular.

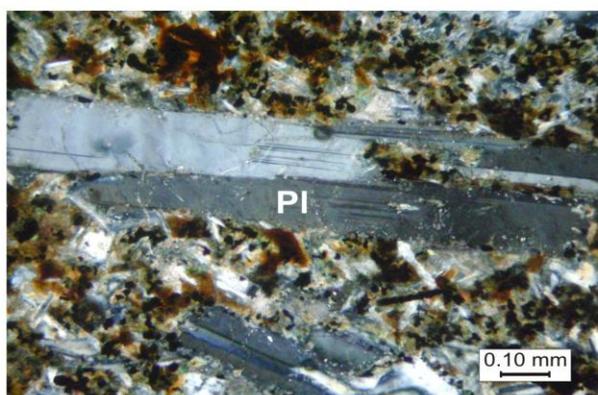
Processos de alteração hidrotermal são observados, como saussuritização e sericitização que alteram o plagioclásio, enquanto uralitização, biotitização, cloritização, idingsitização, bowlingitização e serpentinitização afetam piroxênio e olivina. Zoneamento é comum nos minerais essenciais. Este registra a variação da temperatura durante a cristalização, que marca nos mesmos zonas com maior e menor teor de seus principais elementos.

O plagioclásio representa cerca de 40% do volume total dessas rochas. Ocorrem como micro a fenocristais, com tamanho variando de 0,5 a 2,0 mm, e, mais raramente, como macrofenocristais, com até 3,1mm. Seus cristais ocorrem principalmente na forma de ripas euédricas e, subordinadamente, subédricas. Seus contatos são, geralmente, retos e embaiados. São geminados segundo a geminação polissintética do tipo albita, apresentam-se alterados pelo processo de saussuritização e sericitização (Prancha IX - Fotomicrografia 2), originando razoável quantidade de mica branca, epidoto e calcita. Ocorrem também cristais com forte zoneamento (Prancha IX - Fotomicrografia 3). De acordo com o método Michel Levy (KERR 1959), o plagioclásio é predominantemente reconhecido como andesina (An_{38-44}) e, menos frequentemente, como labradorita (An_{50-53}).

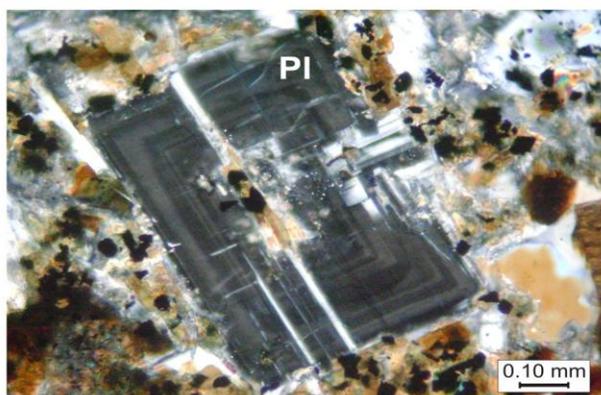
Os piroxênios são representados por augita e compõem cerca de 45% do volume total da rocha. Ocorre com coloração neutra a levemente esverdeada, ou rósea - tipo augita sub-cálcica (TANNER DE OLIVEIRA, 1989), com dimensões médias de 0,8 a 2,1mm, em fenocristais subédricos a anédricos. É comum observar seus cristais envolvidos por anfibólio, formando as



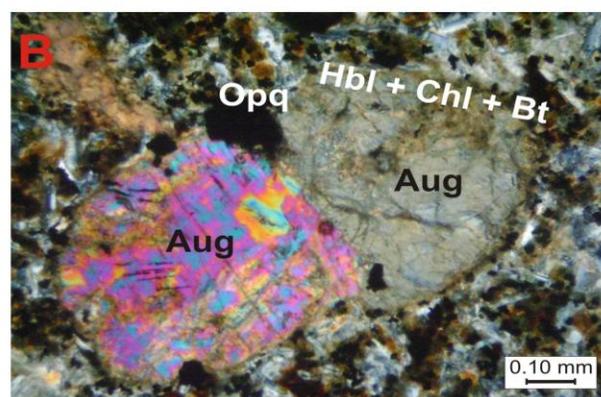
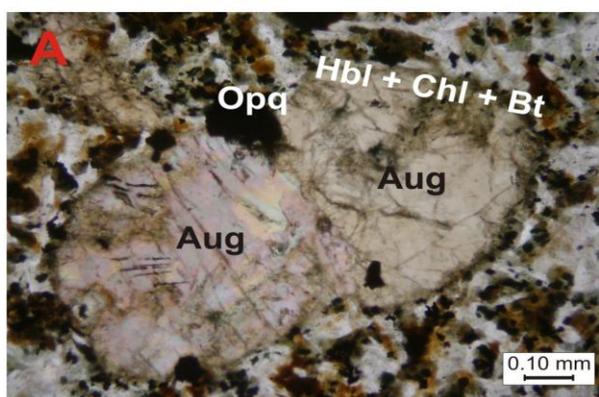
Fotomicrografia 1



Fotomicrografia 2



Fotomicrografia 3



Fotomicrografia 4

PRANCHA IX - Fotomicrografias de Diques Máficos - Latibasaltos - Fotomicrografia 1: Amostra IT-03. Aspecto geral da textura fortemente porfírica assinalada principalmente por micro a fenocristais de plagioclásio e piroxênio imersos numa matriz fanerítica fina. (A) sem analisador e (B) com analisador. Aumento de 25X. Fotomicrografias 2 e 3: Amostra IT-03. Detalhe dos fenocristais de plagioclásio (Pl) com geminação albita-Carlsbad, processo de sericitização e zoneamento núcleo/borda. Corrosão do núcleo por ser a zona mais cálcica. Com analisador. Aumento de 100X. Fotomicrografia 4: Amostra IT-03. Detalhe dos fenocristais de augita (Aug) apresentando coroa de reação incipientemente marcada pela presença de hornblenda (Hbl) associada com clorita (Chl), biotita (Bt) e minerais opacos (Opq). (A) sem analisador e (B) com analisador. Aumento de 100X.

Fonte: Autoria própria.

coroas de reação. Clorita, biotita e minerais opacos também são observados em associação (Prancha IX - Fotomicrografia 4).

A olivina corresponde a aproximadamente 3% do volume total da rocha. É representada por fenocristais subédricos. Seu tamanho varia em torno de 0,4 a 2,1mm. De modo geral seus fenocristais ocorrem serpentinizados, mas frequentemente se observa feições do mineral original. Idingsita e bowlingita ocorrem preferencialmente nas fraturas. Algumas vezes ocorrem em associação com a augita, que substituem suas bordas.

Os minerais opacos (7% em volume) distribuem-se preferencialmente na matriz e em microfenocristais subédricos com tamanho máximo de 0,5mm e subordinadamente como fenocristais esqueletais que envolvem piroxênios (tamanho médio = 0,8mm). Por vezes mostra intercrescimento simplectítico com o piroxênio ou incluso no mesmo. Clorita, biotita, mica branca, epidoto, calcita, serpentina, idingsita, bowlingita e talco constituem os minerais provenientes da desestabilização de piroxênio, plagioclásio e olivina, e se distribuem por toda a rocha.

5.3.3 Basaltos

Foram descritas 03 lâminas delgadas desse litotipo. As amostras IT-25A, IT-25B e IT-26 foram classificadas como basaltos, de acordo com o diagrama R1-R2 (De La ROCHE et al., 1980) (Figura 4.4 - Capítulo IV).

São rochas mesocráticas com texturas hipocristalina, equi a inequigranular, discretamente porfirítica às vezes, marcada alguns fenocristais de plagioclásio e piroxênios imersos numa matriz de granulação variando de fina a média, ofítica a subofítica, intergranular, (Prancha X - Fotomicrografias 1 e 2). Os contatos entre os grãos são, na sua grande maioria, retos e, por vezes, reentrantes.

Observa-se ainda importantes feições relacionadas a processos hidrotermais como saussuritização, sericitização e cloritização, e outras relacionadas à variação de temperatura durante o processo de cristalização magmática, como o zoneamento de fenocristais de plagioclásio.

A mineralogia essencial dessas rochas é composta por plagioclásio e piroxênios perfazendo cerca de 60-81% do volume total das rochas. Secundariamente ocorrem horblenda,

biotita, clorita (rara), sericita e calcita que correspondem a produtos de alteração do plagioclásio, e dos piroxênios. Minerais opacos são acessórios.

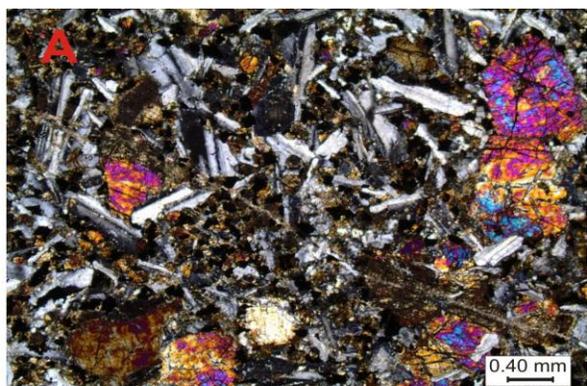
O plagioclásio representa cerca de 45 a 51% do volume total dessas rochas. Ocorrem como micro a fenocristais, com tamanho variando de 0,2 a 0,9 mm, geralmente. Seus cristais ocorrem principalmente na forma de ripas euédricas e, subordinadamente, subédricas. Fazem contato reto entre si, enquanto com alguns cristais de orto e clinopiroxênio o contato é reentrante. São aparentemente geminados segundo as leis albita e albita-Carlsbad - porém as lamelas estão pouco perceptíveis - e apresentam processos de alteração hidrotermal como saussuritização e sericitização em diferentes graus (Prancha X - Fotomicrografia 3), inclusive favorecendo a formação de calcitas (Prancha X - Fotomicrografia 5). Cristais zonados podem ser observados, exibindo sua variação composicional. (Prancha X - Fotomicrografia 4).

Os piroxênios perfazem cerca de 15 a 39% do volume total dessas rochas. São representados por fenocristais e microfenocristais de augita e enstatita - esta última ocorre subordinadamente e apenas na amostra IT-26.

A augita é o piroxênio predominante nos litotipos desse grupo. Ocorre com coloração acastanhada, rósea ou esverdeada, com microfenocristais de dimensões médias que variam entre 0,1 e 0,3mm, e fenocristais a macrofenocristais de 1,0 a 2,0mm, podendo alcançar quase 3,0mm (Prancha X - Fotomicrografia 6). Ocorrem principalmente subédricos a anédricos, e, raramente euédricos. Frequentemente englobam total e/ou parcialmente os plagioclásios ou preenchendo seus interstícios, e muitas vezes também ocorrem dispersos na matriz. É comum observar suas bordas e microfraturas com alterações para anfibólio (raro) e clorita. Frequentemente bordejada por cristais de minerais opacos.

A enstatita representa apenas 9%, é incolor, e os micro a fenocristais têm tamanho variando de 0,1 a 0,7mm, frequentemente subédricos. Comum associação com minerais opacos, com o qual muitas vezes exhibe textura simplectítica, e clorita por alteração hidrotermal.

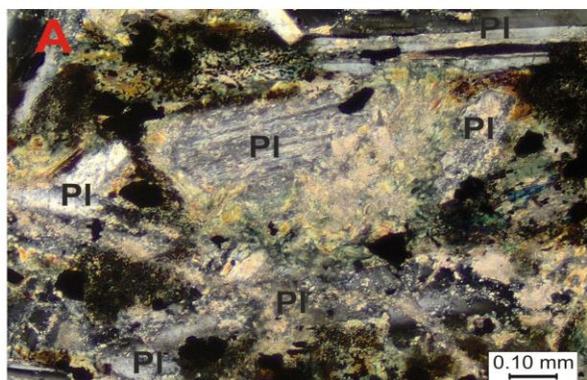
A clorita representa cerca de 25 a 29% do volume total das rochas, ocorrendo apenas nas amostras IT25B e IT25C. Restringe-se às bordas dos cristais de piroxênio como produto da cloritização imposta a esse mineral. Frequentemente associada, por alteração, à biotita e hornblenda.



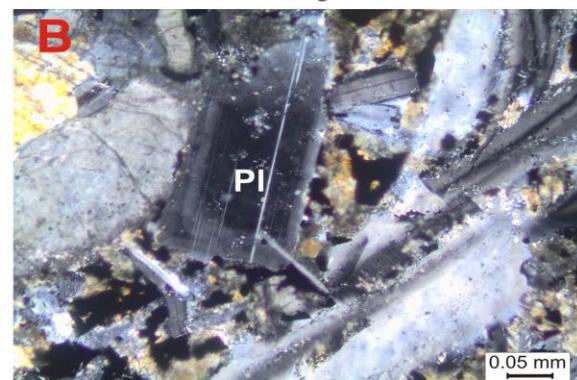
Fotomicrografia 1



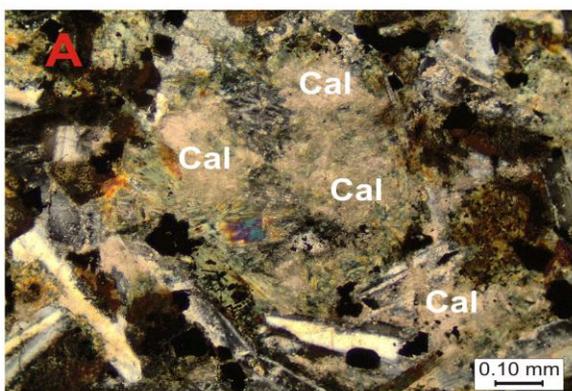
Fotomicrografia 2



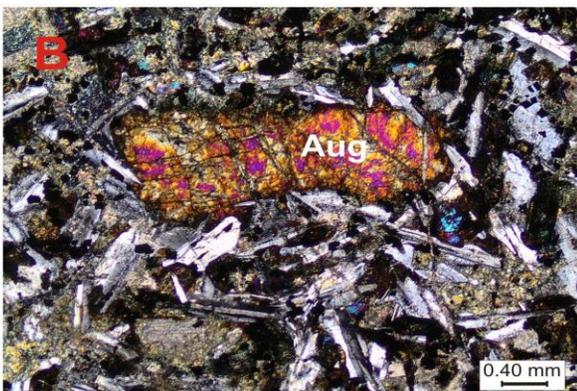
Fotomicrografia 3



Fotomicrografia 4



Fotomicrografia 5



Fotomicrografia 6

PRANCHA X - Fotomicrografias de diques máficos - Basaltos - Fotomicrografia 1: Amostra IC-25A. Aspecto geral exibindo as texturas ofítica/subofítica. (A) com analisador. Aumento de 25X. Fotomicrografia 2: Amostra IC-26. Aspecto geral exibindo as texturas ofítica/subofítica. (A) com analisador. Aumento de 25X. Fotomicrografia 3: Amostra IT-25B. Detalhe dos cristais de plagioclásio (Pl) exibindo intenso processo de alteração hidrotermal. Nota-se em alguns cristais resquícios de geminação albíta e albíta-Carlsbad (A) com analisador. Aumento de 100X. Fotomicrografia 4: Amostra IC-26. Detalhe do cristal de plagioclásio (Pl) exibindo zoneamento composicional e pontos de alteração hidrotermal, além de resquícios de geminação albíta descontínua. (B) com analisador. Aumento de 200X. Fotomicrografia 5: Amostra IT-25B. Detalhe dos cristais de calcita oriundos da alteração dos plagioclásios (Pl). (A) com analisador. Aumento de 100X. Fotomicrografia 6: Amostra IT-25B. Detalhe do fenocristal de augita (Aug). (A) com analisador. Aumento de 25X.

Fonte: Autoria própria.

A biotita representa no máximo 5% do volume total das rochas e ocorre, por vezes, alterada para clorita. Seu tamanho não ultrapassa 0,3 mm e sua coloração pode variar do castanho claro ao castanho-escuro. Geralmente ocorre anédrica, mas cristais subédricos são raramente observados em associação com hornblenda e minerais opacos, principalmente nas bordas dos cristais de piroxênio.

Os minerais opacos não ultrapassam 6% no volume total das rochas e distribuem-se preferencialmente na matriz e em microfenocristais subédricos com tamanho máximo de 0,3mm, comumente associados aos piroxênios (augita e enstatita) e clorita.

5.3.4 Hawaiiitos

Foram descritas 03 lâminas delgadas desse litotipo. As amostras IT-09, IT-10A e IT-11 foram classificadas como hawaiiitos, de acordo com o diagrama R1-R2 (De La ROCHE et al., 1980) (Figura 4.4 - Capítulo IV).

São rochas mesocráticas, de cor cinza, estrutura maciça com texturas hipocristalina, inequigranular, fracamente porfírica marcada por fenocristais de plagioclásio, piroxênios e olivina imersos numa matriz de granulação variando de fina a média (Prancha XI.1 - Fotomicrografia 1), ofítica e subofítica, intergranular e glomeroporfírica. Os contatos entre os grãos são, na sua grande maioria, retos e, por vezes, reentrantes.

Os hawaiiitos registram importantes feições relacionadas a processos hidrotermais como saussuritização e sericitização, idingsitização, uralitização, biotitização, cloritização, serpentinização e outras relacionadas à variação de temperatura durante o processo de cristalização magmática, como o zoneamento de fenocristais de plagioclásio e piroxênio.

O plagioclásio pode variar de 40 a 54% do volume total dessas rochas. Ocorrem como micro a fenocristais, com tamanho variando de 0,6 a 2,0 mm e, raramente, como macrofenocristais que chegam a alcançar 3,0mm. Seus cristais ocorrem principalmente na forma de ripas euédricas e, subordinadamente, subédricas. Fazem contato reto entre si, e com alguns cristais de olivina, orto e clinopiroxênio o contato é reentrante, devido à corrosão magmática. São geminados segundo as leis albita e albita-Carlsbad, apresentam zoneamento, processos de alteração hidrotermal como saussuritização e sericitização e substituição por calcita em quantidades significantes (Prancha XI.1 - Fotomicrografias 2 e 3). De acordo com o método Michel Levy (KERR 1959), o plagioclásio varia de labradorita (An_{55-65}) a andesina (An_{46-50}).

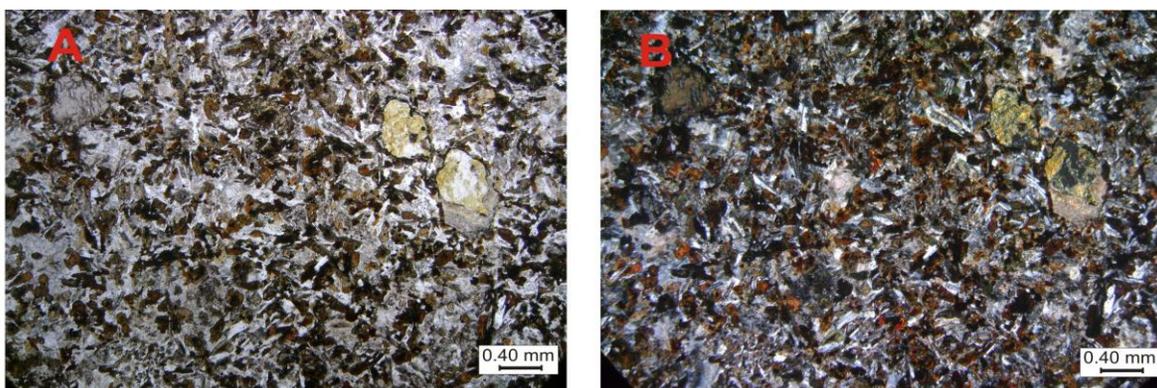
Os piroxênios representam cerca de 27 a 43% do volume total da rocha. São predominantemente representados por feno e microfenocristais de augita e hiperstênio, embora às vezes ocorram macrofenocristais com até 3,1mm.

A augita representa aproximadamente 80% do total de piroxênios. Ocorre pleocroica variando de castanho claro rosado, com dimensões médias que variam entre 0,1 e 0,5 mm, quando compõem a matriz, e de 1,1 a 2,8 mm, em feno e macrofenocristais subédricos a anédricos. Em geral, suas bordas e microfraturas apresentam-se alteradas para hornblenda e clorita. Inclusões de minerais opacos são comuns (Prancha XI.1 - Fotomicrografia 4). Nota-se que alguns cristais de augita apresentam o processo de uralitização. Muitas vezes estas ocorrem como coroas de reação da olivina, ou apenas mantém relação de contato nas bordas.

O hiperstênio é pleocroico variando de castanho claro a esverdeado. Apresenta micro a fenocristais com tamanho variando de <0,1 a 1,8 mm, além de alguns poucos macrofenocristais com tamanho variando de <2,0 a 3,1 mm. Geralmente seu cristais são anédricos a fracamente subédricos e ocorrem em concentrações policristalinas associadas à augita e aos resquícios de olivina. Suas bordas quase sempre apresentam coroas de reação marcadas pela presença de hornblenda e clorita (Prancha XI.2 - Fotomicrografia 1). Inclusões de minerais opacos são facilmente observadas.

A olivina representa pouco mais de 10% do volume total da rocha. Ocorre na forma de micro e fenocristais anédricos a raramente subédricos, intensamente alterados para clorita, serpentina (Prancha XI.2 - Fotomicrografia 2), idingsita (mineral castanho avermelhado) e talco - este último ocupa as bordas, preferencialmente. Seu tamanho varia em torno de 0,6 a 1,6mm, mas às vezes é possível observar macrofenocristais com até 2,2mm. Muitas vezes a olivina se encontra em contato ou até mesmo envolvida por hiperstênio e/ou augita, formando coroas de reação (Prancha XI.2 - Fotomicrografias 1, 2 e 3).

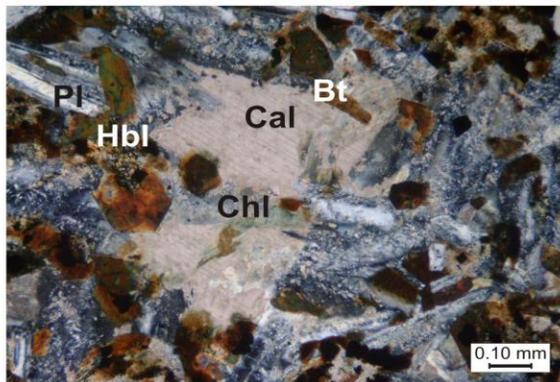
Os minerais opacos correspondem de 2 a 11% do volume total da rocha. Distribuem-se preferencialmente na matriz em microfenocristais subédricos com tamanho máximo de 0,5mm e subordinadamente como fenocristais intimamente relacionados aos piroxênios, ou ainda como inclusões nos mesmos.



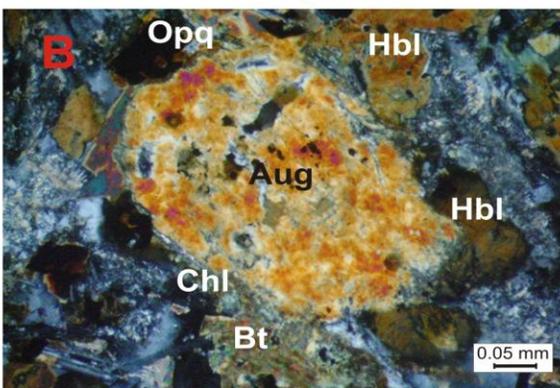
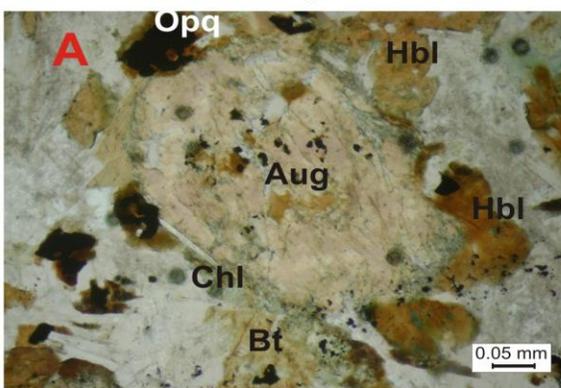
Fotomicrografia 1



Fotomicrografia 2



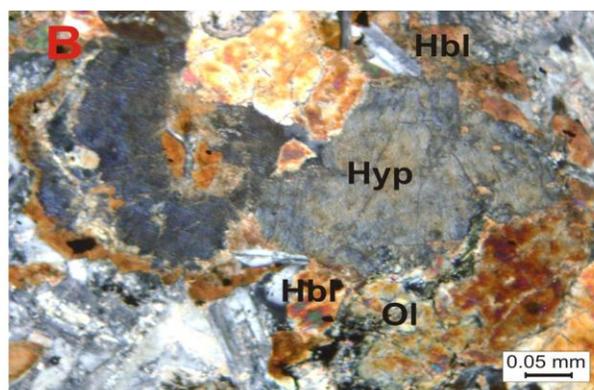
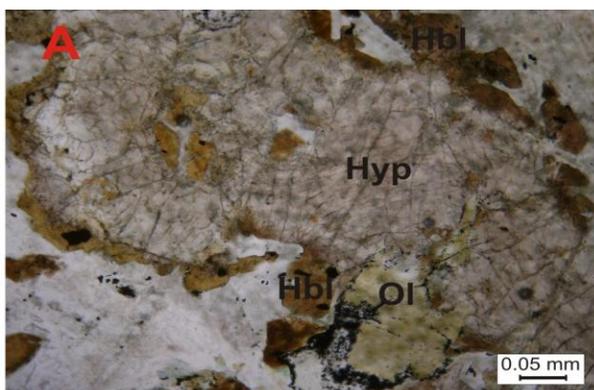
Fotomicrografia 3



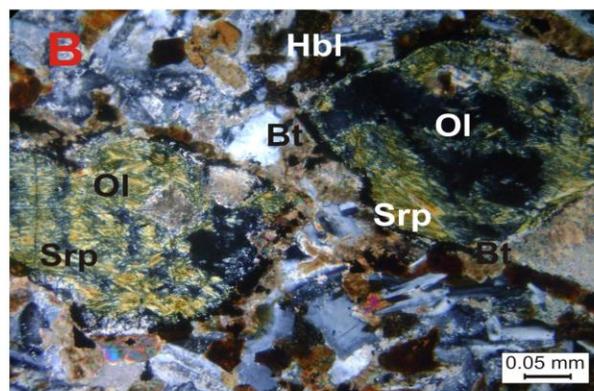
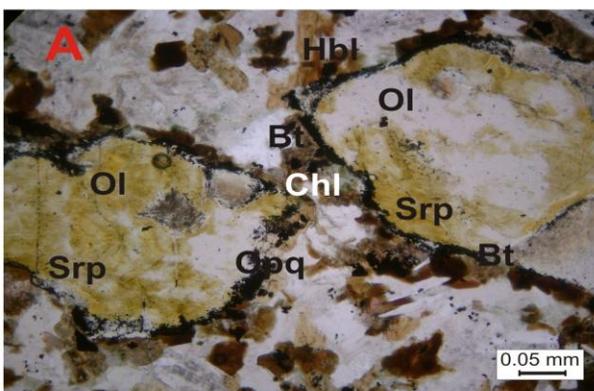
Fotomicrografia 4

PRANCHA XI.1 - Fotomicrografias de Diques Máficos - Hawaiítos. Fotomicrografia 1: Amostra IT-10A. Aspecto geral da textura fracamente porfírica assinalada principalmente por micro a fenocristais de piroxênio (Px) e olivinas (Ol) imersos numa matriz fanerítica fina composta por plagioclásio (Pl), hornblenda (Hbl), biotita (Bt) e minerais opacos (Opq). (A) sem analisador e (B) com analisador. Aumento de 25X. Fotomicrografia 2: Amostra IT-11. Detalhe do fenocristal de plagioclásio (Pl) com geminação albita deslocada e áreas com intenso processo de saussuritização/sericitização. Com analisador. Aumento de 100X. Fotomicrografia 3: Amostra IT-09. Detalhe do fenocristal de calcita (Cal) envolvido por ripas de plagioclásio (Pl), clorita (Chl), biotita (Bt) e hornblenda (Hbl). Com analisador. Aumento de 100X. Fotomicrografia 4: Amostra IT-11. Detalhe do fenocristal de augita (Aug) apresentando bordas marcadas pela presença de hornblenda (Hbl) associado à clorita (Chl), biotita (Bt) e minerais opacos (Opq). Estes últimos ocorrem ainda como inclusões. (A) sem analisador e (B) com analisador. Aumento de 200X.

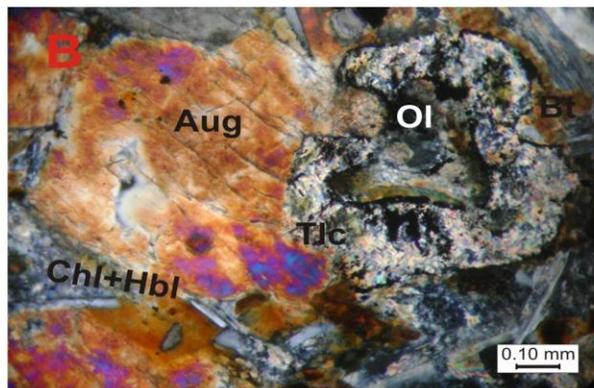
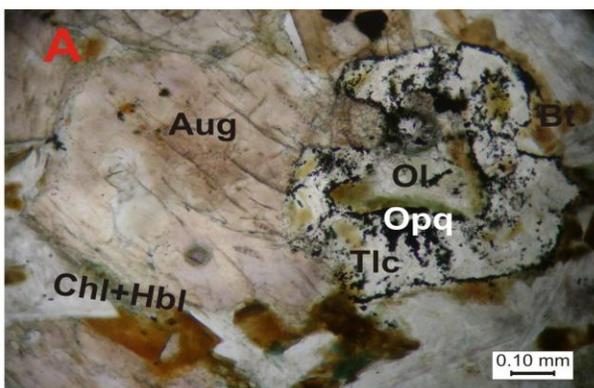
Fonte: Autoria própria.



Fotomicrografia 1



Fotomicrografia 2



Fotomicrografia 3

PRANCHA XI.2 - Fotomicrografias de Diques Máficos - Hawaiitos - Fotomicrografia 1: Amostra IT-10A. Detalhe dos fenocristais de hiperstênio (Hyp) que ocorrem associados à olivina (Ol). Observa-se a presença de hornblenda (Hbl) marcando a coroa de reação presente no hiperstênio, além de biotita (Bt), clorita (Chl) e minerais opacos (Opq) ocupando suas bordas. (A) sem analisador e (B) com analisador. Aumento de 200X. Fotomicrografia 2: Amostra IT-10A. Detalhe dos fenocristais de olivina (Ol) serpentinizadas. Observa-se fenocristais de hornblenda (Hbl), biotita (Bt), clorita (Chl) e minerais opacos (Opq) ocupando suas bordas, além de substituição para serpentina (Srp). (A) sem analisador e (B) com analisador. Aumento de 200X. Fotomicrografia 3: Amostra IT-11. Detalhe dos fenocristais de olivina (Ol) com alterações para idingisita e talco (Tlc), e augita (Aug) apresentando coroa de reação incipientemente marcada pela presença de hornblenda (Hbl) associada com clorita (Chl), biotita (Bt) e minerais opacos (Opq). (A) sem analisador e (B) com analisador. Aumento de 100X.

Fonte: Autoria própria.

O anfíbólio é representado por hornblenda, que apresenta pleocroísmo, com coloração variando de castanho-claro a verde-acastanhado. Seus cristais são anédricos e ocorrem como produto da alteração dos piroxênios - augita e hiperstênio, limitando-se a ocupar as bordas e algumas fraturas dos mesmos (Prancha IV.2 - Fotomicrografias 1, 2 e 3). Apresentam-se em porções esverdeadas e aspecto difuso. Está frequentemente associada a minerais opacos, clorita e biotita.

Serpentina, talco, idingsita, hornblenda, clorita, biotita, mica branca, epidoto e calcita constituem os minerais provenientes da desestabilização de piroxênios, plagioclásio e olivina, e se distribuem por toda a rocha.

5.3.5 Mugaritos

Foram descritas 02 lâminas delgadas desse litotipo. As amostras IT-10B e IT-19 foram classificadas como mugaritos, de acordo com o diagrama R1-R2 (De La ROCHE et al., 1980) (Figura 4.4 - Capítulo IV).

São rochas mesocráticas com texturas hipocristalina, inequigranular fracamente porfírica marcada por fenocristais de plagioclásio, piroxênios e olivina imersos numa matriz de granulação variando de fina a muito fina (Prancha XII - Fotomicrografia 1), ofítica e subofítica, intergranular e glomeroporfírica. Os contatos entre os grãos são, na sua grande maioria, retos e, por vezes, reentrantes.

Observa-se ainda importantes feições relacionadas a processos hidrotermais como saussuritização, sericitização, uralitização, biotitização, cloritização, serpentinização, idingsitização e bowlingitização.

A mineralogia essencial dessas rochas é composta por plagioclásio, piroxênios e olivina, perfazendo cerca de 75-85% do volume total das rochas. Secundariamente ocorrem hornblenda, biotita, epidoto, mica branca, serpentina, talco e calcita que correspondem a produtos de alteração de plagioclásio, piroxênios e olivina. Minerais opacos são acessórios.

O plagioclásio pode variar de 42 a 53% do volume total dessas rochas. Ocorrem como micro a fenocristais, com tamanho variando de 0,5 a 1,8 mm, e como raros macrofenocristais com tamanho máximo de 4,0mm. Os microfenocristais constituem a matriz dessa rocha. Seus cristais ocorrem principalmente na forma de ripas euédricas e, subordinadamente, subédricas (Prancha XII - Fotomicrografia 2). Apresentam intensa alteração

hidrotermal e suas bordas, quase sempre, estão corroídas pela matriz. A quantidade considerável de calcita encontrada nesta rocha pode ser atribuída a essa alteração (Prancha XII - Fotomicrografia 3). Não foi possível determinar o teor de anortita do plagioclásio devido ao avançado estágio de alteração.

Os piroxênios são, em geral, augita, embora apresente rara variação para diopsídio. Representam cerca de 36% do volume total da rocha. Ocorre com coloração acastanhada a rósea, com dimensões micro que variam entre 0,1 e 0,5mm, quando compõem a matriz, e de 1,0 a 3,2mm, em feno e macrofenocristais subédricos a anédricos. Frequentemente englobam total e/ou parcialmente cristais de plagioclásios, e muitas vezes também preenchem seus interstícios. É comum observar suas bordas e microfraturas com alterações para hornblenda e clorita, formando coroas de reação, além de inclusões de minerais opacos.

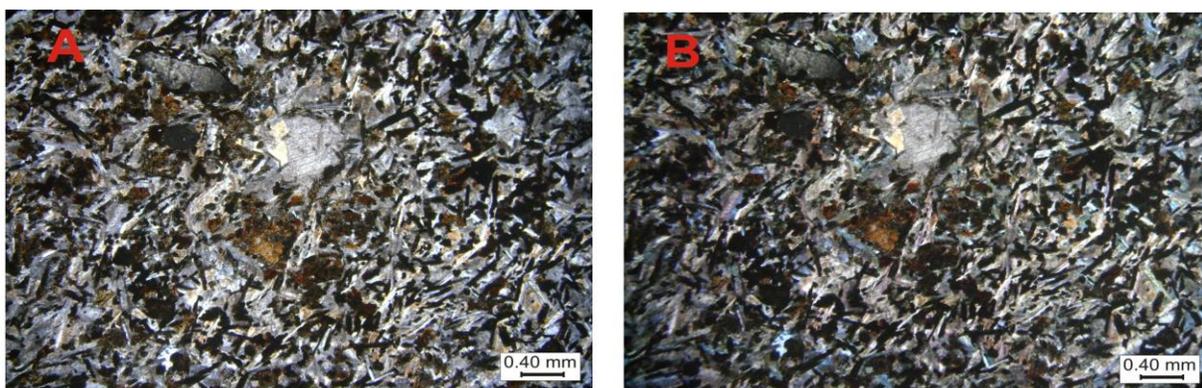
Os minerais opacos (8 a 15% em volume) distribuem-se preferencialmente na matriz e em microfenocristais subédricos com tamanho máximo de 0,5mm e subordinadamente como fenocristais associados aos piroxênios.

A olivina representa não mais que 5% do volume total da rocha. Ocorre na forma de fenocristais anédricos a subédricos, geralmente alterados para idingsita e/ou bowlingita - nas microfraturas e bordas (Prancha XII - Fotomicrografia 4). Seu tamanho varia em torno de 0,6 a 1,0mm.

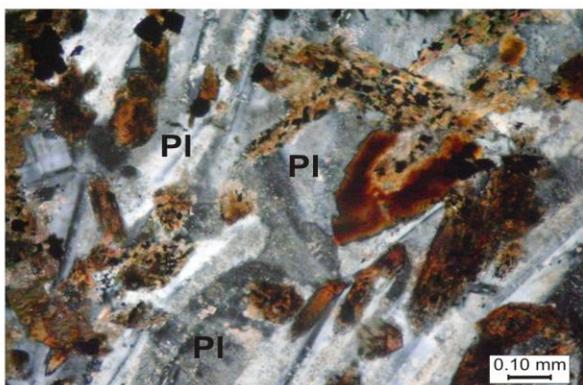
A hornblenda apresenta pleocroísmo variando de castanho-claro a verde-acastanhado. Seus cristais são anédricos e ocorrem como produto da alteração dos clinopiroxênios, geralmente ocupando as bordas dos mesmos, além de preencherem fraturas. Está frequentemente associado aos piroxênios, minerais opacos, clorita e à biotita.

A biotita, por vezes identificada como annita, ocorre como produto de alteração dos principais minerais e, geralmente, observa-se uma coloração levemente mais alaranjada nas suas bordas.

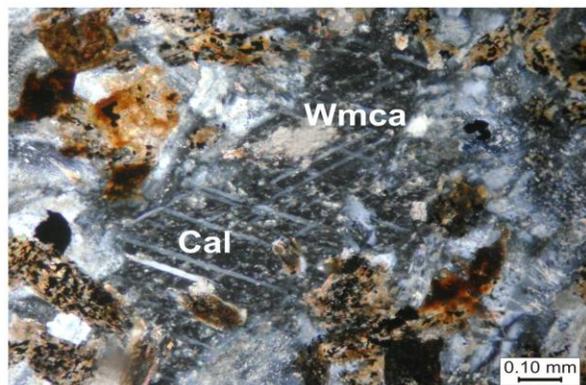
Hornblenda, idingsita, bowlingita, biotita, mica branca, epidoto e calcita também constituem minerais provenientes da desestabilização do piroxênio, olivina e plagioclásio, e se distribuem por toda a rocha.



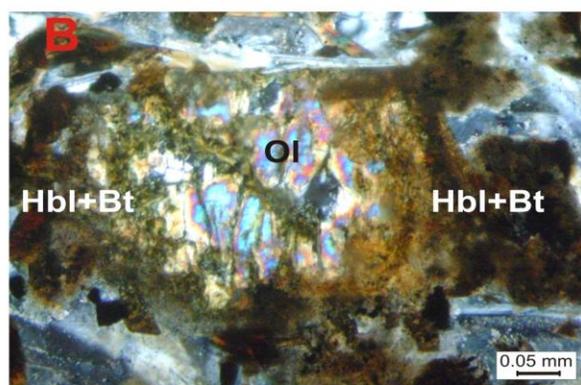
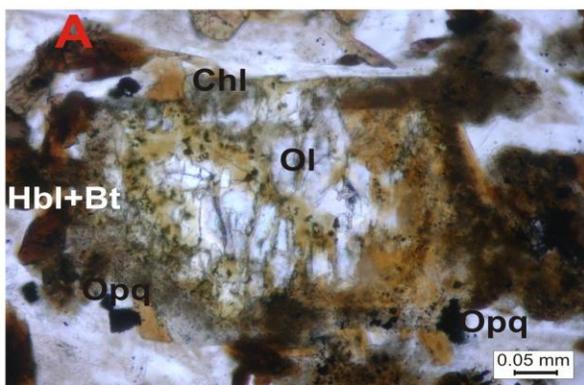
Fotomicrografia 1



Fotomicrografia 2



Fotomicrografia 3



Fotomicrografia 4

PRANCHA XII - Fotomicrografias de Diques Máficos - Mugaritos - Fotomicrografia 1: Amostra IT-10B. Aspecto geral da textura fracamente porfírica assinalada por alguns micro e fenocristais de plagioclásio, piroxênios, olivina e, principalmente calcita, imersos numa matriz fanerítica muito fina contendo ripas de anfibólio, biotita e minerais opacos. (A) sem analisador e (B) com analisador. Aumento de 25X. Fotomicrografia 2 - Amostra IT-10B. Detalhe da textura intergranular, com ripas de plagioclásio (Pl) saussuritizadas/sericitizadas envolvendo hornblenda (Hbl), biotita (Bt) e minerais opacos (Opq). Com analisador. Aumento de 200X. Fotomicrografia 3: Amostra IT-10B. Detalhe do fenocristal de calcita (Cal) e pontos de alteração para mica branca (Wmca). Com analisador. Aumento de 100X. Fotomicrografia 4: Amostra IT-19. Detalhe do fenocristal de olivina (Ol) apresentando microfraturas e bordas ocupadas por idingisita. Nas bordas observa-se também hornblenda (Hbl), clorita (Chl), biotita (Bt) e minerais opacos (Opq). (A) sem analisador e (B) com analisador. Aumento de 200X.

Fonte: Autoria própria.

Tabela 5.1 Relação das amostras analisadas petrograficamente, incluindo estruturas, principais texturas, minerais essenciais, minerais acessórios, minerais de alteração, tipos de alteração e classificação dos DMIC. pl - plagioclásio, cpx - clinopiroxênio, opx - ortopiroxênio, ol - olivina, opq - minerais opacos, rbk - riebeckita, ap - apatita, hbl - hornblenda, ser - sericita, wmca - mica branca, serp - serpentina, tlc - talco, idn - idingsita, chl - clorita, ep - epidoto, cal - calcita, bt - biotita, bwl - bowlingita (KRETZ, 1983; WHITNEY e EVANS, 2010).

Classificação	Amostra	Estrutura	Textura	Minerais Essenciais	Minerais Acessórios	Minerais de Alteração	Tipos de alteração
ÁLCALI-GABRO	IC-36	maciça	subofítica, intergranular	pl, cpx	Opq, ap	hbl, chl, bt, ser	uralitização, cloritização, sericitização, saussuritização
GABROS	IC-15	maciça	subofítica, intergranular	pl, cpx	opq	hbl, chl, bt	uralitização, cloritização
	IC-16B	maciça	subofítica, intergranular	pl, cpx	opq	hbl, chl, bt, ser	sericitização, saussuritização, uralitização, biotitização, cloritização
	IC-27	maciça	subofítica, intergranular	pl, cpx	opq	hbl, chl, bt, ser, wmca	sericitização, saussuritização, uralitização, biotitização, cloritização
	IC-28B	maciça	subofítica, intergranular	pl, cpx	opq	chl, bt, ser	sericitização, saussuritização, biotitização, cloritização
	IC-34C	maciça	subofítica, intergranular	pl, cpx	opq	hbl, chl, bt, ser	uralitização, sericitização, saussuritização, cloritização
	IC-35	maciça	subofítica, intergranular	pl, cpx	opq	hbl, chl, bt,	uralitização, biotitização, cloritização
BASALTO	IC-09	maciça	ofítica, subofítica intergranular, glomeroporfírica porfírica	pl, cpx	Opx, opq	tlc, hbl, chl, ser, ap	sericitização, saussuritização, uralitização, cloritização
GABRODIORITOS	IC-01B	maciça	subofítica, intergranular	pl, cpx	opq	hbl, chl, bt, ser	sericitização, uralitização, biotitização, cloritização
	IC-05	maciça	subofítica, intergranular	pl, cpx	opq	hbl, chl, ser, wmca	saussuritização, sericitização, uralitização, cloritização
	IC-06B	maciça	subofítica, intergranular	pl, cpx	opq	hbl, ser	saussuritização, sericitização, uralitização

GABRODIORITOS	IC-06C	maciça	subofítica, intergranular	pl, cpx	opq	hbl, ser	sericitização, uralitização
	IC-08	maciça	subofítica, intergranular	pl, cpx, opx	opq	hbl, chl, bt, ser	sericitização, saussuritização, uralitização, biotitização, cloritização
	IC-10A	maciça	subofítica, intergranular	pl, cpx,	opq	hbl, chl, ser	sericitização, uralitização, cloritização
	IC-10B	maciça	subofítica, intergranular	pl, cpx,	opq	hbl, chl, ser	sericitização, uralitização, cloritização
	IC-11	maciça	subofítica, intergranular	pl, cpx	opq	hbl, chl, bt, ser	sericitização, uralitização, cloritização
	IC-12A	maciça	subofítica, intergranular	pl, cpx	opx, opq	hbl, chl, bt, ser	sericitização, uralitização, cloritização
	IC-12B	maciça	subofítica, intergranular	pl, cpx	opq	hbl, chl, bt, ser	sericitização, uralitização, cloritização
	IC-13	maciça	subofítica, intergranular	pl, cpx	opq	hbl, chl, bt, ser	sericitização, uralitização, cloritização
	IC-26	maciça	subofítica, intergranular	pl, cpx	opq	hbl, chl, bt, ser	Saussuritização sericitização, uralitização, cloritização
	IC-34B	maciça	subofítica, intergranular	pl, cpx	opq	hbl, chl, bt, ser	uralitização, sericitização, saussuritização, biotitização, cloritização
	IC-34D	maciça	subofítica, intergranular	pl, cpx	opq	hbl, chl, bt, ser	uralitização, sericitização, saussuritização, biotitização, cloritização
	IC-34E	maciça	subofítica, intergranular	pl, cpx	opq	hbl, chl, bt, ser	uralitização, sericitização, saussuritização, biotitização, cloritização
	IC-38	maciça	subofítica, intergranular	pl, cpx	opq	hbl, chl, bt, ser	uralitização, sericitização, saussuritização, biotitização, cloritização
	IC-45	maciça	subofítica, intergranular	pl, cpx	opq	hbl, chl, bt, ser	uralitização, sericitização, saussuritização, cloritização

MONZOGABROS	IC-40	maciça	subofítica, intergranular	pl, cpx	opq	hbl, chl, bt, ser, rbk	uralitização, biotitização, cloritização, sericitização, saussuritização
	IC-41	maciça	subofítica, intergranular	pl, cpx	opq	hbl, chl, bt, ser, rbk	uralitização, biotitização, cloritização, sericitização, saussuritização
	IC-42	maciça	subofítica, intergranular	pl, cpx	opx, opq	hbl, chl, bt, ser	uralitização, biotitização, cloritização, sericitização, saussuritização
SIENOGABROS	IC-39A	maciça	subofítica, intergranular	pl, cpx	opq	hbl, ser, rbk	uralitização, sericitização,
	IC-39B	maciça	subofítica, intergranular	pl, cpx	opq	hbl, chl, bt, ser, rbk	uralitização, biotitização, cloritização, sericitização, saussuritização
	IC-39C	maciça	subofítica, intergranular	pl, cpx	opq	hbl, chl, bt, ser, rbk	uralitização, biotitização, cloritização, sericitização, saussuritização
	IC-46	maciça	subofítica, intergranular	pl, cpx	opq	hbl, chl, bt, ser	uralitização, biotitização, cloritização, sericitização, saussuritização

Fonte: Autoria própria.

Tabela 5.2 Relação das amostras analisadas petrograficamente, incluindo estruturas, principais texturas, minerais essenciais, minerais acessórios, minerais de alteração, tipos de alteração e classificação dos DMIT. pl - plagioclásio, cpx - clinopiroxênio, opx - ortopiroxênio, ol - olivina, opq - minerais opacos, hbl - hornblenda, ser - sericita, serp - serpentina, tlc - talco, idn - idingsita, chl - clorita, ep - epidoto, cal - calcita, bt - biotita, bwl - bowlingita (KRETZ, 1983; WHITNEY e EVANS, 2010)

Classificação	Amostra	Estrutura	Textura	Minerais Essenciais	Minerais Acessórios	Minerais de Alteração	Tipos de alteração
ÁLCALI-BASALTO	IT-01	maciça	ofítica, subofítica, intergranular, porfírica, glomeroporfírica	pl, cpx, opx, ol	opq	hbl, ser, tlc, idn, serp, chl, ep, cal, bt, bwl	saussuritização, sericitização, serpentização, idingitização, bowlingitização, uralitização,
	IT-02A	maciça	ofítica, subofítica, intergranular, porfírica, glomeroporfírica	pl, cpx, opx, ol	opq	hbl, ser, tlc, idn, serp, chl, ep, cal, bt, bwl	saussuritização, sericitização, serpentização, idingitização, bowlingitização, uralitização, biotitização
	IT-02B	maciça	ofítica, subofítica, intergranular, porfírica, glomeroporfírica	pl, cpx, opx, ol	opq	hbl, ser, tlc, idn, serp, chl, ep, cal, bt, bwl	saussuritização, sericitização, serpentização, idingitização, bowlingitização, uralitização, biotitização
	IT-02C	maciça	ofítica, subofítica, intergranular, porfírica, glomeroporfírica	pl, cpx, opx, ol	opq	hbl, ser, tlc, idn, serp, chl, ep, cal, bt, bwl	saussuritização, sericitização, serpentização, idingitização, bowlingitização, uralitização, biotitização
	IT-07	maciça	ofítica, subofítica, intergranular, porfírica, glomeroporfírica	pl, cpx, opx, ol	opq	hbl, ser, tlc, idn, serp, chl, ep, cal, bt, bwl	saussuritização, sericitização, serpentização, idingitização, bowlingitização, uralitização,
	IT-15B	maciça	ofítica, subofítica, intergranular, porfírica, glomeroporfírica	pl, cpx, opx, ol	opq	hbl, ser, tlc, idn, serp, chl, ep, cal, bt, bwl	saussuritização, sericitização, serpentização, idingitização, bowlingitização, uralitização,
	IT-20	maciça	ofítica, subofítica, intergranular	pl, cpx, opx	opq	chl, bt, ser, hbl, ep, cal	saussuritização, sericitização, uralitização, biotitização
	IT-23	maciça	ofítica, subofítica, intergranular	pl, cpx	Opx, opq	bt, ser, ep, cal	saussuritização, biotitização

	IT-25C	maciça	ofítica, subofítica, intergranular	pl, cpx, opx	opq	chl, bt, ser	sericitização, cloritização, biotitização
LATIBASALTO	IT-03	maciça	ofítica, subofítica, intergranular, porfirítica	pl, cpx, ol	opq	chl, bt, ser, hbl, idn, tlc, srp, ep, cal, bt, bwl	saussuritização, sericitização, serpentinitização, idingitização, bowlingitização, uralitização, biotitização
BASALTOS	IT-25A	maciça	Vítrea, porfirítica	pl, cpx	Opx, opq	ser, hbl	sericitização, uralitização
	IT-25B	maciça	ofítica, subofítica, intergranular	pl, cpx	Opx, opq	chl, bt, ser	sericitização, cloritização, biotitização
	IT-26	maciça	ofítica, subofítica, intergranular	pl, cpx, opx	opq	bt, ser	sericitização, biotitização
HAWAIIITOS	IT-09	maciça	ofítica, subofítica, intergranular, porfirítica,	pl, cpx, opx, ol	opq	hbl, ser, tlc, idn, serp, chl, ep, cal, bt, bwl	saussuritização, sericitização, serpentinitização, idingitização, uralitização,
	IT-10A	maciça	ofítica, subofítica, intergranular, porfirítica, glomeroporfirítica	pl, cpx, opx, ol	opq	hbl, ser, tlc, idn, serp, chl, ep, cal, bt, bwl	saussuritização, sericitização, serpentinitização, idingitização, bowlingitização, uralitização, biotitização,
	IT-11	maciça	ofítica, subofítica, intergranular, porfirítica, glomeroporfirítica	pl, cpx, opx, ol	opq	hbl, ser, tlc, idn, serp, chl, ep, cal, bt, bwl	saussuritização, sericitização, serpentinitização, idingitização, bowlingitização, uralitização, biotitização
MUGEARITOS	IT-10B	maciça	ofítica, subofítica, intergranular, porfirítica, glomeroporfirítica	pl, cpx, opx, ol	opq	hbl, ser, tlc, idn, serp, chl, ep, cal, bt, bwl	saussuritização, sericitização, serpentinitização, idingitização, bowlingitização, uralitização, biotitização
	IT-19	maciça	ofítica, subofítica, intergranular, porfirítica	pl, cpx, ol	opq	chl, bt, ser, hbl, idn, tlc, srp, ep, cal, bwl	saussuritização, sericitização, serpentinitização, idingitização, bowlingitização, uralitização, biotitização

Fonte: Autoria própria.

CAPÍTULO VI

QUÍMICA MINERAL

6.1 INTRODUÇÃO

Este item tem por objetivo, a partir do quimismo das principais fases minerais plagioclásio e piroxênio, além de biotita e minerais opacos dos DMIC e DMIT, determinar a variação química a partir das suas respectivas variedades mineralógicas e estimar, dentro das limitações dos geotermômetros, a temperatura de cristalização das fases minerais (piroxênio e plagioclásio).

6.2. DIQUES MÁFICOS DA REGIÃO DE ITAJÚ DO COLÔNIA

Para o estudo do quimismo mineral dos DMIC foram selecionadas duas amostras, IC-09 e IC-10, representativas, respectivamente, dos gabros e gabrodioritos. A amostra IC-09 corresponde a um basalto porfirítico, enquanto a amostra IC-10 corresponde a um gabrodiorito.

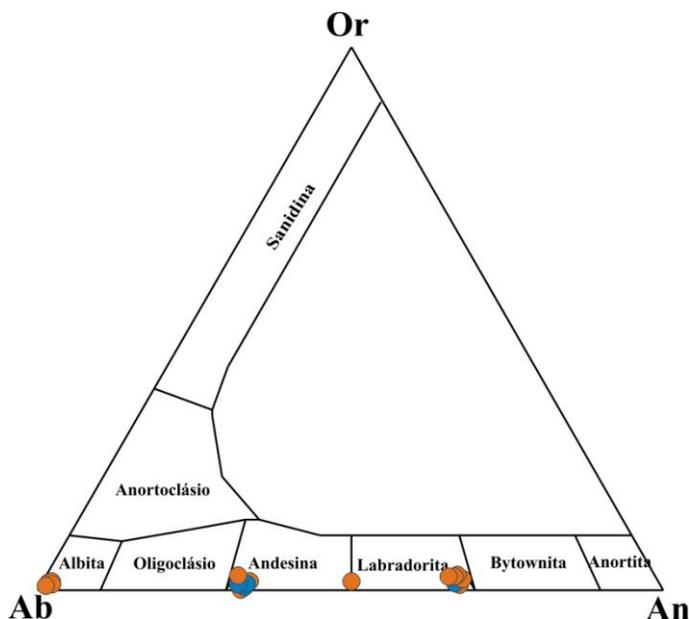
6.2.1 Plagioclásio

Os resultados das 75 microanálises químicas dos plagioclásios correspondentes aos DMIC estão mostrados na Tabela 6.1, na qual também estão apresentadas as respectivas fórmulas estruturais calculadas com base em 32 oxigênios e 20 cátions. Os plagioclásios foram classificados no sistema ternário Ortoclásio (Or), Albita (Ab), Anortita (An), conforme as recomendações de Deer et al. (1992), cujo diagrama está representado na Figura 6.1.

Observa-se no diagrama ternário Or-Ab-An que para a amostra IC-09 os plagioclásios plotam preferencialmente nos campos da labradorita e andesina, e raramente no campo da albita. Na Tabela 6.1 é possível verificar que a composição dos plagioclásios exhibe alternâncias nos teores das moléculas de anortita e albita, e que esta última, algumas vezes, chega a atingir 100%.

Analisamos dois fenocristais de plagioclásio (pontos 1 a 3 e 4 a 6) e verificamos que os mesmos apresentam teores mais elevados em Ca (considerando-se bordas e núcleos) do que aqueles que constituem a matriz (por exemplo, os pontos 17, 18, 20, 22, 32 e 33, entre outros observados na Tabela 6.1), que por sua vez apresentam enriquecimento nos teores de Na (Figura 6.2A).

Figura 6.1 Diagrama de variação composicional dos plagioclásios dos DMIC, segundo os componentes moleculares albíta (Ab), anortíta (An) e ortoclásio (Or). Círculos laranja gabros (amostra IC-09) e Círculos azuis gabrodioritos (amostra IC-10). Diagrama de Deer et al. (1963)



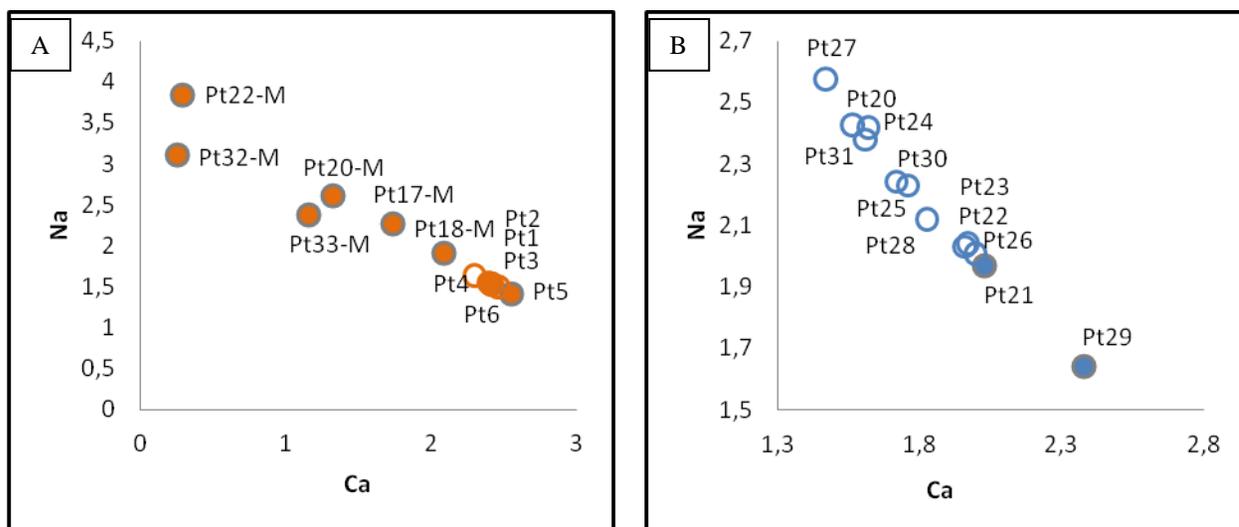
Nota-se, então, uma efetiva substituição entre os elementos Ca e Na, sugerindo uma substituição do tipo anortíta-albíta, e a diferença de teores na composição entre fenocristais de plagioclásios e cristais da mesma fase mineralógica na matriz da amostra IC-09 pode ter relação com as mudanças de composição do magma ou de suas condições físico-químicas (DEER et al., 1992), refletindo um gradativo empobrecimento em Ca e enriquecimento em Na. Esse enriquecimento em Na nas fases finais de cristalização desse magma pode justificar a classificação da amostra IC-09 como alcalina no diagrama da Figura 4.1 do Capítulo IV.

Na amostra IC-10, representativa dos gabrodioritos, a composição dos plagioclásios que a constituem é praticamente invariável. Na Figura 6.1 observa-se que todas as microanálises plotam no eixo Ab-An, sendo que apenas dois pontos (21 e 29) plotam no campo da labradorita, em função dos teores elevados de anortíta e, ao contrário destes, os demais 29 pontos plotam no campo da andesina, já que são significativamente enriquecidos na molécula albíta.

É possível verificar na Tabela 6.1, bem como na Figura 6.2B, que os pontos 21 e 29 correspondem a núcleos de cristais de plagioclásio, portanto mais enriquecidos em cálcio, enquanto que os pontos 20, 22, 23 e 24 - bordas do mesmo cristal do ponto 21 - mostram uma discreta redução nos valores de cálcio e uma conseqüente elevação nos teores de sódio. O mesmo

acontece com os pontos 28, 30 e 31, que correspondem a bordas do mesmo cristal do ponto 29. Assim como para a amostra IC-09, os aspectos composicionais observados para a amostra IC-10 podem ter relação com as variações de composição do magma ou de suas condições físico-químicas.

Figura 6.2 Diagrama Ca versus Na (a.f.u) para cristais da matriz e fenocristais de plagioclásio das amostras (A) IC-09 (círculos laranja) e (B) IC-10 (círculos azuis), representativas dos gabros e gabrodioritos dos DMIC, respectivamente. Símbolo preenchido - núcleo. Símbolo vazio - borda. M - matriz



Fonte: Autoria própria.

Tabela 6.1 Microanálise química dos plagioclásios dos DMIC. Fórmula estrutural calculada com base em 32 átomos de oxigênio. Lab - labradorita. And - andesina. Ab - albita. Fen - fenocristal. Crist - cristal. Mat - Matriz

Amostra	AMOSTRA IC-09													
Litotipo	GABRO													
Ponto	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO₂	52,75	52,25	52,57	52,59	51,39	51,98	54,52	57,53	53,14	65,92	67,00	52,50	53,15	51,07
Al₂O₃	29,31	28,99	29,52	28,48	29,46	29,39	27,89	25,94	29,09	19,90	20,07	29,20	28,63	30,16
FeO	0,65	0,74	0,69	0,72	0,70	0,67	0,84	0,55	0,89	1,29	0,45	0,77	0,72	0,66
CaO	12,36	12,17	12,42	11,64	12,92	12,53	10,56	8,17	11,61	0,89	1,15	12,08	11,40	13,37
Na₂O	4,38	4,36	4,33	4,59	3,99	4,21	5,48	6,73	4,72	10,01	10,74	4,34	4,91	3,78
K₂O	0,13	0,10	0,11	0,14	0,09	0,21	0,08	0,05	0,10	0,74	0,08	0,13	0,13	0,24
Total	99,79	98,92	99,95	98,48	98,81	99,32	99,69	99,42	99,86	100,71	99,81	99,32	99,26	99,53
Si	9,60	9,60	9,56	9,69	9,47	9,53	9,90	10,38	9,66	11,58	11,78	9,60	9,72	9,36
Al	6,29	6,27	6,32	6,18	6,40	6,34	5,97	5,51	6,23	4,12	4,16	6,29	6,16	6,51
Fe	0,10	0,11	0,11	0,11	0,11	0,10	0,13	0,08	0,14	0,19	0,07	0,12	0,11	0,10
Ca	2,41	2,40	2,42	2,30	2,55	2,46	2,06	1,58	2,26	0,17	0,22	2,37	2,23	2,63
Na	1,55	1,55	1,53	1,64	1,43	1,50	1,93	2,35	1,66	3,41	3,66	1,54	1,74	1,34
K	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,05	0,02	0,01	0,02	0,17	0,02	0,03	0,03	0,06
Total	19,98	19,96	19,96	19,96	19,97	19,98	20,00	19,92	19,98	19,63	19,90	19,95	19,99	20,00
An	60,00	60,31	60,92	57,87	63,81	61,43	51,33	40,03	57,28	4,48	5,56	60,13	55,77	65,23
Ab	39,00	39,10	38,44	41,30	35,66	37,35	48,21	59,68	42,14	91,09	93,98	39,09	43,47	33,37
Or	1,00	0,59	0,64	0,83	0,53	1,23	0,46	0,29	0,59	4,43	0,46	0,77	0,76	1,40
Class.	Lab	Lab	Lab	Lab	Lab	Lab	Lab	And	Lab	Ab	Ab	Lab	Lab	Lab
	Fen	Fen	Fen	Fen	Fen	Fen	Fen	Mat	Fen	Mat	Mat	Fen	Fen	Fen

Tabela 6.1 Continuação.

Amostra	AMOSTRA IC-09														
Litotipo	GABRO														
Ponto	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO₂	52,54	51,90	57,10	54,41	55,80	59,22	57,96	66,42	55,44	62,15	50,90	66,79	57,67	65,68	54,98
Al₂O₃	29,07	29,32	26,42	27,78	26,54	24,60	25,57	21,31	26,84	23,39	26,28	19,27	25,65	20,89	27,94
FeO	0,59	0,73	0,75	0,88	0,95	0,68	0,73	0,44	0,80	0,56	0,98	0,81	0,83	0,56	0,96
CaO	12,11	12,64	8,98	10,68	9,40	6,84	8,11	1,52	9,59	4,76	8,26	0,31	8,10	2,03	10,16
Na₂O	4,30	4,25	6,54	5,44	6,02	7,50	6,72	11,40	6,19	9,02	7,00	11,28	6,85	10,72	5,52
K₂O	0,36	0,07	0,06	0,08	0,07	0,16	0,07	0,10	0,02	0,12	0,15	0,39	0,11	0,14	0,05
Total	99,26	99,28	100,14	99,62	99,15	99,35	99,38	101,4	99,2	100,28	94,01	99,63	99,4	100,42	99,96
Si	9,62	9,52	10,27	9,89	10,16	10,66	10,46	11,56	10,09	11,02	9,84	11,81	10,42	11,55	9,94
Al	6,27	6,33	5,60	5,95	5,69	5,22	5,44	4,37	5,76	4,89	5,99	4,01	5,46	4,33	5,95
Fe	0,09	0,11	0,11	0,13	0,15	0,10	0,11	0,06	0,12	0,08	0,16	0,12	0,13	0,08	0,12
Ca	2,38	2,48	1,73	2,08	1,83	1,32	1,57	0,28	1,87	0,90	1,71	0,06	1,57	0,38	1,87
Na	1,53	1,51	2,28	1,92	2,13	2,62	2,35	3,85	2,19	3,10	2,63	3,87	2,40	3,66	2,19
K	0,08	0,02	0,01	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,01	0,03	0,04	0,09	0,03	0,03	0,01
Total	19,96	19,97	20,00	20,00	19,97	19,96	19,94	20,14	20,03	20,02	20,36	19,95	20,00	20,02	20,08
An	59,60	61,92	43,00	51,80	46,13	33,20	39,85	6,82	46,07	22,43	39,14	1,46	39,27	9,40	50,28
Ab	38,29	37,67	56,66	47,74	53,46	65,88	59,75	92,64	53,81	76,90	60,01	96,35	60,10	89,83	49,43
Or	2,11	0,41	0,34	0,46	0,41	0,93	0,41	0,54	0,11	0,67	0,85	2,19	0,64	0,77	0,29
Class.	Lab	Lab	And	Lab	And	And	And	Ab	And	Ab	And	Ab	And	Ab	And
	Fen	Fen	Mat												

Tabela 6.1 Continuação.

Amostra	AMOSTRA IC-09														
Litotipo	GABRO														
Ponto	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44
SiO₂	56,16	54,73	62,52	56,73	54,19	50,69	50,50	61,13	51,79	50,04	51,18	50,42	50,27	51,58	59,17
Al₂O₃	26,44	27,43	20,21	22,73	27,59	31,00	31,05	24,76	30,38	31,23	30,54	30,95	31,43	30,48	26,24
FeO	1,16	0,79	2,46	2,45	0,84	0,73	0,65	0,25	0,65	0,57	0,56	0,57	0,58	0,55	0,28
CaO	8,80	10,12	1,26	5,80	10,33	13,84	13,97	5,74	13,31	14,36	13,73	14,20	14,85	13,54	7,22
Na₂O	6,50	5,71	8,71	6,63	5,29	3,47	3,27	7,94	3,80	3,10	3,56	3,04	3,07	3,62	7,80
K₂O	0,07	0,05	1,23	0,89	0,13	0,36	0,27	0,45	0,33	0,28	0,35	0,27	0,32	0,26	0,27
Total	99,48	99,09	96,45	97,53	98,77	100,41	99,86	100,38	100,58	99,73	100,17	99,55	100,7	100,21	101,07
Si	10,19	9,98	11,53	10,53	9,92	9,24	9,24	10,84	9,40	9,18	9,33	9,25	9,15	9,38	10,49
Al	5,65	5,89	4,39	4,97	5,95	6,65	6,69	5,17	6,49	6,74	6,56	6,68	6,73	6,53	5,48
Fe	0,18	0,12	0,38	0,38	0,13	0,11	0,10	0,04	0,10	0,09	0,09	0,09	0,09	0,08	0,04
Ca	1,71	1,98	0,25	1,15	2,03	2,70	2,74	1,09	2,59	2,82	2,68	2,79	2,90	2,64	1,37
Na	2,29	2,02	3,12	2,39	1,88	1,23	1,16	2,73	1,34	1,10	1,26	1,08	1,08	1,28	2,68
K	0,02	0,01	0,29	0,21	0,03	0,08	0,06	0,10	0,08	0,07	0,08	0,06	0,07	0,06	0,06
Total	20,03	20,01	19,95	19,64	19,94	20,01	19,99	19,97	19,99	20,00	20,00	19,95	20,02	19,97	20,12
An	42,63	49,33	6,82	30,75	51,50	67,35	69,13	27,80	64,68	70,73	66,69	70,92	71,44	66,37	33,34
Ab	56,97	50,37	85,26	63,62	47,72	30,56	29,28	69,60	33,41	27,63	31,29	26,73	26,73	32,11	65,18
Or	0,40	0,29	7,92	5,61	0,77	2,10	1,59	2,60	1,91	1,64	2,02	1,83	1,83	1,52	1,48
Class.	And	And	Ab	And	Lab	Lab	Lab	And	Lab	Lab	Lab	Lab	Lab	Lab	And
	Mat	Mat	Mat	Mat	Fen	Fen	Fen	Mat	Fen	Fen	Fen	Fen	Fen	Fen	Mat

Tabela 6.1 Continuação.

Amostra	AMOSTRA IC-10																
Litotipo	GABRODIORITO																
Ponto	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO₂	58,07	58,04	58,91	58,03	58,17	57,63	58,41	58,19	57,93	57,11	58,75	57,78	60,04	57,67	57,71	57,89	57,69
Al₂O₃	26,66	26,41	26,27	26,63	26,24	26,89	26,26	26,35	26,31	26,93	25,58	26,19	25,43	26,48	26,65	26,41	26,22
FeO	0,18	0,08	0,1	0,22	0,18	0,19	0,19	0,25	0,14	0,07	0,14	0,24	0,06	0,20	0,13	0,50	0,10
CaO	8,65	8,65	8,2	8,5	8,22	9,09	8,42	8,44	8,58	9,26	8,00	8,29	7,05	8,58	9,24	8,39	8,85
Na₂O	6,43	6,5	7,1	6,75	6,69	6,43	6,93	6,74	6,74	6,36	6,93	6,67	7,63	6,64	6,61	6,81	6,53
K₂O	0,19	0,22	0,2	0,14	0,23	0,17	0,16	0,05	0,21	0,14	0,16	0,21	0,26	0,24	0,11	0,21	0,23
Total	100,1 9	99,91	109,01	100,31	99,74	100,49	100,38	100,04	99,98	99,92	99,61	99,55	100,54	99,83	100,46	100,26	99,62
Si	10,5	10,5	9,8	10,5	10,5	10,3	10,4	10,4	10,4	10,3	10,5	10,4	10,7	10,4	10,3	10,4	10,4
Al	5,6	5,6	5,2	5,6	5,6	5,7	5,5	5,5	5,6	5,7	5,4	5,5	5,3	5,6	5,6	5,6	5,6
Fe	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0
Ca	1,6	1,6	1,4	1,6	1,6	1,7	1,6	1,6	1,6	1,8	1,5	1,6	1,3	1,7	1,8	1,6	1,7
Na	2,1	2,1	2,3	2,1	2,1	2,2	2,4	2,3	2,3	2,2	2,4	2,3	2,6	2,3	2,3	2,4	2,3
K	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1
Total	19,7	19,7	18,7	19,7	19,7	20,0	20,0	20,0	20,0	20,0	20,0	20,0	20,0	20,0	20,0	20,0	20,0
An	42,14	41,82	38,53	40,71	39,90	43,44	39,84	40,79	40,81	44,22	38,59	40,21	33,31	41,08	43,30	40,01	42,30
Ab	56,75	56,90	60,33	58,47	58,80	55,57	59,29	58,95	58,02	55,01	60,50	58,57	65,23	57,56	56,06	58,79	56,42
Or	1,11	1,28	1,15	0,82	1,30	0,99	0,87	0,26	1,17	0,77	0,90	1,21	1,46	1,35	0,64	1,20	1,28
Class.	And	And	And	And	And	And	And	And	And	And	And	And	And	And	And	And	And
	Crist	Crist	Crist	Crist	Crist	Crist	Crist	Crist	Crist	Crist	Crist	Crist	Crist	Crist	Crist	Crist	Crist

Tabela 6.1 Continuação.

Amostra	AMOSTRA IC-10													
Litotipo	GABRODIORITO													
Ponto	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
SiO₂	58,29	56,74	57,87	54,90	55,99	55,59	57,58	57,16	55,67	57,59	56,33	53,36	57,18	58,11
Al₂O₃	26,10	26,72	26,17	27,80	28,01	27,33	27,01	26,65	28,24	25,55	27,22	29,22	26,84	26,31
FeO	0,10	0,79	0,51	0,27	0,17	0,38	0,22	0,18	0,14	0,15	0,35	0,20	0,22	0,15
CaO	8,22	9,11	8,13	10,41	10,19	10,15	8,46	9,11	10,38	7,54	9,44	12,21	8,93	8,38
Na₂O	6,82	6,50	6,98	5,59	5,84	5,81	6,98	6,38	5,77	7,30	6,06	4,67	6,44	6,85
K₂O	0,18	0,19	0,16	0,16	0,19	0,10	0,20	0,14	0,17	0,17	0,15	0,14	0,24	0,25
Total	99,71	100,53	100,07	99,27	100,45	99,53	100,48	99,62	100,38	98,36	99,63	99,83	100	100,05
Si	10,46	10,18	10,38	9,98	10,04	10,07	10,29	10,30	10,00	10,48	10,17	9,69	10,27	10,41
Al	5,52	5,65	5,53	5,95	5,92	5,83	5,68	5,65	5,97	5,48	5,79	6,25	5,68	5,55
Fe	0,02	0,12	0,08	0,04	0,03	0,06	0,03	0,03	0,02	0,02	0,05	0,03	0,03	0,02
Ca	1,58	1,75	1,56	2,03	1,96	1,97	1,62	1,76	2,00	1,47	1,83	2,38	1,72	1,61
Na	2,37	2,26	2,43	1,97	2,03	2,04	2,42	2,23	2,01	2,58	2,12	1,64	2,24	2,38
K	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,05	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,06	0,06
Total	19,98	20,01	20,02	20,00	20,01	19,99	20,09	20,00	20,03	20,07	19,99	20,01	19,99	20,03
An	39,55	43,17	38,83	50,25	48,53	39,66	43,77	48,83	49,38	35,98	45,88	58,64	42,77	39,77
Ab	59,38	55,77	60,29	48,85	50,37	59,21	55,42	50,57	49,67	63,07	53,23	40,55	55,86	58,80
Or	1,06	1,10	0,89	0,89	1,10	1,13	0,81	0,60	0,95	0,94	0,89	0,81	1,36	1,43
Class.	And	And	And	And	And	And	And	And	And	And	And	And	And	And
	Crist	Crist	Crist	Crist	Crist	Crist	Crist	Crist	Crist	Crist	Crist	Crist	Crist	Crist

Fonte: Autoria própria.

6.2.1.1 Geotermometria do Plagioclásio

Para a determinação das temperaturas dos plagioclásios das amostras de gabro e gabrodiorito utilizou-se os geotermômetros de Kudo e Weill (1970) e Mathez (1973), assumindo condições anidras (Tabela 6.2).

Para a amostra IC-09, de acordo com o método de Kudo e Weill, a temperatura média encontrada para os cristais que constituem a matriz foi de $1104,98^{\circ}\text{C}$, enquanto aquelas obtidas para núcleo e borda dos fenocristais de plagioclásio estão entre $1345,40 \pm 10,64^{\circ}\text{C}$ e $1339,86 \pm 9,40^{\circ}\text{C}$, respectivamente. A temperatura média obtida através do método de Mathez para os cristais da matriz foi de $1076,62 \pm 122,32^{\circ}\text{C}$, e para núcleo e borda foram entre $1299,78 \pm 18,77^{\circ}\text{C}$ e $1300,98 \pm 9,05^{\circ}\text{C}$, respectivamente.

É importante observar que as temperaturas encontradas para as porções mais distais dos fenocristais de plagioclásio são significativamente maiores do que aquelas registradas pelos cristais de plagioclásio da matriz e, baseados nestes dados, podemos sugerir que o líquido magmático não tenha se cristalizado rapidamente após a nucleação dos fenocristais.

As temperaturas médias obtidas para núcleo e borda de três cristais de plagioclásios analisados na amostra IC-10 estão entre $1269,58 \pm 49,12^{\circ}\text{C}$ e $1229,37 \pm 29,56^{\circ}\text{C}$, segundo o geotermômetro de Kudo e Weill, enquanto para o de Mathez os valores estão entre $1233,47 \pm 47,17^{\circ}\text{C}$ e $1194,89 \pm 28,34^{\circ}\text{C}$. Essas variações de temperatura são discretas, podendo significar um período de cristalização relativamente curto, além de caracterizarem um resfriamento normal progressivo.

6.2.2 Piroxênio

Para os DMIC foram analisados quimicamente cristais de piroxênio de uma amostra (IC-10). O piroxênio é a principal fase mineral máfica dos diques máficos e ocorre frequentemente associado com horblenda, biotita e minerais opacos.

Tabela 6.2 Temperatura dos plagioclásios para cada amostra e seu valor médio para as amostras de gabro e gabrodiorito, representantes dos DMIC. NC - núcleo do cristal, BC - borda do cristal, NF - núcleo de fenocristal, BF - borda de fenocristal, M - matriz, TM - temperatura média, (n) - número de pontos, $T_{\text{Kudo-Weill}}$ - temperatura de Kudo e Weill (1970) e T_{Mathez} - temperatura de Mathez (1973)

Litotipo	Ponto	Fase	GEOTERMÔMETRO (°C)	
			$T_{\text{Kudo-Weill}}$	T_{Mathez}
GABRO	1	BF	1340,48	1301,58
	3	BF	1343,89	1304,87
	4	BF	1326,63	1288,25
	6	BF	1348,42	1309,23
	TM (n=4)	BF	1339,86±9,40	1300,98±9,05
	2	NF	1339,42	1300,56
	5	NF	1357,69	1318,15
	13	NF	1339,09	1280,64
	TM (n=3)	NF	1345,40±10,64	1299,78±18,77
	17	M	1237,85	1202,98
	20	M	1172,88	1140,76
	22	M	941,32	921,98
	32	M	994,49	971,48
	33	M	1178,36	1145,89
TM (n=5)	M	1104,98±129,08	1076,62±122,32	
GABRODIORITO	11	BC	1204,85	1171,34
	13	BC	1176,68	1144,43
	20	BC	1216,38	1182,43
	22	BC	1276,60	1240,20
	23	BC	1228,26	1193,86
	24	BC	1241,77	1206,74
	28	BC	1258,44	1222,75
	30	BC	1240,93	1205,96
	31	BC	1220,39	1186,26
	TM (n=9)	BC	1229,37±29,56	1194,89±28,34
	15	NC	1237,74	1202,87
	16	NC	1223,44	1189,20
	21	NC	1285,59	1248,82
	29	NC	1331,55	1292,99
	TM (n=4)	NC	1269,58±49,12	1233,47±47,17

Fonte: Autoria própria.

Os resultados analíticos da amostra supracitada estão expostos na Tabela 6.3, na qual também estão apresentadas as respectivas fórmulas estruturais calculadas com base em 6 oxigênios e 4 cátions, bem como as porcentagens dos componentes moleculares wollastonita

(Wo), enstatita (En) e ferrossilita (Fs), que no diagrama de Morimoto (1988) foram utilizadas para classificação da referida fase mineral, após plotagem das respectivas análises.

No diagrama ternário Wo-En-Fs da Figura 6.3, observamos que para a amostra IC-10 os piroxênios analisados são cálcicos, do tipo augita. É possível observar que, de modo geral, os teores das componentes Wo, En e Fs dos piroxênios em questão são bastante aproximados, não sendo registrada nenhuma variação significativa.

Na Tabela 6.3, para a amostra IC-10, nota-se que para as augitas os valores apresentados para Al_2O_3 , TiO_2 e Na_2O estão contidos no intervalo de 8,48 a 9,84%, 0,45 a 1,93% e 1,36 a 1,54%, respectivamente, compatíveis com aqueles encontrados em associações toleíticas. Os teores de CaO são expressivos e praticamente constantes, entre 10,83 e 11,31%, com o componente wollastonita entre 27,22 e 28,11%. As diferenças composicionais apresentadas por núcleos e bordas são inexpressivas, sugerindo pouca variação da composição global do líquido durante a cristalização dos mesmos. Esse argumento pode ser justificado pela pouca variação exibida pelo MgO, entre 8,91 e 9,74%, e pelo mg#, entre 0,63 e 0,69%.

Os argumentos químico-mineralógicos apresentados para os DMIC coincidem com a análise petrográfica realizada para os grupos de diques máficos em questão e corroboram os aspectos sugeridos para a evolução magmática propostos pela análise geoquímica de rocha total.

Figura 6.3 Diagrama de variação composicional em função dos componentes moleculares Wo, En e Fs dos piroxênios ricos em cálcio dos DMIC. Círculos azuis gabrodioritos (amostra IC-10). Diagrama de Morimoto (1988)

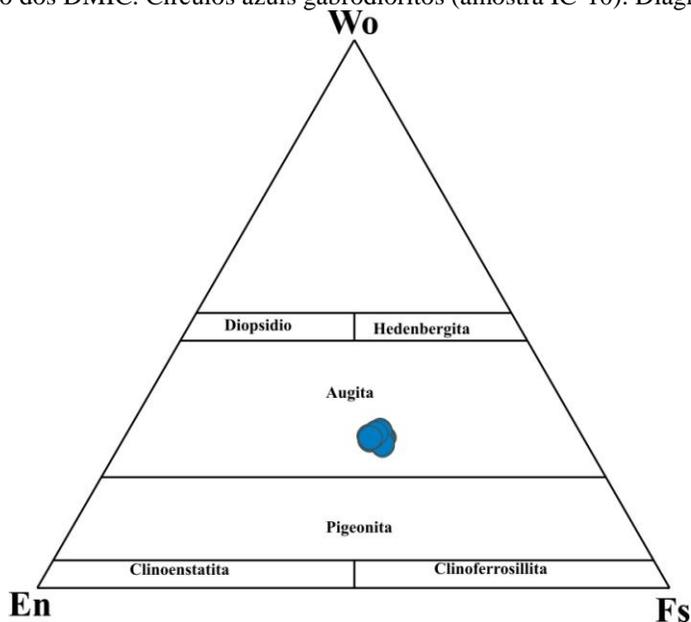


Tabela 6.3 Microanálise química dos piroxênios ricos em cálcio dos DMIC. Fórmula estrutural calculada com base em 6 átomos de oxigênio. Diop - diopsídio. Aug - augita. Crist - cristal. mg# = Mg/Mg+Fe

Amostra	AMOSTRA IC-10										
Litotipo	GABRODIORITO										
Ponto	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11
SiO₂	43,97	43,83	43,51	44,15	43,50	44,33	44,02	43,96	43,95	44,90	44,65
TiO₂	1,76	1,66	1,21	1,51	1,55	0,45	1,77	1,93	1,85	1,72	1,74
Al₂O₃	9,31	9,65	9,84	9,72	9,20	8,89	9,16	9,06	9,49	8,48	8,68
FeO	20,42	19,85	19,59	19,34	19,62	20,11	19,51	19,47	19,90	19,54	19,66
MnO	0,33	0,34	0,28	0,29	0,34	1,90	0,31	0,33	0,33	0,35	0,34
MgO	9,17	8,97	8,91	9,07	8,98	9,52	9,24	9,38	9,15	9,74	9,54
CaO	10,83	10,95	11,25	11,31	11,00	10,84	11,22	11,00	11,10	11,06	11,23
Na₂O	1,49	1,37	1,36	1,42	1,46	1,54	1,44	1,43	1,48	1,43	1,27
K₂O	0,92	0,91	0,84	0,90	0,87	0,93	0,92	0,96	0,95	0,83	0,91
Total	98,2	97,53	96,84	97,71	96,52	98,53	97,6	97,52	98,2	98,06	98,06
Si	1,71	1,72	1,71	1,72	1,72	1,71	1,72	1,72	1,72	1,74	1,74
Al^{IV}	0,29	0,29	0,29	0,28	0,28	0,29	0,28	0,28	0,29	0,26	0,26
Total	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Al^{VI}	0,13	0,16	0,17	0,17	0,15	0,12	0,14	0,13	0,14	0,13	0,14
Ti	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	0,01	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05
Fe³	0,21	0,18	0,19	0,18	0,20	0,30	0,19	0,19	0,20	0,17	0,17
Mg	0,53	0,52	0,52	0,53	0,53	0,55	0,54	0,55	0,53	0,56	0,55
Fe²	0,07	0,09	0,08	0,09	0,08	0,02	0,08	0,07	0,07	0,08	0,10
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,45	0,46	0,47	0,47	0,47	0,45	0,47	0,46	0,46	0,46	0,47
Na	0,11	0,10	0,10	0,11	0,11	0,12	0,11	0,11	0,11	0,11	0,10
K	0,05	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05
Total	1,62	1,62	1,63	1,64	1,63	1,67	1,63	1,63	1,63	1,62	1,64
WO	27,22	27,94	28,73	28,81	28,15	26,26	28,37	27,84	28,01	27,55	28,00
EN	32,07	31,84	31,66	32,15	31,97	32,08	32,51	33,03	32,13	33,76	33,10
FS	40,71	40,22	39,61	39,04	39,88	41,66	39,12	39,13	39,86	38,69	38,93
mg#	0,65	0,66	0,66	0,66	0,65	0,63	0,67	0,68	0,66	0,69	0,69
Class.	Aug	Aug	Aug	Aug	Aug	Aug	Aug	Aug	Aug	Aug	Aug
	Crist	Crist	Crist	Crist	Crist	Crist	Crist	Crist	Crist	Crist	Crist

Fonte: Autoria própria.

6.2.2.1 Geotermometria do Piroxênio

Para a determinação das temperaturas dos clinopiroxênios da amostra IC-10 utilizou-se o geotermômetro proposto por Kretz (1982), para piroxênios ricos em Ca. A Tabela 6.4 mostra a média dos valores de temperaturas, em °C, obtidos para os referidos minerais. Temos que os valores médios encontrados para as fases núcleo (N) e borda (B) dos grãos foram, respectivamente, $1233,39 \pm 10,28^\circ\text{C}$ e $1201,26 \pm 1,64^\circ\text{C}$.

As temperaturas obtidas estão próximas e coerentes com a cristalização magmática deste mineral. Além disso, ao compararmos estas temperaturas àquelas encontradas para os cristais de plagioclásio da amostra IC-10 verificamos que ambos cristalizaram-se a temperaturas bastante próximas.

Tabela 6.4 Temperatura dos piroxênios e seu valor médio para a amostra IC-10, representante dos DMIC. NC - núcleo de cristal. BC - borda de cristal. TM - temperatura média. (n) - número de pontos

Litotipo	Ponto	Fase	GEOTERMÔMETRO (°C)
			Kretz (1982)
GABRODIORITO	01	NC	1233,39
	02	NC	1215,67
	04	NC	1209,42
	06	NC	1228,77
	07	NC	1209,42
	10	NC	1214,85
	11	NC	1206,73
	TM (n=7)	NC	1233,39±10,28
	03	BC	1196,99
	05	BC	1197,38
	09	BC	1200,00
	TM (n=3)	BC	1201,26±1,64

Fonte: Autoria própria.

6.2.3 Minerais Opacos

Para os DMIC foram analisados quimicamente 04 cristais de minerais opacos para as amostras IC-09 e IC-10, que correspondem à fase magnetita (Tabela 6.5). Foram realizadas ainda, para as mesmas amostras, 12 análises de ilmenita (Tabela 6.6).

Tabela 6.5 Microanálise química dos minerais opacos presentes nas amostras IC-09 e IC-10, representativas dos DMIC. Fórmula estrutural calculada com base em 4 átomos de oxigênio

Óxidos Corrigidos	AMOSTRA IC-09			AMOSTRA IC-10
Litotipo	GABRO			GABRODIORITO
Ponto	01	02	03	01
TiO ₂	15,02	9,05	15,83	0,08
Al ₂ O ₃	0,03	0,03	0,01	0,25
Cr ₂ O ₃	0,04	0,29	0,25	0,08
Fe ₂ O ₃	34,50	51,14	36,91	67,44
FeO	42,04	38,98	44,62	30,61
MnO	0,38	0,16	0,39	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,04	0,05	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	92,01	99,69	98,06	98,45
Fórmula	4(O)	4(O)	4(O)	4(O)
XFe ₂ (A)	0,98	0,99	0,98	1,00
XMg (A)	0,00	0,00	0,00	0,00
XMn (A)	0,01	0,01	0,01	0,00
XZn (A)	0,00	0,00	0,00	0,00
XNi (A)	0,00	0,00	0,00	0,00
XAl (B)	0,00	0,00	0,00	0,01
XFe ₃ (B)	0,53	0,74	0,54	0,99
XCr (B)	0,00	0,00	0,00	0,00
XFe ₂ (B)	0,23	0,13	0,23	0,00
XTi (B)	0,23	0,13	0,23	0,00
Mg/(Mg+Fe ₂)	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ₂ /(Fe ₂ +Fe ₃)	0,58	0,46	0,57	0,34
Membros Finais				
Espinélio	0,00	0,00	0,00	0,00
Hercinita	-0,02	-0,01	-0,02	0,00
Galaxita	0,01	0,01	0,01	0,00
Ganita	0,00	0,00	0,00	0,00
Trevorita	0,00	0,00	0,00	0,00
Magnetita	0,53	0,74	0,54	0,99
Cromita	0,00	0,00	0,00	0,00
Ulvoespinélio	0,46	0,26	0,46	0,00
Classificação	magnetita	magnetita	magnetita	magnetita

Fonte: Autoria própria.

Tabela 6.6 Microanálise química das ilmenitas presentes nas amostras IC-09 e IC-10, representativas dos DMIC

Amostras	AMOSTRA IC-09					AMOSTRA IC-10						
Litotipo	GABRO					GABRODIORITO						
Pontos	04	05	06	07	08	02	03	04	05	06	07	08
SiO ₂	0,04	2,80	0,03	0,11	0,09	0,03	0,04	0,06	0,05	0,00	0,04	0,03
TiO ₂	51,31	47,23	51,70	49,22	50,47	51,23	51,03	52,52	51,89	51,02	50,65	49,44
Al ₂ O ₃	0,02	0,82	0,02	0,08	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02	0,09	0,01	0,03	0,00	0,01
FeO	46,84	44,61	46,40	47,91	47,14	46,86	46,77	46,58	46,29	47,37	47,59	48,24
MnO	1,17	1,04	1,17	1,06	0,98	1,45	1,54	1,52	1,45	1,12	1,25	1,27
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,08	0,82	0,08	0,13	0,05	0,04	0,02	0,02	0,02	0,07	0,09	0,07
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,30	0,29	0,21	0,30	0,11	0,19	0,08	0,12	0,08	0,05	0,07	0,06
Na ₂ O	0,01	0,00	0,06	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,81	0,03	0,08	0,11	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Total	99,77	98,42	99,73	98,90	98,98	99,89	99,49	100,92	99,80	99,68	99,75	99,14

Fonte: Autoria própria.

6.3 DIQUES MÁFICOS DA REGIÃO DE ITAPÉ

Para o estudo do quimismo mineral dos DMIT foram selecionadas duas amostras, IT-01 e IT-19, representativas, respectivamente, dos álcali-basaltos e mugearitos.

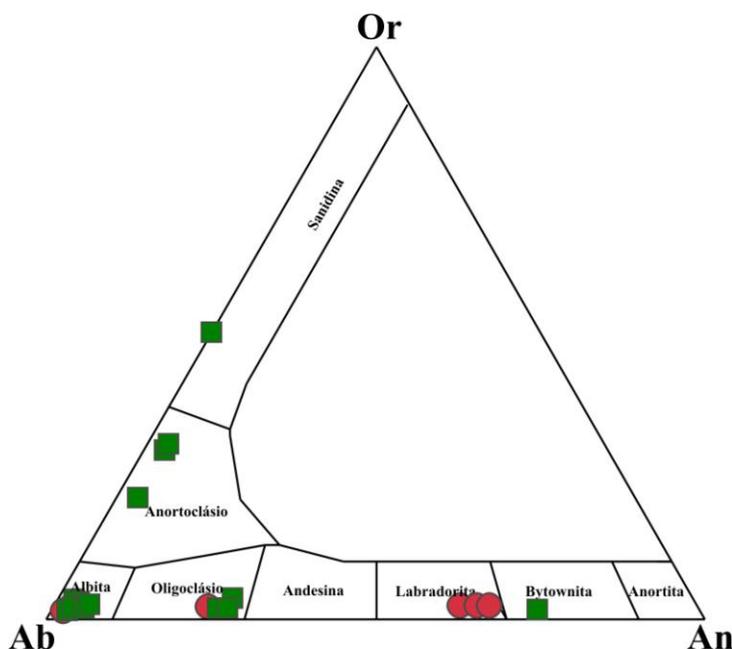
6.3.1 Plagioclásio

Os resultados das microanálises químicas dos plagioclásios correspondentes aos DMIT estão mostrados na Tabela 6.7, na qual também são apresentadas as respectivas fórmulas estruturais calculadas com base em 32 oxigênios e 20 cátions. Os plagioclásios foram classificados no sistema ternário Ortoclásio (Or), Albita (Ab), Anortita (An), conforme as recomendações de Deer et al. (1992), cujo diagrama está representado na Figura 6.4.

Observa-se no diagrama ternário Or-Ab-An que para a amostra IT-01 a composição dos cristais de plagioclásio exhibe, majoritariamente, altos teores nas moléculas de anortita e, por isso, plotam preferencialmente no campo da labradorita, embora para três análises ocorra uma

pronunciada elevação dos teores da molécula de albita, fazendo com que duas delas situem-se no campo do oligoclásio, e uma no campo da albita. Comparativamente, os fenocristais de plagioclásio (pontos 2,3 e 5) apresentam teores mais elevados em Ca do que aqueles que constituem a matriz (pontos 1,4 e 6), que tendem a apresentar enriquecimento nos teores de Na (Figura 6.5A). Nota-se, então, que há uma efetiva substituição entre os elementos Ca e Na, sugerindo uma substituição do tipo anortita-albita, e esta diferença de teores na composição dos plagioclásios da amostra IT-01 pode ser atribuída às mudanças de composição do magma ou de suas condições físico-químicas (DEER et al., 1995), isto é, durante o processo de cristalização magmática o líquido tornou-se, gradativamente, mais empobrecido em cálcio.

Figura 6.4 Diagrama de variação composicional dos núcleos dos plagioclásios, segundo os componentes moleculares albita (Ab), anortita (An) e ortoclásio (Or) dos DMIT. Círculos vermelhos álcali-basaltos (amostra IT-01) e quadrados verdes mugearitos (amostra IT-19). Diagrama de Deer et al. (1963)

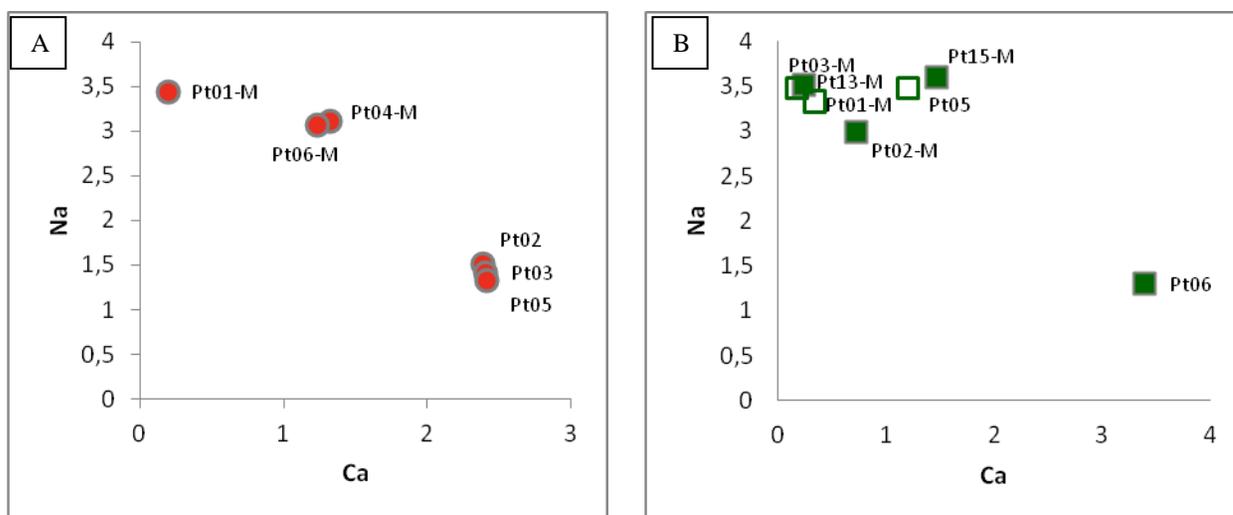


Na amostra IT-19, representativa dos mugearitos, a composição dos plagioclásios que a constituem é bastante variável. Na Figura 6.4 apenas um ponto (06), que corresponde ao núcleo de um fenocristal, plota no campo da bitownita, em função dos teores elevados de anortita e, ao contrário deste, a maioria plota no campo da albita, já que são bastante enriquecidos na molécula

albita (01, 04, 08, 09, 10, 11, 13), o que é esperado já que correspondem a bordas de cristais da matriz. Outros três apresentam teores equilibrados entre as moléculas de albita e anortita, e pequena contribuição das moléculas de ortoclásio (02, 05, 15, 16), e representam os oligoclásios. O ponto 05, especificamente, representa a borda de um fenocristal cujo núcleo é o ponto 06, e o teor reduzido de Ca em função de um aumento no teor de Na é esperado para a evolução normal do magma basáltico. No diagrama Ca versus Na (a.f.u) da Figura 6.5B está ilustrada a substituição da componente Ca por Na entre núcleos e bordas de fenocristais de plagioclásio e plagioclásios da matriz.

Os pontos 03, 07, 12 e 14 exibem teores significativos para as moléculas de albita e ortoclásio e no diagrama ternário Or-Ab-An plotam no eixo Or-Ab, especificamente nos campos do anortoclásio e sanidina. A coexistência de feldspatos alcalinos e plagioclásios neste litotipo provavelmente está relacionada ao grau de evolução das rochas mugearíticas, que são muito mais fracionadas, oriundas de um magma mais diferenciado, confirmando os dados petrográficos e geoquímicos verificados nos Capítulos V e VII.

Figura 6.5 Diagrama Ca versus Na (a.f.u) para cristais da matriz e fenocristais de plagioclásio e feldspato alcalino das amostras (A) IT-01 (círculos vermelhos) e (B) IT-19 (quadrados verdes), representativas dos álcali-basaltos e mugeritos dos DMIT, respectivamente. Símbolo preenchido - núcleo. Símbolo vazio - borda. M - matriz



Fonte: Autoria própria.

Tabela 6.7 Microanálise química dos plagioclásios e feldspatos alcalinos dos DMIT. Fórmula estrutural calculada com base em 32 átomos de oxigênio. Ab - Albita. Oli - Oligoclásio. An - Anortita. Bit - Bitownita. Lab - Labradorita. Anort - Anortoclásio. San - Sanidina. Fen - Fenocristal. Mat - Matriz

Am.	Amostra IT-01						Amostra IT-19															
Litot.	ÁLCALI-BASALTO						MUGEARITO															
Ponto	01	02	03	04	05	06	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	66,32	53,29	53,26	59,74	51,00	61,44	65,91	63,63	57,21	67,48	59,00	47,05	53,78	67,04	66,59	66,73	67,97	58,81	67,56	61,73	61,62	60,99
Al ₂ O ₃	21,62	29,43	30,20	23,50	29,39	20,98	21,59	23,27	25,24	20,72	22,18	25,75	30,24	21,68	21,38	21,01	20,11	28,35	21,93	20,52	21,28	22,35
FeO	0,49	0,33	0,35	0,33	1,53	0,21	0,06	0,32	0,28	0,48	0,20	2,31	0,57	0,15	0,30	0,14	0,28	0,28	0,12	0,22	0,23	0,48
CaO	1,73	12,25	12,42	6,85	12,09	6,27	1,81	3,86	1,21	0,99	6,09	16,05	2,11	1,76	1,81	1,31	0,90	1,56	0,95	0,67	7,70	7,17
Na ₂ O	10,35	4,34	4,07	8,95	3,69	8,70	9,75	8,78	9,81	10,85	9,74	3,41	3,67	10,43	10,47	10,57	11,04	6,28	10,39	6,89	10,42	9,29
K ₂ O	0,08	0,40	0,38	1,74	0,32	0,05	0,12	0,69	5,09	0,14	0,39	0,21	6,84	0,13	0,12	0,10	0,07	4,47	0,10	4,89	0,07	0,51
Total	100,71	100,04	100,68	101,11	98,02	97,65	99,24	100,55	98,84	100,66	97,60	94,78	97,21	101,19	100,67	99,86	100,37	99,75	101,05	94,92	101,32	100,79
Si	11,74	9,66	9,59	10,71	9,49	11,21	11,62	11,20	10,56	11,76	10,88	9,28	10,02	11,62	11,62	11,70	11,86	10,54	11,68	11,59	10,99	10,91
Al	4,40	6,28	6,40	4,96	6,44	4,51	4,48	4,83	5,49	4,25	4,82	5,98	6,64	4,43	4,39	4,34	4,13	5,98	4,46	4,54	4,47	4,71
Fe	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	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,19	2,38	2,40	1,32	2,41	1,23	0,34	0,73	0,24	0,19	1,20	3,39	0,42	0,33	0,34	0,25	0,17	0,30	0,18	0,14	1,47	1,37
Na	3,45	1,53	1,42	3,11	1,33	3,08	3,33	3,00	3,51	3,67	3,48	1,30	1,33	3,51	3,54	3,60	3,73	2,18	3,48	2,51	3,60	3,22
K	0,00	0,09	0,09	0,40	0,08	0,01	0,03	0,16	1,20	0,03	0,09	0,05	1,63	0,03	0,03	0,02	0,02	1,02	0,02	1,17	0,02	0,12
Total	19,78	19,94	19,9	20,5	19,75	20,04	19,8	19,92	20,47	19,9	20,47	20	20,04	19,92	19,92	19,91	19,91	20,02	19,82	19,95	20,55	20,33
An	8,41	59,52	61,37	27,28	63,14	28,41	9,24	18,77	4,85	4,76	25,19	71,43	12,48	8,47	8,66	6,37	4,29	8,55	4,79	3,53	12,48	29,17
Ab	91,12	38,16	36,39	64,48	34,87	71,32	90,03	77,24	70,94	94,44	72,88	27,46	39,31	90,79	90,66	93,05	95,31	62,28	94,62	65,76	87,14	68,38
Or	0,46	2,31	2,24	8,24	1,98	0,27	0,73	3,99	24,21	0,81	1,92	1,11	48,21	0,74	0,68	0,58	0,40	29,17	0,60	30,71	0,39	2,45
Class.	Ab	Lab	Lab	Oli	Lab	Oli	Ab	Olig	Anort	Ab	Oli	Bit	San	Ab	Ab	Ab	Ab	Anort	Ab	Anort	Oli	Oli
	Mat	Fen	Fen	Mat	Fen	Mat	Mat	Mat	Mat	Mat	Fen	Fen	Mat	Mat	Mat	Mat	Mat	Mat	Mat	Mat	Mat	Mat

Fonte: Autoria própria.

6.3.1.1 Geotermometria do Plagioclásio

Para a determinação das temperaturas dos plagioclásios dos álcali-basaltos e mugearitos utilizou-se os geotermômetros de Kudo e Weill (1970) e Mathez (1973), assumindo condições anidras (Tabela 6.8).

Tabela 6.8 Temperatura dos plagioclásios para cada amostra e seu valor médio para os álcali-basaltos e mugearitos, representantes dos DMIT. NF - núcleo de fenocristal, BF - borda de fenocristal, NM - núcleo de cristal da matriz, NM - borda de cristal da matriz. TM - temperatura média, (n) - número de pontos, $T_{\text{Kudo-Weill}}$ - temperatura de Kudo e Weill (1970) e T_{Mathez} - temperatura de Mathez (1973)

Litotipo	Ponto	Fase	GEOTERMÔMETRO (°C)	
			$T_{\text{Kudo-Weill}}$	T_{Mathez}
ÁLICALI-BASALTO	02	N F	1338,06	1299,24
	03	N F	1347,85	1308,69
	05	N F	1356,88	1317,38
	TM (n=3)	N F	1347,60±9,41	1308,44±9,07
	01	M	967,28	946,10
	04	M	1146,16	1115,21
	06	M	1092,34	1063,78
	TM (n=3)	M	1068,59±91,77	1041,70±86,69
MUGEARITO	01	B M	1009,19	975,78
	04	B M	922,66	911,31
	08	B M	997,74	961,16
	09	B M	1000,65	958,17
	10	B M	960,36	934,63
	11	B M	908,62	886,41
	13	B M	922,92	943,76
	TM (n=7)	B M	960,31±42,63	938,75±31,05
	12	N M	1043,85	1171,58
	15	N M	1172,75	952,19
	16	N M	1177,67	1123,38
	TM (n=3)	N M	1131,42±75,88	1082,38±115,30
	05	B F	1153,70	1100,81
	TM (n=1)	B F	1153,70	1100,81
	06	N F	1378,80	1392,24
TM (n=1)	N F	1378,80	1392,24	

Fonte: Autoria própria.

Para a amostra de álcali-basalto (IT-01) as temperaturas médias para núcleos de fenocristais de plagioclásio, bem como dos plagioclásios que constituem a matriz estão, de acordo com Kudo e Weill, entre $1347,60 \pm 9,41^\circ\text{C}$ e $1068,59 \pm 91,77^\circ\text{C}$, respectivamente. As temperaturas obtidas através do método de Mathez estão entre $1308,44 \pm 9,07^\circ\text{C}$ e $1041,70 \pm 86,69^\circ\text{C}$, respectivamente.

As temperaturas médias obtidas a partir da análise de núcleos e bordas dos plagioclásios que constituem a matriz da amostra de mugearito (IT-19) estão entre $1131,42 \pm 75,88^\circ\text{C}$ e $960,31 \pm 42,63^\circ\text{C}$, segundo o geotermômetro de Kudo e Weill, enquanto para o de Mathez os valores estão entre $1082,38 \pm 115,30^\circ\text{C}$ e $938,75 \pm 31,05^\circ\text{C}$, caracterizando um resfriamento normal progressivo. Vale ressaltar que dentre os pontos analisados dois representam borda e núcleo de um fenocristal de plagioclásio (05 e 06), cujas temperaturas apresentam os intervalos $1378,80 - 1153,70^\circ\text{C}$ para Kudo e Weill, e $1392,24 - 1100,81^\circ\text{C}$ para Mathez, onde o núcleo é composicionalmente classificado como bitownita e a borda como oligoclásio. As temperaturas fornecidas pelas porções mais distais dos fenocristais de plagioclásio são semelhantes àquelas registradas pelas porções centrais dos cristais de plagioclásio da matriz e, observando a discreta redução da temperatura em direção à borda destes últimos, podemos sugerir que o líquido magmático final se cristalizou rapidamente.

Assim, verificamos que as temperaturas médias apresentadas pelos plagioclásios para os álcali-basaltos são mais elevadas do que aquelas apresentadas pelos mugearitos. Tal fato é bastante coerente considerando que os álcali-basaltos são mais primitivos quando comparados aos mugearitos.

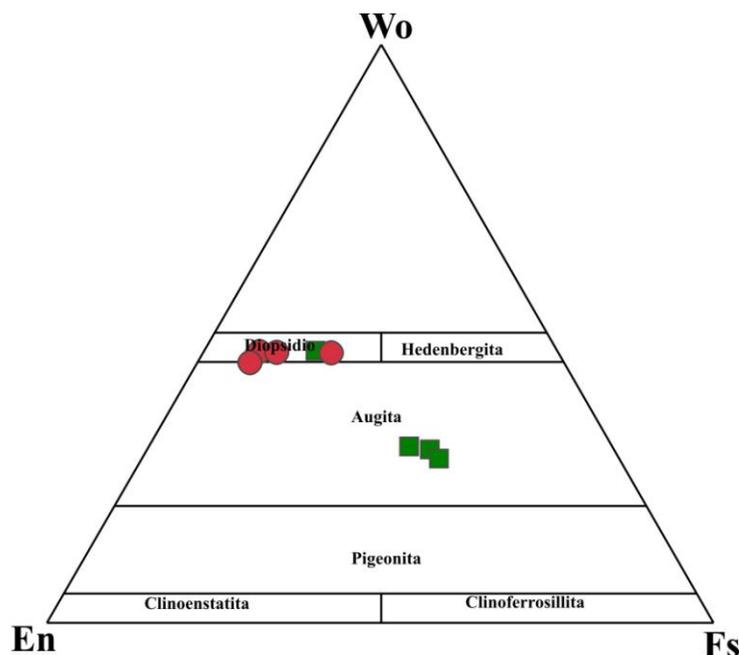
6.3.2 Piroxênio

O piroxênio é a principal fase mineral máfica dos diques básicos e ocorre frequentemente associado a hornblenda e minerais opacos.

Foram analisados quimicamente cristais de piroxênio de duas amostras de diques máficos e seus resultados analíticos estão expostos na Tabela 6.9, na qual também estão apresentadas as respectivas fórmulas estruturais calculadas com base em 6 oxigênios e 4 cátions, bem como as porcentagens dos componentes moleculares wollastonita (Wo) $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$, enstatita (En) $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ e ferrossilita (Fs) $\text{Fe}_2^2\text{Si}_2\text{O}_6$, que no diagrama de Morimoto (1988) foram utilizadas para classificação da referida fase mineral, após plotagem das respectivas análises.

No diagrama ternário Wo-En-Fs da Figura 6.6, notamos a existência de piroxênios ricos em cálcio (diopsídio e augita). É possível observar que, de modo geral, os conteúdos de Wo dos piroxênios em questão decrescem e os conteúdos de Fs se tornam cada vez mais pronunciados à medida que os mesmos se tornam empobrecidos em CaO e enriquecidos em FeO.

Figura 6.6 Diagrama de variação composicional em função dos componentes moleculares Wo, En e Fs dos piroxênios ricos em cálcio dos DMIT. Círculos vermelhos álcali-basaltos (amostra IT-01) e quadrados verdes mugearitos (amostra IT-19). Diagrama de Morimoto (1988)



Os dados químicos dos piroxênios expostos na Tabela 6.9 para a amostra IT-19 (mugearito) exibem teores significativos de CaO - entre 10,27 e 21,63 % - combinados com os teores elevados para o componente wollastonita - entre 27,21 e 47,01 % - caracterizando o clinopiroxênio como augita, preferencialmente, no diagrama de classificação de Morimoto (1988) na Figura 6.6. Esses dados revelam ainda conteúdos elevados de alumínio, sódio e titânio que, segundo Kushiro (1960), nos clinopiroxênios são características de associações magmáticas alcalinas subsaturadas em sílica. Os piroxênios apresentam valores de Al_2O_3 , TiO_2 e Na_2O contidos no intervalo de 6,11 a 10,35 %, 1,85 a 4,37 % e 0,41 a 2,93 %, respectivamente, muito acima daqueles encontrados em associações toleíticas.

No diagrama da Figura 6.7A, mg# versus TiO_2 (%) para bordas e núcleos de fenocristais de piroxênio da amostra IT-19, é notável o enriquecimento nos teores de TiO_2 do

núcleo em direção às bordas dos fenocristais, e está em concordância com a evolução geoquímica dos mugearitos, detalhada no Capítulo VII.

Sabendo que o ponto 01 corresponde ao núcleo de um determinado cristal de augita e que os pontos 03, 04 e 05 correspondem a pontos de borda do mesmo cristal, observa-se uma pronunciada diferença composicional em relação ao CaO, que registra redução de cerca de 50%, e ao Na, que teve seu teor aumentado consideravelmente, podendo indicar uma variação da composição global do líquido durante a cristalização da augita. No diagrama Ca versus Mg (a.f.u) (Figura 6.8A) podemos observar a variação do Ca em relação ao Mg, para bordas e núcleos de fenocristais de piroxênio da amostra IT-19, e verificamos que há um decréscimo significativo dos teores de ambos em direção às bordas dos fenocristais. Essas observações podem ser corroboradas pela notável variação do MgO, entre 8,08 e 12,80 (%), e do SiO₂, entre 47,89 e 42,38%.

Os dados químicos dos piroxênios expostos na Tabela 6.9 para a amostra IT-01 (álcali-basalto) revelam um comportamento oposto em comparação à amostra IT-19, sobretudo com relação aos intervalos de valores de Al₂O₃, TiO₂ e Na₂O que são inferiores, em geral, sendo estes, respectivamente, 5,57 a 8,35 (%), 0,78 a 2,89 (%) e 0,37 a 0,55 (%). No diagrama da Figura 6.7B, mg# versus TiO₂ (%) para bordas e núcleos de fenocristais de piroxênio da amostra IT-01, é possível notar que os teores de TiO₂ registram uma elevação mínima do núcleo em direção às bordas dos fenocristais, e também está em concordância com a evolução geoquímica dos álcali-basaltos, que será detalhadamente descrita no capítulo seguinte.

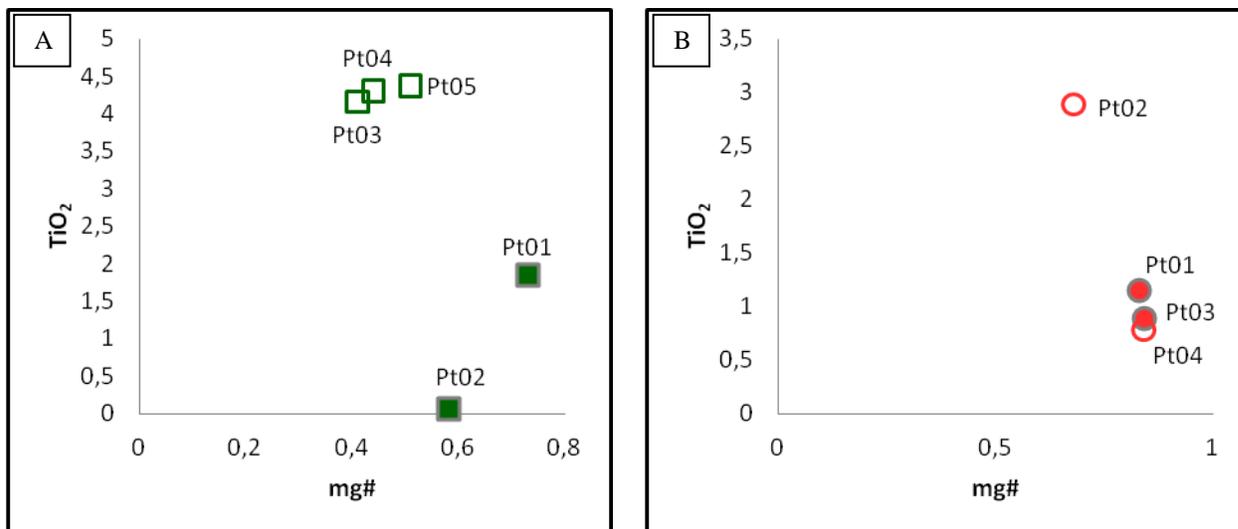
Os teores de CaO para os piroxênios desta amostra são ainda mais elevados que na amostra IT-19 - entre 21,32 e 21,60 (%) - e praticamente constantes com o componente wollastonita - entre 45,42 e 45,91 (%) - caracterizando o clinopiroxênio como diopsídio no diagrama triangular da Figura 6.6.

Tabela 6.9 Microanálise química dos piroxênios ricos em cálcio dos DMIT. Fórmula estrutural calculada com base em 6 átomos de oxigênio. Diop - diopsídio. Aug - augita. Fen - Fenocristal. mg# = Mg/Mg+Fe

Amostra	Amostra IT-01				Amostra IT-19				
Litotipo	ÁLCALI-BASALTO				MUGEARITO				
Ponto	01	02	03	04	01	02	03	04	05
SiO ₂	49,93	45,12	49,96	50,76	47,89	52,43	41,99	42,38	41,78
TiO ₂	1,15	2,89	0,89	0,78	1,85	0,07	4,16	4,30	4,37
Al ₂ O ₃	6,15	8,35	6,73	5,57	6,11	0,13	9,45	9,61	10,35
FeO	5,93	9,28	5,29	5,09	8,21	12,71	20,26	18,77	16,71
MnO	0,16	0,20	0,17	0,12	0,21	0,91	0,50	0,45	0,41
MgO	15,10	11,21	14,99	15,61	12,80	10,08	8,08	8,89	9,81
CaO	21,60	21,58	21,32	21,46	21,63	24,10	10,27	10,68	10,70
Na ₂ O	0,43	0,55	0,43	0,37	0,41	0,27	2,97	2,88	2,93
Total	100,46	99,16	99,77	99,76	99,11	100,70	97,68	97,96	97,07
Si	1,82	1,70	1,83	1,85	1,80	1,99	1,62	1,62	1,59
Al ^{IV}	0,18	0,30	0,17	0,15	0,20	0,01	0,39	0,38	0,41
Total	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Al ^{VI}	0,08	0,07	0,12	0,09	0,06	0,01	0,04	0,05	0,06
Ti	0,03	0,08	0,03	0,02	0,05	0,00	0,12	0,12	0,13
Fe ³	0,06	0,10	0,03	0,03	0,06	0,04	0,38	0,35	0,38
Mg	0,82	0,63	0,82	0,85	0,71	0,57	0,46	0,48	0,56
Fe ²	0,11	0,19	0,13	0,13	0,20	0,37	0,27	0,25	0,16
Mn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01	0,01
Ca	0,84	0,87	0,84	0,84	0,89	0,98	0,42	0,44	0,44
Na	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,22	0,23	0,22
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,05	0,06
Total	1,99	1,99	1,99	1,99	2,00	2,01	1,99	1,99	2,00
WO	45,61	48,41	45,91	45,42	47,01	49,43	27,21	28,06	28,38
EN	44,35	34,99	44,91	45,97	38,71	28,76	29,82	32,51	36,18
FS	10,04	16,60	9,18	8,61	14,29	21,81	42,97	39,43	35,44
mg#	0,83	0,68	0,84	0,84	0,73	0,58	0,41	0,44	0,51
Class.	Diop	Diop	Diop	Diop	Aug	Diop	Aug	Aug	Aug
	Fen	Fen	Fen	Fen	Fen	Fen	Fen	Fen	Fen

Fonte: Autoria própria.

Figura 6.7 Diagrama mg# vs. TiO_2 (%) para bordas e núcleos de fenocristais de piroxênio das amostras (A) IT-19 (quadrados verdes) e (B) IT-01 (círculos vermelhos), representativas dos mugearitos e álcali-basaltos dos DMIT, respectivamente. Símbolo preenchido - núcleo. Símbolo vazio - borda

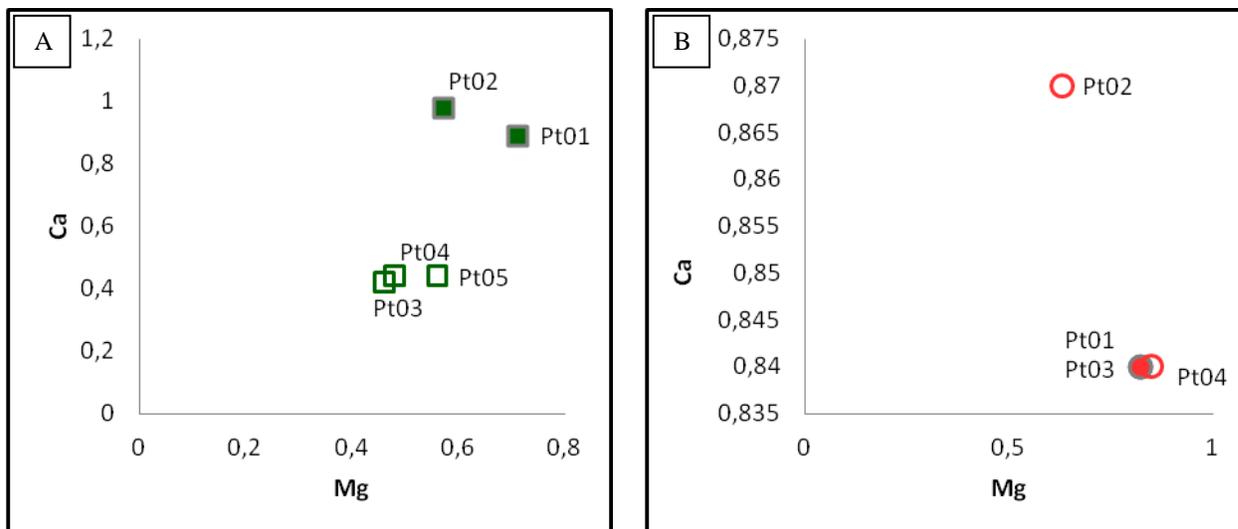


Fonte: Autoria própria.

Sabendo que os pontos 01 e 03 correspondem ao núcleo de um determinado cristal de diopsídio e que os pontos 02 e 04 correspondem à borda de outro cristal do mesmo mineral, percebe-se teores pouco variáveis exibidos por CaO e MgO, 11,21 a 15,61 (%). No diagrama Mg versus Ca (a.f.u) (Figura 6.8B) podemos observar a diminuta variação de Ca e Mg do núcleo em direção às bordas das augitas. Essas observações podem sugerir pouca variação da composição global do líquido durante a cristalização dos clinopiroxênios e também uma cristalização rápida desta fase mineralógica, uma vez que são pouco fracionados.

Os argumentos químico-mineralógicos apresentados para os DMIT coincidem, como era esperado, com a análise petrográfica realizada para ambos os grupos de diques máficos em questão, conforme foi apresentado no capítulo anterior, e corroboram os aspectos sugeridos para a evolução magmática propostos pela análise geoquímica de rocha total realizada no Capítulo VII deste trabalho.

Figura 6.8 Diagrama Mg vs. Ca (a.f.u) para bordas e núcleos de fenocristais de piroxênio das amostras (A) IT-19 (quadrados verdes) e (B) IT-01 (círculos vermelhos), representativas dos mugearitos e álcali-basaltos dos DMIT, respectivamente. Símbolo preenchido - núcleo. Símbolo vazio - borda



Fonte: Autoria própria.

6.3.2.1 Geotermometria do Piroxênio

Para a determinação das temperaturas dos piroxênios utilizou-se o geotermômetro proposto por Kretz (1982) que baseia-se, fundamentalmente, em equações que fornecem a temperatura de equilíbrio natural em associações minerais contendo dois piroxênios, mas também apresenta equações que possibilitam o cálculo da temperatura envolvendo apenas piroxênios de alto-Ca.

A Tabela 6.10 mostra a média dos valores de temperaturas, em °C, obtidos para os piroxênios dos álcali-basaltos e mugearitos de acordo com Kretz (1982). Para os álcali-basaltos, o valores médios obtidos para as fases núcleo e borda dos cristais foram, respectivamente, $917,85 \pm 53,48^\circ\text{C}$ e $854,76 \pm 141,63^\circ\text{C}$, enquanto para os mugearitos os valores apresentados para as mesmas fases foram $819,86 \pm 5,10^\circ\text{C}$ e $1147,53 \pm 11,63^\circ\text{C}$, respectivamente.

Tabela 6.10 Temperatura dos piroxênios para cada amostra e sua temperatura média para os álcali-basaltos e mugearitos dos DMIT. NF - núcleo do fenocristal, BF - borda do fenocristal, TM - temperatura média, (n) - número de pontos

Litotipo	Ponto	Fase	GEOTERMÔMETRO (°C)
			Kretz (1982)
ÁLCALI-BASALTO	01	NF	955,66
	03	NF	880,03
	TM (n=2)	NF	917,85±53,48
	02	BF	754,61
	04	BF	954,91
	TM (n=2)	BF	854,76±141,63
MUGEARITO	01	NF	816,25
	02	NF	823,46
	TM (n=2)	NF	819,86±5,10
	03	BF	1138,74
	04	BF	1143,14
	05	BF	1160,72
	TM (n=3)	BF	1147,53±11,63

Fonte: Autoria própria.

Para os piroxênios da amostra de álcali-basalto (IT-01) as temperaturas obtidas estão próximas e coerentes com a cristalização magmática deste mineral. Contudo, para os piroxênios da amostra de mugearito (IT-19) os resultados mostram que bordas e núcleos dos cristais de augita e diopsídio forneceram temperaturas de cristalização muito contrastantes. Estes resultados apresentam coerência com algumas feições petrográficas de desequilíbrio observadas em alguns pontos da referida amostra, como corrosão das bordas de fenocristais e zoneamento oscilatório inverso (VALENTE e RIBEIRO et al., 2004), e podem sugerir que augitas e diopsídios do basalto mugearítico de Itapé não estavam em equilíbrio com os líquidos circundantes. Um modelo possível para esta hipótese é o de realimentação da câmara magmática (O'HARA, 1968). Os núcleos desses fenocristais, preservados muitas vezes pelo zoneamento apontado, registram, então, temperaturas de cristalização menos elevadas, que possivelmente presidiam antes dos presumíveis episódios de realimentação da câmara. Dessa forma, as fases mais externas (bordas) dos mesmos fenocristais de piroxênio apresentam temperaturas de reequilíbrio mais elevadas,

possivelmente representantes de um líquido magmático cristalizado após a realimentação da câmara magmática.

A hipótese aqui descrita é corroborada pelas temperaturas apresentadas pelos plagioclásios que constituem a matriz da mesma rocha, igualmente elevadas (Tabela 6.8). Um outro aspecto que também pode confirmar o que foi dito é o teor de TiO_2 (Tabela 6.9). As análises dos cristais de piroxênio da amostra IT-19 mostram um aumento considerável dos teores de TiO_2 do núcleo para as bordas desses cristais com o avanço da cristalização magmática. Esta variação química sugere cristalização das bordas dos piroxênios em um líquido magmático subsaturado/insaturado em sílica e sob condições regressivamente menos evoluídas.

É possível observar na Tabela 6.9 que os teores elevados de Al_2O_3 (entre 6,11% e 10,35%) e de TiO_2 (entre 1,85% e 4,37%) apresentados pelas augitas são característicos de associações magmáticas alcalinas, segundo Kushiro (1960).

6.3.3 Biotita

Para os DMIT observamos que a biotita é um mineral secundário, que cresce a partir da reação pós-magmática dos piroxênios com o líquido ao seu redor. A classificação utilizada para as biotitas está de acordo com o trabalho apresentado por Deer et al. (1992). As fórmulas estruturais foram calculadas para 22 átomos de oxigênio.

Neste item estão sendo considerados 5 análises de biotitas reconhecidas na amostra IT-19 (mugearito). De acordo com a Tabela 6.11, as análises mostram, em geral, composições ricas em ferro [$0,56 < \text{Fe}/(\text{Fe}_t + \text{Mg}) < 0,65$] que na Figura 6.9 posicionam-se no campo da annita.

Utilizamos o diagrama apresentado por Nachit et al. (1985) para classificar as biotitas analisadas quanto a sua alcalinidade e verificamos, na Figura 6.10A, que estas plotam no campo das rochas alcalinas. Esse comportamento é esperado e está de acordo com Stussi e Cuney (1996), que representaram no referido diagrama os domínios dos membros finais da biotita (Figura 6.10B). Verificamos, assim, que esse mineral reflete o caráter alcalino dos DMIT, cujas características geoquímicas serão apresentadas no próximo capítulo.

Tabela 6.11 Microanálise química das biotitas dos DMIT. Fórmula estrutural com base em 22 átomos de oxigênio

Amostra	IT-19				
Litotipo	MUGEARITO				
Ponto	4	6	7	28	53
SiO₂	34,83	35,47	34,91	34,55	34,97
TiO₂	7,25	6,10	7,15	6,90	4,71
Al₂O₃	14,23	13,42	13,82	13,52	14,00
FeO	20,84	22,43	22,15	23,91	25,08
MnO	0,19	0,26	0,15	0,30	0,25
MgO	9,07	8,75	8,40	7,41	7,59
CaO	0,01	0,03	0,01	0,00	0,05
Na₂O	0,73	0,62	0,81	0,71	0,09
K₂O	7,78	8,35	8,03	8,01	9,48
Total	94,95	95,44	95,43	95,30	96,23
Si	5,62	5,75	5,65	5,66	5,73
Al^{IV}	2,38	2,25	2,35	2,34	2,27
Soma T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al^{VI}	0,21	0,31	0,33	0,27	0,43
Fe	2,81	3,04	3,00	3,27	3,43
Mg	2,18	2,12	2,03	1,81	1,85
Mn	0,03	0,04	0,02	0,04	0,03
Ti	0,88	0,74	0,87	0,85	0,58
Soma O	6,11	6,25	6,25	6,24	6,33
Ca	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Na	0,23	0,20	0,25	0,22	0,03
K	1,60	1,73	1,66	1,67	1,98
Soma A	1,83	1,93	1,91	1,90	2,02
Fe²⁺/(Fe_t + Mg²⁺)	0,56	0,59	0,60	0,64	0,65
Classificação	annita	annita	annita	annita	annita

Fonte: Autoria própria.

Figura 6.9 Quadrilátero flogopita-annita-eastonita-siderofilita, segundo Deer et al. (1992), para as biotitas dos DMIT. Quadrados verdes mugarito (amostra IT-19)

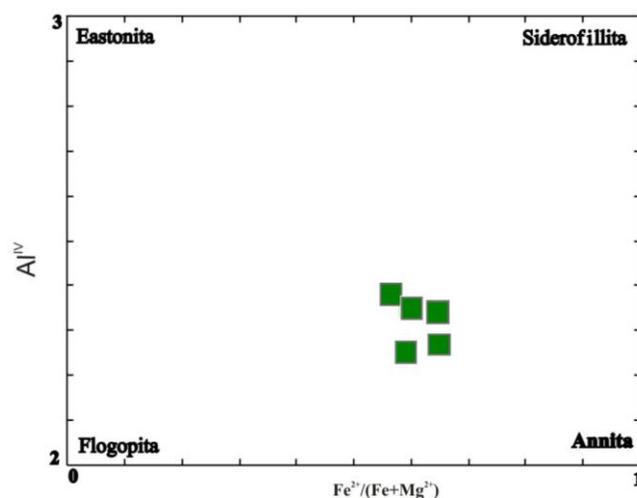
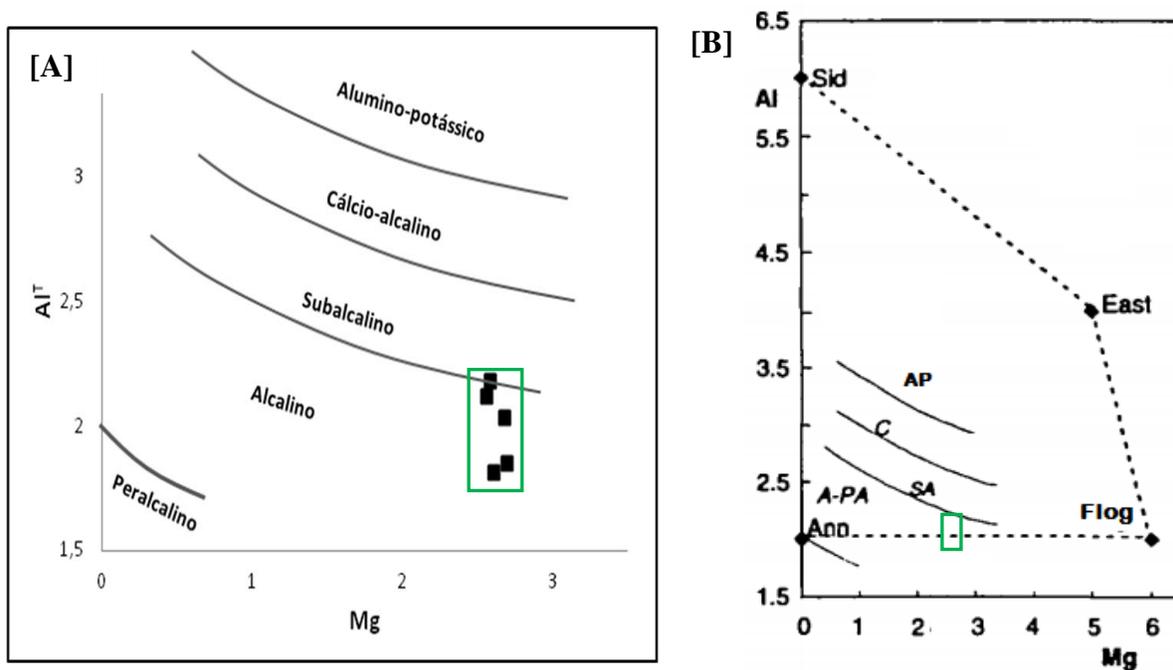


Figura 6.10 [A] Diagrama Mg vs. Al. (a.u.f.) para as biotitas da amostra IT-19, de acordo com Nachit et al. (1985). [B] Membros finais da biotita no diagrama Mg vs. Al. AP - alumino-potássico, C - cálcio-alcalino, SA - subalcalino, A-PA - alcalino-peralcalino. Sid - siderofilita. East - eastonita. Flog - flogopita. Ann - annita, de acordo com Stussi e Cuney (1996)



CAPÍTULO VII

GEOQUÍMICA

7.1 INTRODUÇÃO

Neste capítulo são apresentadas as análises químicas de rocha total para os DMIC e DMIT, além de discussão acerca da assinatura geoquímica apresentada pelos mesmos. O estudo geoquímico dos diques máficos em questão possibilita a investigação e interpretação do comportamento geoquímico de cada grupo, levando em consideração possíveis afinidades e/ou discrepâncias existentes entre estes, e também, conseqüentemente, fazer possíveis inferências a respeito dos prováveis processos petrogenéticos e ambientes tectônicos relacionados.

Foram analisadas 47 amostras, sendo 30 representativas dos DMIC e 17 dos DMIT. Os resultados das análises geoquímicas de rocha total para os diques máficos em questão são apresentados nas Tabelas 7.1 e 7.2.

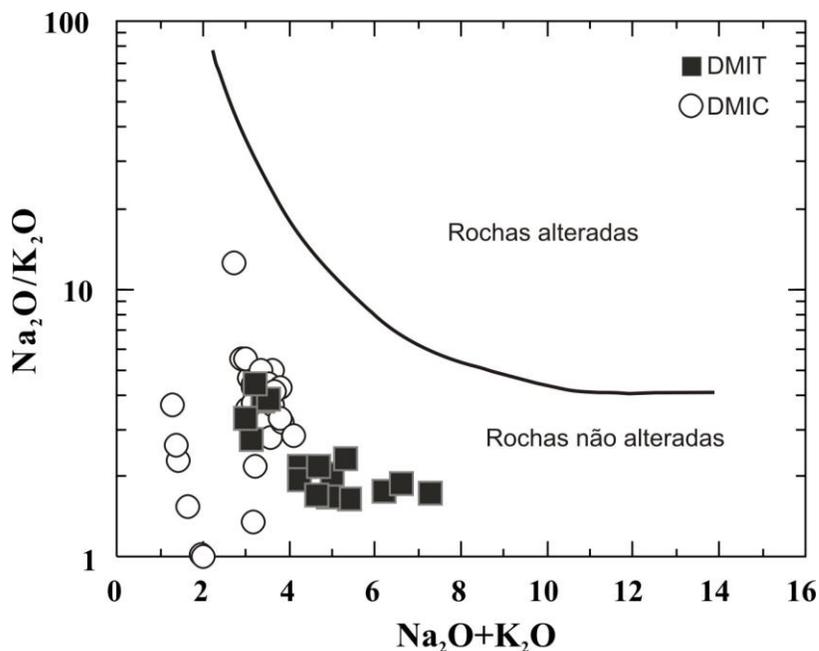
7.2 POSSÍVEIS ALTERAÇÕES PÓS-MAGMÁTICAS

Os DMIC e DMIT estão inseridos num domínio (porção Leste do Cráton do São Francisco) bastante afetado por processos geotectônicos, de modo que foram, ao longo de suas histórias geológicas, influenciados por processos pós-magmáticos que poderiam mudar o seu quimismo original.

Miyashiro (1975) mostrou em seus estudos que há uma mobilidade relativamente intensa do Na_2O e K_2O , bem como de Rb e Cs, em rochas submetidas ao metamorfismo de baixo grau. O referido autor propõe o diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus $\log \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ para a determinação de possíveis alterações magmáticas, tomando como base rochas quaternárias frescas e alteradas oriundas de diversos ambientes geotectônicos da Terra. Utilizando o diagrama da Figura 7.1, proposto por Miyashiro (1975), verificamos que os conjuntos de amostras representativos dos DMIC e DMIT são constituídos de amostras de rochas frescas (não-alteradas).

Contudo, verificamos que uma das amostras dos DMIC (IC-05), está plotada bastante próxima da linha de separação dos campos. Esse comportamento pode ser explicado pela intensa alteração hidrotermal registrada pela referida amostra, conforme é destacado no tópico 5.2.4 do Capítulo V, que trata dos aspectos petrográficos dos gabrodioritos.

Figura 7.1 Diagrama de Miyashiro (1975) para discriminação das rochas que registram alterações pós-magmáticas nos conteúdos de sódio e potássio



Devemos ressaltar aqui, baseados nas observações petrográficas que, de modo geral, os DMIC apresentam-se frequentemente alterados hidrotermalmente, com processos de sericitização, saussuritização, uralitização e cloritização registrados em diferentes intensidades, entre os grupos e até mesmo entre amostras. As amostras dos DMIC mais próximas da linha de separação dos campos são: IC-01B, IC-05, IC-06C, IC-12A, IC-12B, IC-15, IC-16B, IC-26, IC-27, IC-34B, IC-34C, IC-34D, IC-34E, IC-35, IC-36, IC-38, IC-39, IC-40, IC-41 e IC-42.

Por outro lado, nos DMIT as evidências de alterações hidrotermais ocorrem, porém com muito baixa intensidade e, se comparados aos DMIC, podemos verificar que, de modo geral, os DMIT são, praticamente, inalterados - guardando, naturalmente, as características dos hawaiitos e mugearitos que são litotipos mais diferenciados. As amostras representativas deste grupo que mais se aproximam do domínio das rochas alteradas são: IT-23, IT-25C, IT-25A, IT-25B, e IT-26, estando o grupo dos basaltos totalmente representado pelas três últimas amostras.

7.3 CARACTERIZAÇÃO LITOGEOQUÍMICA

Ao longo dos itens seguintes serão discutidos os aspectos do comportamento geoquímico dos diferentes grupos de diques máficos que constituem as regiões estudadas, a partir das análises químicas dos elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$, FeOt , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5), traço (Cr, Ni, Sc, Rb, Ba, Sr, Nb, Hf, Zr, Y, Th, U, V, Zn, Co e Cu) e terras raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb e Lu), em rocha total, que são apresentados nas Tabelas 7.1 e 7.2.

7.3.1 Geoquímica dos Elementos Maiores

A existência de variação composicional dentro de diferentes grupos de rochas é clara quando são plotados os resultados litogeoquímicos em diagramas de variação tipo Harker (HARKER, 1909). O comportamento dos elementos maiores pode, então, ser analisado e fornece informações importantes sobre a evolução magmática de um grupo específico de rochas, a partir das suas principais características geoquímicas. A distinção é especialmente observada em termos do conteúdo de magnésio, o que condiciona a individualização de grupos (ou amostras) ao longo do que seria, a priori, uma tendência de fracionamento mineral desde uma composição mais primitiva até uma composição menos primitiva, ou mais evoluída.

O MgO (%) será utilizado por apresentar maior variação de teores nas amostras estudadas e bons resultados de distribuição dos elementos químicos.

Os DMIC (gabrodioritos, gabros, álcali-gabro, monzogabros e sienogabros) apresentam variação menos significativa de MgO, situando-se entre 3,92 até 6,50% (Tabela 7.1). Na Tabela 7.1 é possível verificar que nos gabros e gabrodioritos os teores de MgO são pouco maiores que nos monzogabros e sienogabros.

Os DMIT (álcali-basaltos, latibasalto, basaltos, hawaiiitos e mugaritos) caracterizam-se por apresentar uma maior variação de MgO, quando comparado aos DMIC, situando-se entre 3,93 até 8,63% (Tabela 7.2). Na Tabela 7.2 é possível verificar que os álcali-basaltos, latibasaltos e basaltos possuem teores discretamente mais elevados de MgO, ao passo que os hawaiiitos e mugaritos apresentam, para este elemento, os menores teores.

Tabela 7.1 Análises químicas em rocha total (elementos maiores, traço, terra raras e Norma CIPW) para os DMIC. mg# [MgO/(MgO+FeOt)]. LOI - perda ao fogo. Q - quartzo; Or - ortoclásio; Ab - Albita; An - anortita; Di wo - diopsídio wollastonita; Di en - diopsídio enstatita; Di fs - diopsídio ferrossilita; Hy en - hiperstênio enstatita; Hy fs - hiperstênio ferrossilita; Ol Fo - olivina forsterita; Ol Fa - olivina fayalita; Mt - magnetita; He - hedenbergita; Il - ilmenita e Ap - apatita. ÁL.GB - álcali-gabro

DMIC																	
Litotipo	ÁL.GB	GABRO							GABRODIORITO								
Amostra	IC-36	IC-09	IC-15	IC-16B	IC-27	IC-28B	IC-34C	IC-35	IC-01B	IC-05	IC-06B	IC-06C	IC-08	IC-10A	IC-10B	IC-11	IC-12A
Elementos Maiores (%)																	
SiO ₂	46,87	40,00	47,27	47,52	48,31	47,75	49,17	47,33	47,99	47,79	47,10	44,81	47,70	47,70	48,12	49,60	44,92
TiO ₂	2,70	4,27	2,68	2,68	2,44	2,80	1,92	2,58	3,16	3,26	3,14	3,02	2,74	3,26	3,22	1,58	2,68
Al ₂ O ₃	13,59	13,40	12,99	12,91	13,03	12,68	13,08	13,36	12,34	11,89	11,90	11,50	12,30	13,00	12,30	13,90	11,61
Fe ₂ O ₃	16,14	16,80	15,35	15,65	16,77	16,03	15,28	15,53	17,97	18,30	18,40	16,78	19,20	16,30	17,56	14,4	15,30
FeO	4,84	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeOT	19,36	15,12	13,81	14,08	15,09	14,42	13,75	18,28	16,17	16,47	16,56	15,10	17,28	14,67	15,80	12,96	13,77
Fe ₂ O ₃ T	21,52	16,80	15,35	15,65	16,77	16,03	15,28	20,32	17,97	18,30	18,40	16,78	19,20	16,3	17,56	14,40	15,30
MnO	0,24	0,27	0,23	0,24	0,23	0,24	0,22	0,23	0,31	0,18	0,28	0,23	0,33	0,24	0,25	0,21	0,22
MgO	5,76	6,04	6,50	6,48	5,34	5,85	5,96	6,20	4,55	4,79	4,45	4,39	5,30	5,61	4,61	6,20	4,34
CaO	10,33	9,49	11,05	10,76	9,70	9,45	10,26	10,93	7,90	7,84	8,62	8,18	10,20	9,97	8,87	10,80	8,48
Na ₂ O	2,88	1,00	2,57	2,53	2,36	1,82	2,52	2,80	2,77	2,50	1,00	2,54	1,00	1,00	2,62	1,00	2,60
K ₂ O	0,65	0,98	0,54	0,54	0,66	1,35	0,46	0,56	0,66	0,20	0,65	0,65	0,27	0,44	0,94	0,38	0,60
P ₂ O ₅	0,31	1,81	0,33	0,32	0,22	0,25	0,16	0,27	0,36	0,38	0,35	0,32	0,26	0,45	0,35	0,13	0,29
LOI	0,03	2,40	0,20	0,00	0,60	1,40	0,70	0,08	1,18	2,22	2,50	7,69	0,10	0,30	0,32	0,30	9,03
Total	99,51	96,46	99,71	99,63	99,66	99,62	99,73	99,88	99,19	99,35	98,39	100,11	99,4	98,27	99,16	98,50	100,07
mg#	0,23	0,29	0,32	0,32	0,27	0,29	0,30	0,25	0,22	0,23	0,21	0,23	0,23	0,28	0,23	0,32	0,24
Norma CIPW																	
Q	3,40	7,67	4,32	5,14	9,08	8,75	8,16	3,33	10,60	13,34	18,48	9,45	16,33	15,60	9,34	14,93	9,19
or	3,69	6,16	3,21	3,21	3,94	8,13	2,75	3,18	3,98	1,22	4,01	4,16	1,61	2,66	5,63	2,29	3,90
ab	23,33	8,99	21,83	21,46	20,14	15,66	21,51	22,73	23,89	21,75	8,81	23,23	8,51	8,63	22,40	8,61	24,14
an	21,29	30,98	22,39	22,33	23,20	22,81	23,21	21,33	19,65	21,21	27,14	19,51	28,44	30,26	19,22	32,87	20,00
Di wo	10,90	3,26	12,85	12,27	10,06	9,79	11,38	12,21	7,60	6,91	6,40	9,34	8,77	7,33	9,70	8,74	10,17
Di en	9,40	2,81	11,07	10,58	8,67	8,44	9,81	10,53	6,55	5,96	5,52	8,06	7,56	6,32	8,36	7,54	8,77
Di fs	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	0,00
Hy en	4,41	13,25	5,26	5,68	4,80	6,45	5,24	4,36	5,06	6,37	6,08	3,82	5,78	8,00	3,30	8,25	3,15
Ol fo	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	0,00
mt	8,20	0,94	0,76	0,79	0,76	0,80	0,73	6,88	1,03	0,61	0,95	0,81	1,09	0,80	0,83	0,70	0,79
he	9,82	17,21	14,90	15,17	16,41	15,77	14,93	10,18	17,62	18,42	18,53	17,60	18,59	16,09	17,20	14,18	16,26
il	4,92	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,71	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ap	0,65	4,20	0,72	0,70	0,48	0,56	0,35	0,57	0,80	0,85	0,80	0,76	0,57	1,00	0,77	0,29	0,70
Total	100,00	95,46	97,31	97,31	97,54	97,15	98,06	100,00	96,78	96,65	96,73	96,74	97,25	96,68	96,75	98,39	97,06

Tabela 7.1 Continuação

DMIC																	
Litotipo	ÁL.GB	GABRO							GABRODIORITO								
Amostra	IC-36	IC-09	IC-15	IC-16B	IC-27	IC-28B	IC-34C	IC-35	IC-01B	IC-05	IC-06B	IC-06C	IC-08	IC-10A	IC-10B	IC-11	IC-12A
Elementos Traço (ppm)																	
Ni	60,00	-	48,00	60,00	73,00	75,00	48,00	63,00	43,00	44,00	-	35,00	-	-	38,00	-	38,00
Sc	-	23,00	46,00	51,00	39,00	40,00	44,00	-	39,00	41,00	31,00	33,00	29,00	36,00	38,00	30,00	36,00
Rb	11,40	22,00	11,00	11,50	15,30	31,50	10,10	10,50	16,00	4,00	16,00	14,00	17,00	11,00	30,00	9,00	15,00
Ba	13,59	743,00	232,00	243,00	225,00	326,00	194,00	207,00	425,00	119,00	263,00	216,00	75,00	274,00	277,00	182,00	199,00
Sr	233,00	613,00	256,60	255,00	223,60	370,80	240,20	223,00	242,00	216,00	189,00	223,00	147,00	223,00	207,00	226,00	235,00
Nb	15,67	51,00	16,60	16,50	10,80	13,30	10,10	17,80	17,00	19,00	37,00	14,00	16,00	34,00	16,00	18,00	14,00
Hf	4,87	50,00	4,70	4,20	4,10	4,70	3,20	4,05	-	-	50,00	-	50,00	50,00	-	50,00	-
Zr	195,00	193,00	164,10	167,40	137,50	172,50	114,90	160,00	202,00	256,00	164,00	183,00	124,00	151,00	203,00	90,00	167,00
Y	39,93	27,00	35,30	38,80	32,50	33,40	10,10	35,71	44,00	55,00	45,00	39,00	36,00	44,00	42,00	21,00	34,00
Th	1,70	5,00	1,20	1,10	1,50	1,70	1,20	2,40	9,00	10,00	5,00	9,00	5,00	5,00	10,00	5,00	8,00
U	0,42	-	-	0,40	0,40	0,40	0,30	0,38	-	-	-	9,00	10,00	-	9,00	-	-
V	345,00	287,00	454,00	473,00	428,00	487,00	378,00	391,00	490,00	470,00	509,00	439,00	430,00	430,00	489,00	325,00	435,00
Zn	80,00	-	36,00	-	-	65,00	12,20	69,00	146,00	144,00	-	150,00	-	-	-	-	111,00
Co	48,30	-	46,40	-	46,50	48,10	46,70	44,10	46,00	49,00	-	41,00	-	-	44,00	-	36,00
Cu	68,00	-	61,20	63,60	285,20	237,40	98,40	65,00	88,00	118,00	-	81,00	-	-	105,00	-	95,00
Elementos Terras Raras (ppm)																	
La	31,10	42,60	16,10	17,10	12,10	15,10	12,20	32,40	28,00	28,00	15,50	28,00	14,10	17,50	28,00	9,70	28,00
Ce	52,40	76,80	40,30	41,20	30,40	39,10	29,20	43,40	108,70	96,00	31,00	46,10	25,70	32,90	60,40	19,30	35,00
Nd	29,90	46,30	22,70	25,50	19,60	23,70	17,30	24,50	79,00	66,00	21,40	62,00	18,10	23,80	85,00	12,80	55,00
Sm	7,30	9,40	5,76	6,09	5,14	6,09	4,39	5,90	-	-	5,80	-	4,60	6,50	-	3,50	-
Eu	2,33	3,27	2,04	2,13	1,77	2,02	1,58	2,03	-	-	1,87	-	1,64	2,30	-	1,32	-
Gd	8,26	9,14	6,74	6,94	6,16	6,84	5,26	7,29	-	-	6,79	-	6,28	7,80	-	4,03	-
Dy	7,51	6,50	6,71	7,00	6,19	6,36	5,39	6,69	-	-	6,46	-	6,22	7,25	-	3,99	-
Er	4,34	3,02	3,94	3,94	3,14	3,38	3,02	3,89	-	-	3,60	-	3,18	3,70	-	2,28	-
Yb	4,10	2,60	3,46	3,59	3,00	3,00	2,85	3,40	-	-	3,30	-	2,90	3,60	-	2,10	-
Lu	0,58	0,38	0,51	0,54	0,43	0,43	0,42	0,51	-	-	0,51	-	1,04	0,60	-	0,31	-

Tabela 7.1 Continuação

DMIC													
Litotipo	GABRODIORITO								MONZOGABRO			SIENOGABRO	
Amostra	IC-12B	IC-13	IC-26	IC-34B	IC-34D	IC-34E	IC-38	IC-45	IC-40	IC-41	IC-42	IC-39	IC-46
Elementos Maiores (%)													
SiO ₂	45,21	43,4	48,78	48,45	49,96	48,04	49,62	51,68	47,43	47,83	49,09	47,37	41,35
TiO ₂	2,69	2,62	2,27	2,72	2,01	2,94	2,22	1,92	3,19	3,35	2,49	3,25	2,81
Al ₂ O ₃	11,66	15,30	13,03	12,55	16,64	12,76	14,37	13,96	12,58	12,65	14,26	12,53	11,14
Fe ₂ O ₃	15,36	12	17,13	16,69	12,95	17,57	14,55	15,21	17,93	18,15	16,35	18,39	15,19
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,47	4,08	5,58	5,49	5,45	7,55	10,55
FeOT	13,82	10,80	15,41	15,02	11,65	15,81	16,56	17,77	21,71	21,82	20,16	24,10	24,22
Fe ₂ O ₃ T	15,36	12,00	17,13	16,69	12,95	17,57	18,41	19,74	24,13	24,25	22,40	26,78	26,91
MnO	0,22	0,17	0,23	0,24	0,20	0,25	0,21	0,22	0,25	0,25	0,22	0,24	0,23
MgO	4,38	5,52	5,23	5,49	3,92	5,28	4,63	4,85	4,62	4,48	4,56	4,79	4,25
CaO	8,38	9,28	8,71	9,34	9,57	9,29	9,01	9,18	8,56	8,88	9,08	8,33	8,41
Na ₂ O	2,55	1,00	2,46	2,49	3,00	2,57	3,06	3,03	2,86	2,96	2,92	2,91	2,21
K ₂ O	0,60	1,00	0,45	0,66	0,60	0,58	0,72	1,07	0,77	0,71	0,89	0,91	1,02
P ₂ O ₅	0,30	0,37	0,23	0,32	0,31	0,29	0,24	0,21	0,30	0,33	0,23	0,32	0,30
LOI	8,54	5,30	1,20	0,70	0,60	0,10	0,57	0,24	1,60	1,02	0,29	1,32	10,75
Total	99,89	95,96	99,72	99,65	99,76	99,67	99,21	101,60	100,09	100,61	100,39	100,34	97,64
mg#	0,24	0,34	0,25	0,27	0,25	0,25	0,22	0,21	0,18	0,17	0,18	0,17	0,15
Norma CIPW													
Q	9,77	9,50	11,05	9,17	8,07	8,78	7,61	8,11	7,70	7,60	7,06	6,86	4,78
or	3,88	6,52	2,70	3,95	3,58	3,45	4,17	6,00	4,38	4,00	4,99	5,05	6,19
ab	23,59	9,32	21,10	21,27	25,57	21,81	25,33	24,29	23,23	23,81	23,38	23,07	19,16
an	20,33	37,79	23,50	21,31	30,38	21,63	22,84	20,20	18,44	18,18	21,93	17,27	17,89
Di wo	9,71	4,44	7,94	9,87	6,55	9,59	8,18	9,12	8,64	9,15	8,14	8,25	9,66
Di en	8,37	3,82	6,84	8,51	5,65	8,26	7,05	7,86	7,45	7,89	7,02	7,11	7,02
Di fs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,72
Hy en	3,61	11,40	6,43	5,36	4,24	4,99	4,29	3,64	3,65	2,77	3,79	4,13	3,88
Ol fo	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
mt	0,79	0,61	0,76	0,79	0,66	0,82	5,32	7,87	9,17	8,37	10,48	14,72	22,60
he	16,27	12,81	16,86	16,32	12,61	17,08	10,58	9,00	10,90	11,50	8,27	7,10	0,00
il	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,13	3,46	5,82	6,06	4,48	5,79	5,48
ap	0,72	0,89	0,51	0,71	0,68	0,64	0,51	0,43	0,63	0,69	0,48	0,66	0,67
Total	97,06	97,11	97,70	97,25	97,98	97,05	100,00						

Tabela 7.1 Continuação

DMIC													
Litotipo	GABRODIORITO								MONZOGABRO			SIENOGABRO	
Amostra	IC-12B	IC-13	IC-26	IC-34B	IC-34D	IC-34E	IC-38	IC-45	IC-40	IC-41	IC-42	IC-39	IC-46
Elementos Traço (ppm)													
Ni	37,00	-	58,00	64,00	38,00	65,00	57,00	41,00	50,00	42,00	68,00	53,00	45,00
Sc	34,00	31,00	40,00	43,00	29,00	38,00	-	-	-	-	-	-	-
Rb	15,00	33,00	13,10	16,00	13,40	12,10	17,20	20,50	16,40	11,00	22,30	12,30	19,20
Ba	218,00	766,00	182,00	299,00	265,00	200,00	360,00	475,00	300,00	572,00	293,00	240,00	328,00
Sr	233,00	647,00	220,90	234,00	303,80	219,30	209,00	266,00	216,00	287,00	193,00	185,00	174,00
Nb	13,00	50,00	10,20	16,30	15,50	14,10	13,18	4,45	11,74	13,21	7,99	12,33	9,08
Hf	-	50,00	4,00	5,90	5,10	4,60	9,08	3,98	5,35	6,67	5,61	5,50	4,57
Zr	166,00	177,00	130,80	197,20	183,10	177,90	222,00	152,00	211,00	228,00	200,00	213,00	224,00
Y	34,00	12,00	36,10	42,20	38,10	37,40	45,22	25,92	40,02	42,91	-	39,59	33,07
Th	7,00	5,00	1,70	2,00	2,00	1,60	2,10	2,10	1,80	6,40	3,20	1,90	1,50
U	7,00	-	0,20	0,50	0,50	0,40	0,55	0,33	0,49	0,63	0,47	0,50	0,40
V	442,00	272,00	439,00	440,00	225,00	497,00	363,00	334,00	433,00	425,00	405,00	456,00	470,00
Zn	-	-	-	63,00	46,00	34,00	68,00	73,00	96,00	66,00	88,00	103,00	64,00
Co	38,00	-	48,40	46,30	34,70	46,30	41,60	42,50	44,90	40,80	45,00	56,00	39,70
Cu	93,00	-	260,20	124,30	86,60	106,20	85,00	128,00	79,00	67,00	205,00	45,00	68,00
Elementos Terras Raras (ppm)													
La	28,00	29,30	13,00	18,20	17,70	15,40	31,70	32,40	29,50	28,70	26,40	32,60	24,10
Ce	48,80	48,70	27,50	45,00	43,90	39,20	52,00	50,10	47,50	49,70	44,10	49,40	38,50
Nd	54,00	27,30	19,30	27,70	26,60	23,60	30,20	24,40	29,20	31,80	26,10	29,00	39,70
Sm	-	5,30	5,09	6,91	6,33	6,34	7,70	5,30	7,40	8,10	6,70	7,50	6,30
Eu	-	1,99	1,70	2,17	2,16	2,08	2,28	1,64	2,36	2,69	2,17	2,20	1,98
Gd	-	4,99	6,01	7,80	7,30	6,93	9,08	5,52	8,76	9,52	8,49	8,43	9,48
Dy	-	4,19	6,37	7,63	6,94	7,14	8,76	5,05	7,86	8,62	7,83	7,86	8,24
Er	-	1,91	3,64	4,37	3,92	3,84	5,17	2,89	4,37	4,89	4,82	4,40	3,79
Yb	-	1,60	2,99	3,96	3,63	3,52	4,60	2,60	3,90	4,20	4,20	3,80	3,90
Lu	-	0,30	0,46	0,58	0,54	0,51	0,68	0,35	0,57	0,69	0,66	0,56	0,48

Fonte: Autoria própria.

Tabela 7.2 Análises químicas em rocha total (elementos maiores, traço, terras raras e Norma CIPW) para os DMIT. mg# [MgO/(MgO+FeOt)]. LOI - perda ao fogo. Q - quartzo; Or - ortoclásio; Ab - Albita; An - anortita; Di wo - diopsídio wollastonita; Di en - diopsídio enstatita; Di fs - diopsídio ferrossilita; Hy en - hiperstênio enstatita; Hy fs - hiperstênio ferrossilita; Ol Fo - olivina forsterita; Ol Fa - olivina fayalita; Mt - magnetita; He - hedenbergita; Il - ilmenita e Ap - apatita. LATIB = latibasalto

DMIT																	
Litotipo	ÁLCALI-BASALTO								BASALTO			LATIB	HAWAITO			MUGEARITO	
Amostra	IT-01	IT-02B	IT-02C	IT-07	IT-15B	IT-20	IT-23	IT-25C	IT25A	IT-25B	IT-26	IT-03	IT-09	IT-10A	IT-11	IT-10B	IT-19
Elementos Maiores (%)																	
SiO ₂	46,13	46,22	44,6	43,45	45,16	45,35	40,29	40,56	47,00	45,22	46,21	45,87	44,92	46,01	46,27	46,94	47,77
TiO ₂	2,16	1,96	1,77	2,14	2,40	1,91	3,04	2,74	3,26	2,73	3,13	2,54	2,44	2,59	2,02	2,05	2,78
Al ₂ O ₃	16,00	15,98	15,39	13,83	14,82	15,49	13,49	14,58	13,15	13,76	12,78	16,03	15,69	15,98	15,82	15,62	17,76
Fe ₂ O ₃	11,11	10,8	10,52	11,32	11,95	15,19	12,79	11,96	16,57	14,19	16,30	11,59	12,02	11,74	11,8	9,73	11,95
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	6,15	11,51	10,76	14,91	12,77	14,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeOT	10,00	9,72	9,47	10,19	10,75	19,82	23,02	21,52	29,82	25,54	29,34	10,43	10,82	10,56	10,62	8,76	10,75
Fe ₂ O ₃ T	11,11	10,8	10,52	11,32	11,95	22,02	25,58	23,91	33,14	28,38	32,6	11,59	12,02	11,74	11,8	9,73	11,95
MnO	0,17	0,14	0,17	0,18	0,19	0,21	0,23	0,21	0,27	0,30	0,24	0,17	0,18	0,20	0,20	0,17	0,18
MgO	6,45	7,63	7,34	8,36	6,82	6,47	8,03	6,87	5,35	8,63	5,57	7,12	6,45	4,82	6,83	3,93	3,99
CaO	10,04	11,45	10,63	11,2	8,91	9,64	11,8	9,74	9,00	8,98	9,74	10,19	9,07	7,79	8,84	7,01	7,82
Na ₂ O	3,35	2,99	2,92	2,79	2,93	3,22	2,28	2,81	2,70	2,31	2,62	3,35	3,73	3,94	3,06	4,60	4,30
K ₂ O	1,64	1,37	1,33	1,43	1,73	1,49	0,83	0,72	0,71	0,70	0,59	2,04	1,60	2,25	1,84	2,68	2,29
P ₂ O ₅	0,45	0,37	0,31	0,48	0,49	0,30	0,44	0,37	0,51	0,31	0,47	0,61	0,44	0,577	0,63	0,43	1,03
LOI	3,19	3,96	4,75	4,00	4,14	3,21	2,22	5,64	0,97	3,10	1,30	3,05	3,90	3,25	3,09	6,84	1,31
Total	100,69	102,87	99,73	99,17	99,54	98,28	95,45	95,98	99,5	100,29	98,98	102,56	100,44	99,15	100,4	100,01	101,29
mg#	0,39	0,44	0,44	0,45	0,39	0,25	0,26	0,24	0,15	0,25	0,16	0,41	0,37	0,31	0,30	0,31	0,27
Norma CIPW																	
Q	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,57	0,00	1,75	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	9,95	8,19	8,28	8,89	10,73	8,36	4,69	4,20	3,70	3,77	3,11	12,13	9,80	13,88	11,18	17,02	13,56
Ab	23,93	19,75	21,07	15,95	25,96	23,02	9,58	17,8	20,12	17,76	19,71	18,81	24,19	28,81	26,58	30,15	32,06
An	24,35	26,38	26,24	22,02	23,21	22,17	23,00	24,68	19,07	22,82	19,00	22,75	22,07	20,06	24,62	15,05	22,38
Ne	3,00	3,14	2,66	4,78	0,00	1,52	4,78	3,06	0,00	0,00	0,00	5,23	4,59	3,21	0,00	6,28	2,35
Di wo	10,04	12,05	11,44	13,95	8,39	8,99	12,71	8,72	7,38	6,71	9,01	10,22	9,14	6,98	6,96	8,18	4,35
Di en	8,66	10,39	9,86	12,03	7,23	7,75	8,95	6,00	4,25	4,55	5,27	8,81	7,88	6,02	6,00	7,05	3,75
Di fs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,66	2,00	2,79	1,64	3,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Hy en	0,00	0,00	0,00	0,00	2,25	0,00	0,00	0,00	7,55	10,35	7,13	0,00	0,00	0,00	2,53	0,00	0,00
Hy fs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,96	3,72	4,47	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ol fo	5,52	6,23	6,62	6,95	5,88	5,31	7,16	7,67	0,00	3,31	0,00	6,36	6,18	4,58	6,31	2,45	4,36
Ol fa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,35	2,82	0,00	1,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mt	0,57	0,46	0,59	0,62	0,64	14,19	17,71	17,12	21,18	18,72	21,04	0,56	0,61	0,68	0,67	0,60	0,59
He	11,00	10,60	10,67	11,47	12,08	4,62	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	11,26	12,03	11,77	11,66	10,03	11,56
Il	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,44	5,52	5,14	5,46	4,72	5,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ap	1,01	0,82	0,71	1,10	1,14	0,62	0,92	0,80	0,98	0,62	0,91	1,34	0,99	1,31	1,41	1,01	2,25
Total	97,79	98,02	98,14	97,75	97,49	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	97,45	97,48	97,3	97,93	97,8	97,22

Tabela 7.2 Continuação

DMIT																	
Litotipo	ÁLCALI-BASALTO								BASALTO			LATIB	HAWAIIITO			MUGEARITO	
Amostra	IT-01	IT-02B	IT-02C	IT-07	IT-15B	IT-20	IT-23	IT-25C	IT25A	IT-25B	IT-26	IT-03	IT-09	IT-10A	IT-11	IT-10B	IT-19
Elementos Traço (ppm)																	
Ni	98,00	115,00	90,20	70,70	80,50	107,00	124,00	97,00	47,00	164,00	50,00	120,00	70,70	39,40	79,00	33,20	29,00
Sc	-	-	29,60	30,80	30,50	-	-	-	-	-	-	-	25,90	23,70	-	19,40	-
Rb	57,60	39,10	29,60	34,80	45,60	34,00	18,80	18,40	13,40	15,40	11,80	51,10	41,00	53,80	57,60	67,60	53,80
Ba	953,00	805,00	634,40	790,80	732,20	942,20	420,00	858,00	698,00	608,00	360,00	1554,00	726,20	1069,70	1430,00	1034,20	1554,00
Sr	776,00	855,00	746,60	766,40	641,90	727,00	634,00	755,00	286,40	579,00	257,00	979,00	771,10	926,40	641,90	767,50	1722,00
Nb	48,65	70,48	37,40	51,30	42,60	45,26	26,72	37,53	15,61	20,24	15,02	75,00	47,80	65,60	74,73	74,90	83,60
Hf	4,51	3,36	-	-	-	3,06	2,99	2,76	6,00	3,11	5,45	3,77	-	-	3,32	-	5,89
Zr	125,00	93,00	102,90	113,50	177,20	162,00	142,00	142,00	310,00	143,00	277,00	138,00	134,40	157,80	141,00	218,70	198,00
Y	18,00	15,00	17,60	21,80	25,80	19,70	21,79	18,63	41,89	21,19	41,16	20,00	21,40	23,90	17,00	23,00	22,00
Th	5,40	3,50	6,90	10,30	8,90	2,90	2,30	2,70	1,60	1,80	0,90	4,60	8,20	10,60	4,30	9,40	6,40
U	1,06	0,75	2,50	5,50	4,60	0,80	0,65	0,75	0,38	0,48	0,32	1,18	2,80	3,40	0,85	3,00	1,57
V	332,00	325,00	210,10	224,80	233,00	212,00	340,00	261,00	451,00	313,00	450,00	251,00	212,00	206,10	251,00	155,20	273,00
Zn	89,00	88,00	67,10	70,70	103,60	10,00	48,00	38,00	5,00	36,00	95,00	97,00	89,20	77,60	98,00	55,50	102,00
Co	51,30	50,50	42,20	40,10	38,50	40,70	48,00	44,40	45,30	57,70	44,60	51,30	40,10	30,10	41,70	25,90	32,40
Cu	90,00	84,00	63,40	70,30	50,10	67,00	112,00	73,00	62,00	62,00	62,00	94,00	51,80	42,50	70,00	38,60	40,00
Elementos Terras Raras (ppm)																	
La	39,10	29,70	28,00	36,20	36,70	46,70	41,80	70,80	31,40	27,60	34,40	42,50	42,60	48,20	60,10	63,50	64,60
Ce	80,30	58,60	75,40	128,70	84,40	74,90	62,90	104,70	56,40	47,30	57,70	85,60	64,70	90,10	90,90	118,70	130,80
Nd	50,30	38,60	64,80	44,10	57,90	33,50	34,70	43,00	33,70	23,40	33,80	52,50	68,80	57,90	45,70	55,30	80,60
Sm	8,70	6,20	-	-	-	5,90	7,00	6,80	8,50	5,30	8,00	9,20	-	-	7,50	-	12,40
Eu	2,67	1,99	-	-	-	1,91	2,07	2,10	2,74	1,69	2,68	2,32	-	-	1,24	-	3,54
Gd	7,30	5,88	-	-	-	5,56	6,56	5,85	9,43	5,43	9,11	7,03	-	-	5,44	-	8,43
Dy	5,88	4,47	-	-	-	3,94	4,64	3,99	8,52	4,31	8,19	5,96	-	-	5,30	-	6,51
Er	2,88	2,25	-	-	-	2,05	2,27	2,02	4,91	2,34	4,59	3,00	-	-	2,02	-	3,11
Yb	2,40	1,90	-	-	-	1,80	1,90	1,70	4,20	2,00	4,10	2,10	-	-	2,20	-	2,30
Lu	0,45	0,32	-	-	-	0,27	0,27	0,24	0,59	0,31	0,63	0,44	-	-	-	-	0,36

Fonte: Autoria própria.

O número de magnésio mg# tem sido usado amplamente na literatura como índice evolutivo e, por isso, é também chamado de índice de diferenciação. Os seus valores contribuem para a distinção dos diferentes momentos de colocação de magmas na crosta ao longo do tempo geológico e de suas respectivas fontes.

O índice de diferenciação mg# para os litotipos dos DMIT varia de 0,25 a 0,45 nos álcali-basaltos, 0,36 no latibasalto, 0,15 a 0,25 nos basaltos, 0,30 a 0,37 nos hawaiitos e de 0,27 a 0,31 nos mugearitos (Tabela 7.2). Para os DMIC o mg# varia de 0,25 a 0,32 nos gabros, 0,21 a 0,34 nos gabrodioritos, 0,23 no álcali-gabro, 0,17 a 0,18 no monzogabro e de 0,15 a 0,17 nos sienogabros (Tabela 7.1). Comparando mg# para os litotipos que constituem a área de estudo, verificamos uma diminuição dos valores de mg# dos DMIT para os DMIC.

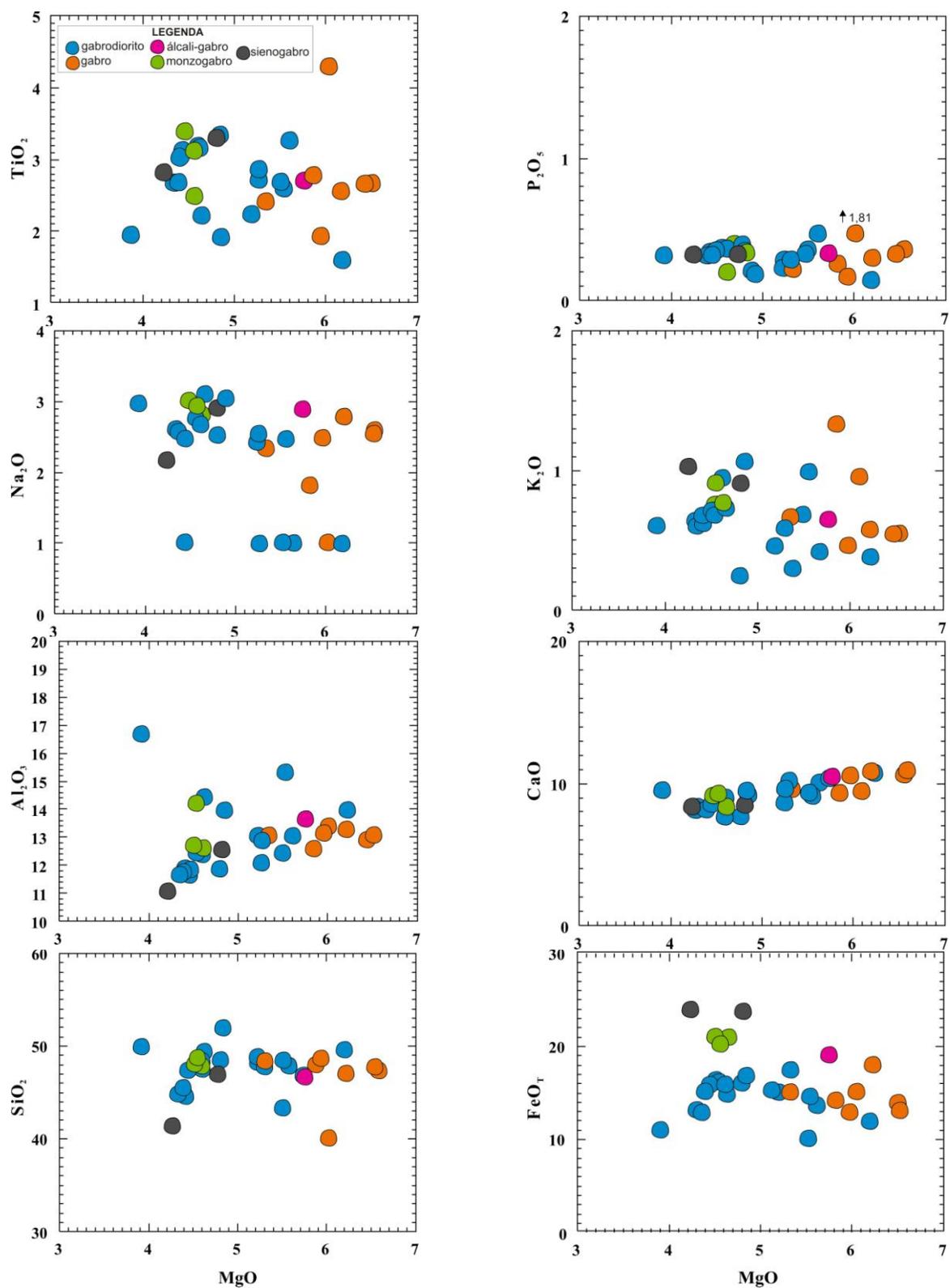
Jacques e Green (1979) apresentaram dados das fases composicionais para magmas basálticos primários, onde verifica-se que nos lherzolitos (40% de olivina, 10Kbar e 1450°C) os valores de mg# variam de 0,74 a 0,95. Logo, comparando os valores de mg# obtidos para os diques máficos da área de estudo com os apresentados pelos autores supracitados, é sugestivo de que as rochas aqui em questão sejam provenientes de magmas basálticos relativamente mais evoluídos, que se diferenciaram ao longo da sua colocação.

A Figura 7.2 apresenta os diagramas de variação dos elementos maiores em função do MgO para os DMIC. Assim como nos DMIT observa-se, em geral, uma boa correlação entre os elementos químicos na maioria dos diagramas, sugerindo que os diferentes litotipos analisados pertençam a uma sequência magmática cogenética.

É possível observar na mesma figura que embora ocorra a diminuição do MgO em função do aumento de SiO₂ para os DMIC, e que isso seja compatível com a evolução magmática e com o fracionamento, a relação inversa entre os referidos óxidos é menos pronunciada que aquela apresentada para os DMIT, sugerindo que os litotipos dos DMIC são pouco diferenciados entre si. Porém, de modo geral, há pouca variação para ambos os grupos. Isso pode significar que houve pouca evolução do magma durante a cristalização dessas rochas.

Para CaO e Al₂O₃ as variações apresentadas para os litotipos são pouco relevantes e seus teores diminuem com o avanço da cristalização. Isso, combinado ao comportamento do Ni, sugere que a evolução do magmatismo foi controlada basicamente pelo fracionamento de olivina, piroxênio e plagioclásio, provavelmente por mecanismos de cristalização fracionada.

Figura 7.2 Diagramas de variação MgO (% em peso) *versus* óxidos de elementos maiores (% em peso) dos DMIC



Fonte: Autoria própria.

Os teores de TiO_2 e P_2O_5 aumentam com a evolução magmática. Para TiO_2 observamos certa dispersão dos pontos, enquanto que para P_2O_5 verificamos que há um discreto aumento nos teores ao longo do fracionamento, embora estes sejam pouco pronunciados e relativamente constantes (0,13-0,45), e de modo geral $< 0,4\%$. Esses teores são opostos àqueles obtidos para os DMIT ($>0,4\%$), confirmando para as rochas desse enxame o caráter toleítico. Em relação a ambos os óxidos, nota-se que a amostra IC-09 apresenta um comportamento discrepante em relação às outras amostras, possivelmente pela presença marcante de apatita, titanita, magnetita e ilmenita na sua composição modal.

A distribuição das amostras para Na_2O , K_2O mostra, apesar da dispersão, o enriquecimento discreto dos mesmos durante a evolução magmática, conforme o esperado para rochas de composição gabroica.

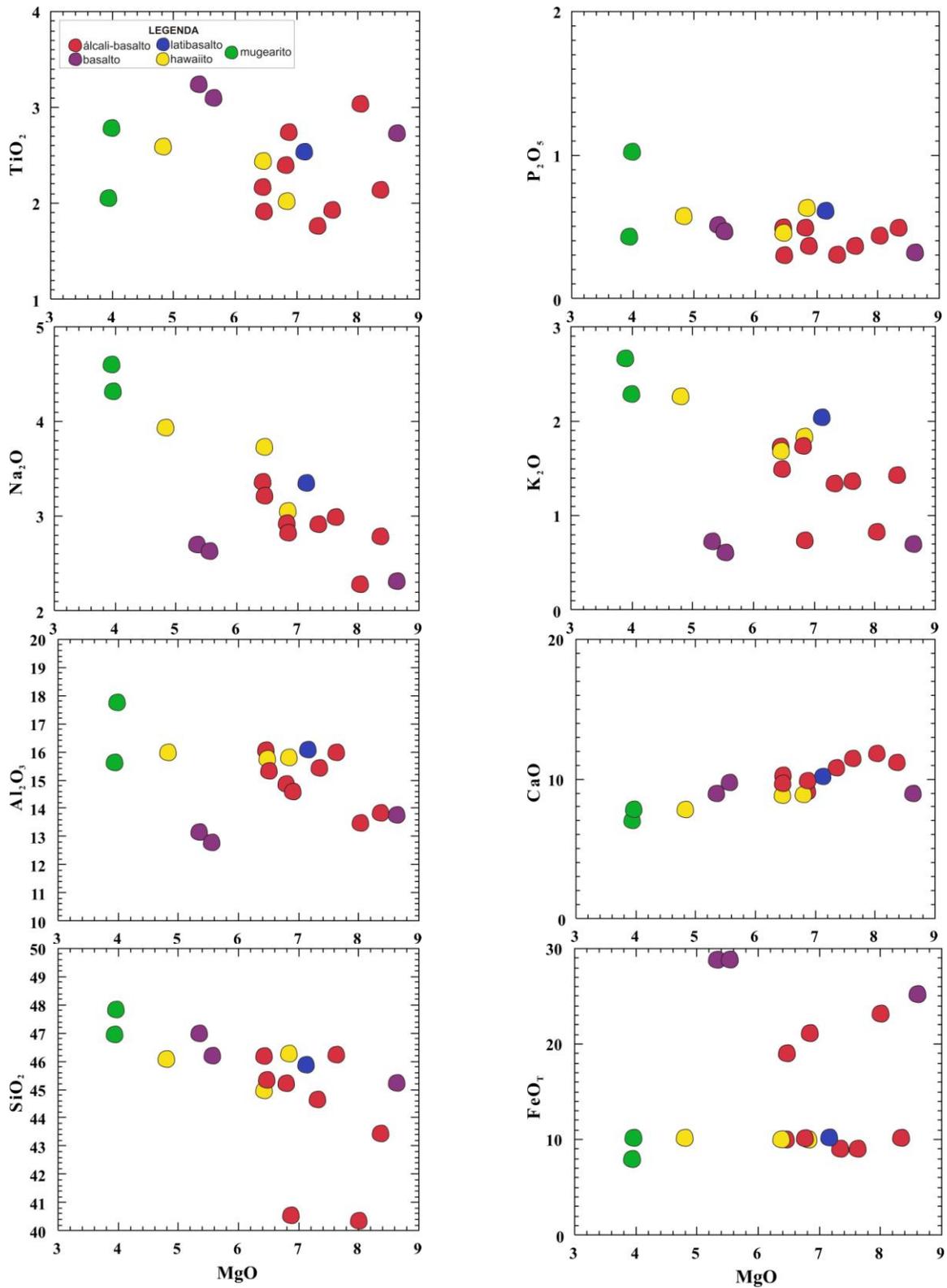
Com relação a FeO_T , observa-se um enriquecimento significativo entre os litotipos, e esse comportamento pode significar o fracionamento de magnetita e ilmenita.

Com o intuito de ilustrar o grau de evolução magmática dos litotipos dos DMIT, utilizamos diagramas de variação envolvendo elementos maiores, com índices que melhor respondem ao comportamento do magmatismo basáltico durante a cristalização.

A Figura 7.3 apresenta os diagramas de variação dos elementos maiores (TiO_2 , Na_2O , Al_2O_3 , SiO_2 , P_2O_5 , K_2O , CaO e FeO_i) em função do MgO , para os DMIT. De maneira geral, observa-se uma boa correlação entre os elementos químicos na maioria dos diagramas, e isso sugere uma sequência magmática cogenética.

Na mesma figura nota-se que com a evolução magmática e com o fracionamento, ou seja, com a diminuição do MgO , ocorre um aumento bastante pronunciado nos teores de sílica para todos os grupos, especialmente nos mugearitos, cujos teores de SiO_2 chegam a 47,77%, ao contrário dos álcali-basaltos que, apesar de apresentarem grande variação para esse óxido, alcança o teor mínimo de 40,29%. Este fracionamento tem como respaldo a presença de fenocristais de olivina na maioria dos litotipos. Com o crescimento da sílica o percentual modal de olivina decresce até o seu desaparecimento, sendo substituída por piroxênio.

Figura 7.3 Diagramas de variação MgO (% em peso) *versus* óxidos de elementos maiores (% em peso) dos DMIT



Fonte: Autoria própria.

Os teores de TiO_2 e P_2O_5 aumentam com a evolução magmática. Esses elementos têm comportamentos similares, embora o TiO_2 apresente alguma dispersão. P_2O_5 tende a apresentar-se com teores pronunciados - chegam a alcançar teores maiores que 1% nos mugearitos e, segundo Floyd e Winchester (1975), quando $\text{P}_2\text{O}_5 > 0,4\%$ é um forte indicador de afinidade alcalina, o que é registrado em quase todas as amostras, exceto para alguns basaltos e álcali-basaltos.

O CaO , de modo geral, apresenta uma diminuição de teor à medida que avança a cristalização e reflete o comportamento de piroxênios e plagioclásios. Percebe-se, particularmente para os álcali-basaltos, que os teores são um pouco mais pronunciados no início do fracionamento ($\text{MgO} = 8,36\%$) e vão diminuindo gradativamente até $\text{MgO} = 6,45\%$, o que poderia ser justificado pela significativa participação de olivina nessa fase inicial. Concomitantemente houve, então, o fracionamento de piroxênio e plagioclásio, o que também pode ser relacionado à diminuição de FeO .

Em contrapartida, Na_2O , K_2O e Al_2O_3 têm seus teores aumentados durante a evolução magmática, o que é esperado para rochas alcalinas de composição basáltica, principalmente em função dos feldspatos. Todos os litotipos apresentam teores significativos nestes óxidos.

7.3.2 Geoquímica da Norma CIPW

Os dados normativos obtidos para as amostras dos DMIC e DMIT (Tabelas 7.1 e 7.2) confirmam as interpretações realizadas a partir dos diagramas de classificação SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (COX et al., 1979) e AFM (IRVINE e BARAGAR, 1971) (Capítulo IV).

As rochas em questão são compostas essencialmente por, clinopiroxênio e plagioclásio, aos quais podem estar associadas pequenas quantidades de olivina, quartzo ou nefelina, e podem ser comparadas à composição simplificada de basaltos e gabros representada pelo “tetraedro basáltico” - sistema Di-Ne-Fo-Q, também chamado de tetraedro Clinopiroxênio-Nefelina-Olivina-Quartzo, de Yoder e Tilley (1962). A consideração desse sistema é relevante para as discussões a respeito dos conteúdos dos elementos maiores e origem dos diques máficos.

De acordo com o tetraedro basáltico, as rochas basálticas podem ser divididas em cinco grupos:

- a) Basaltos toleíticos ou basaltos supersaturados: contém quartzo e hiperstênio normativos.
- b) Hiperstênio basaltos ou toleítos saturados: contém hiperstênio normativo, mas não contém quartzo, nefelina e olivina normativos.
- c) Olivina toleítos ou toleítos insaturados: contém olivina e hiperstênio normativos, e não contém nefelina.
- d) Olivina Basaltos: contém olivina normativa, mas não contém hiperstênio e nefelina normativos. São basaltos insaturados.
- e) Álcali-Basaltos: contém olivina e nefelina normativos. Também são basaltos insaturados.

Podemos, então, considerar as rochas dos grupos (a) e (b) como basaltos subalcalinos que podem ter afinidade toleítica ou cálcioalcalina; as rochas (d) e (e) são essencialmente basaltos alcalinos; enquanto que as rochas do grupo (c) são entendidas como basaltos transicionais.

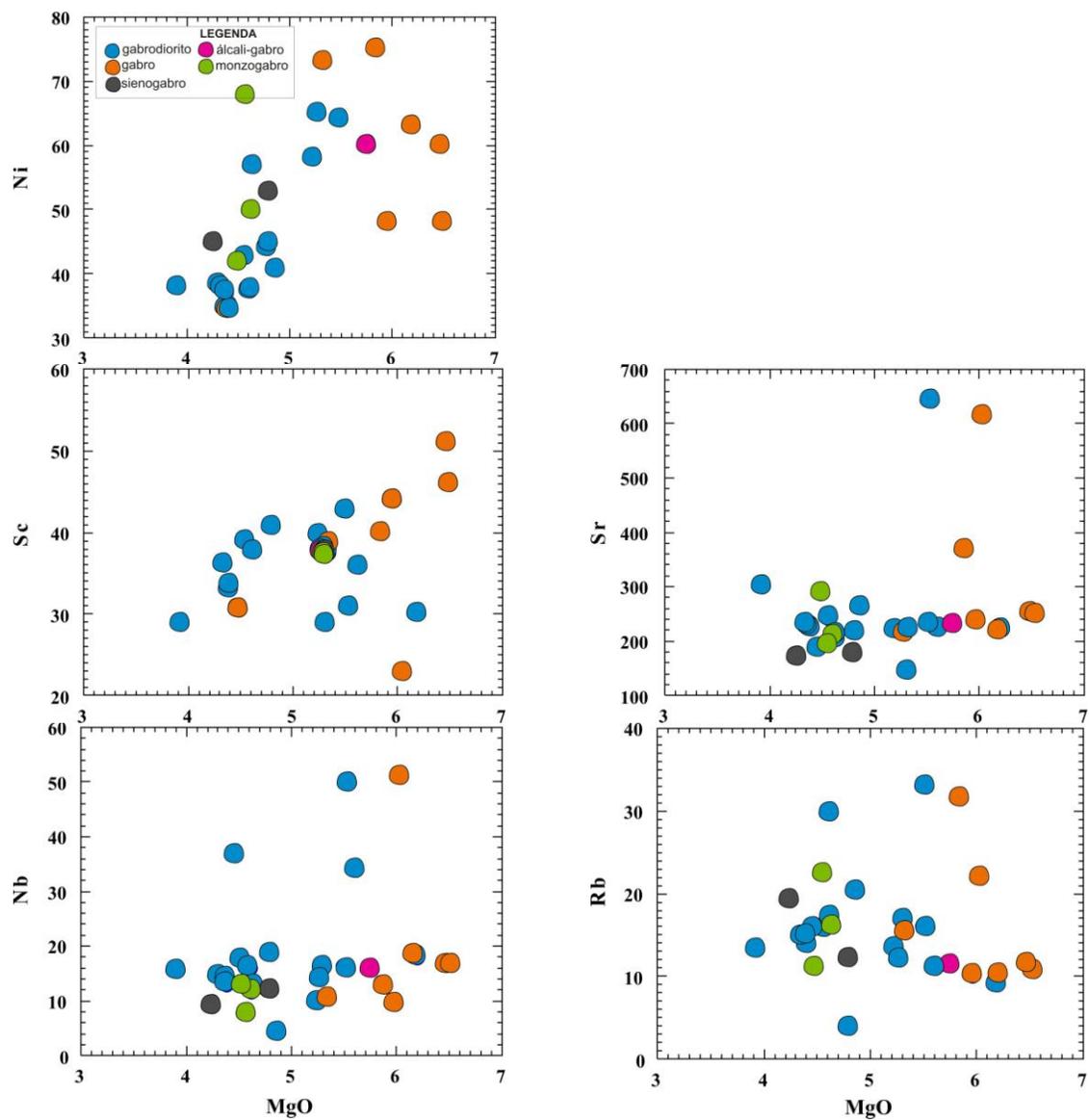
Dessa forma, os DMIC são, sem exceção, classificados composicionalmente como basaltos subalcalinos de afinidade toleítica - grupo (a), já que apresentam quartzo e hiperstênio normativos, sem nefelina ou olivina.

Os DMIT, por sua vez, são predominantemente classificados como basaltos alcalinos - grupo (e), já que apresentam nefelina e olivina normativas, com exceção de 3 amostras: IT-25A e IT-26, que são classificadas como basaltos subalcalinos de afinidade toleítica - grupo (a), pois suas normas se caracterizam pela presença de quartzo e hiperstênio (apesar de, no diagrama SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, os pontos correspondentes plotarem sobre a linha de separação dos campos), e IT-25B, que é classificada como basalto transicional - grupo (c), dada a presença de hiperstênio e olivina normativos.

7.3.3 Geoquímica dos Elementos Traço

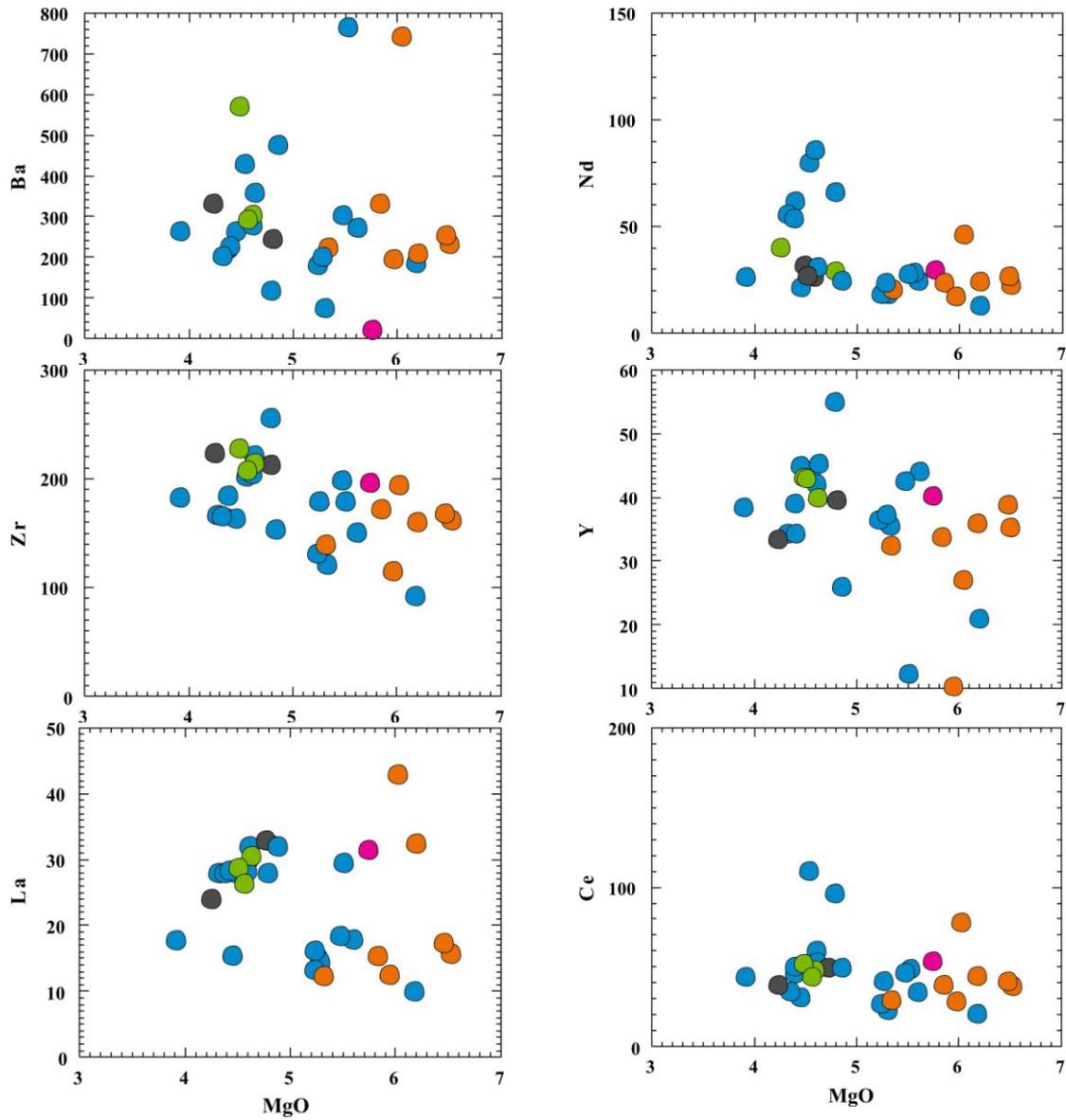
Os diagramas de variação dos elementos traço em função do MgO (%) para os DMIC e DMIT, estão apresentados nas Figuras 7.4 e 7.5 e mostram os seguintes comportamentos:

Figura 7.4 Diagramas de variação MgO *versus* elementos traço dos DMIC



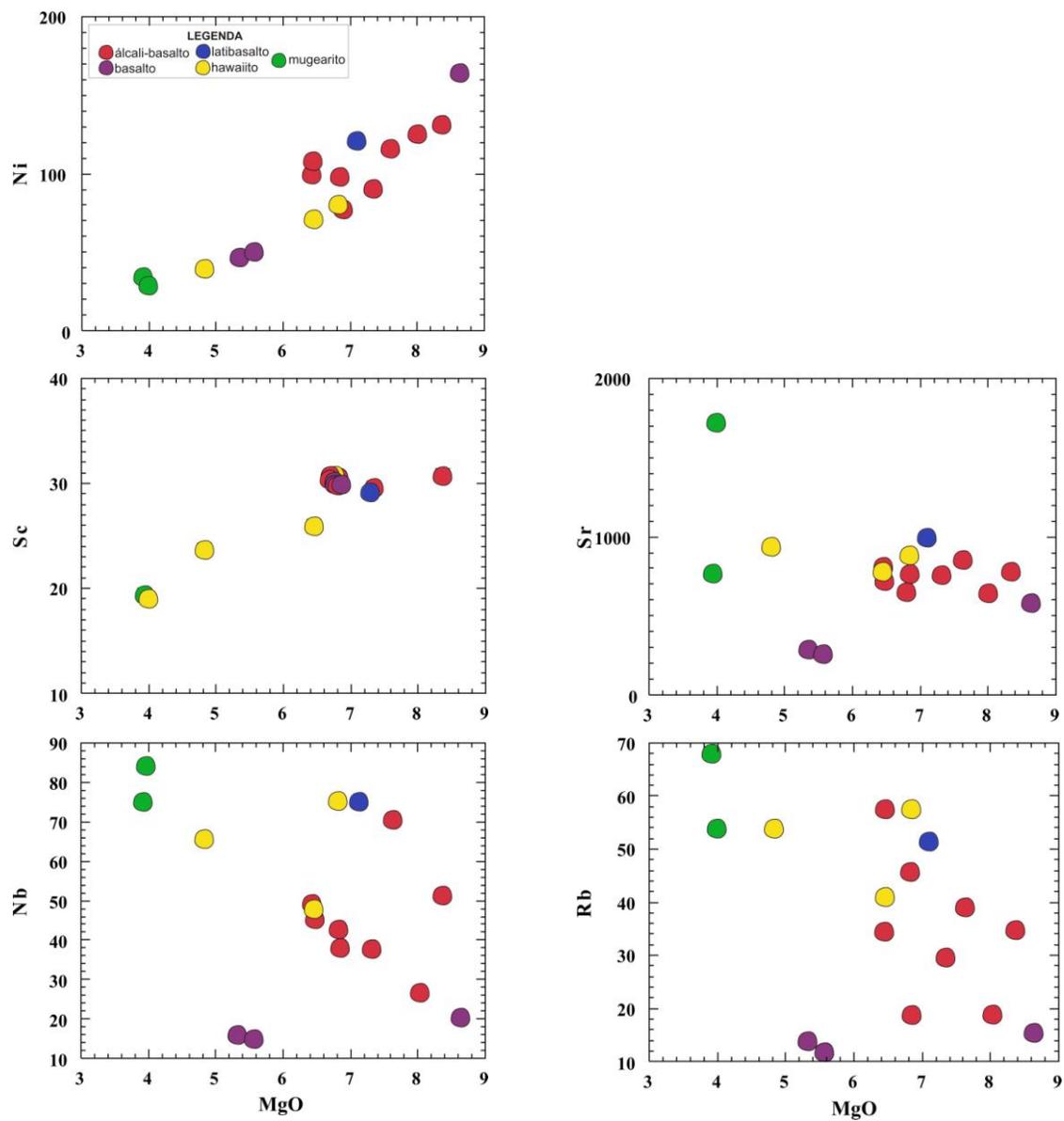
Fonte: Autoria própria.

Figura 7.4 Continuação



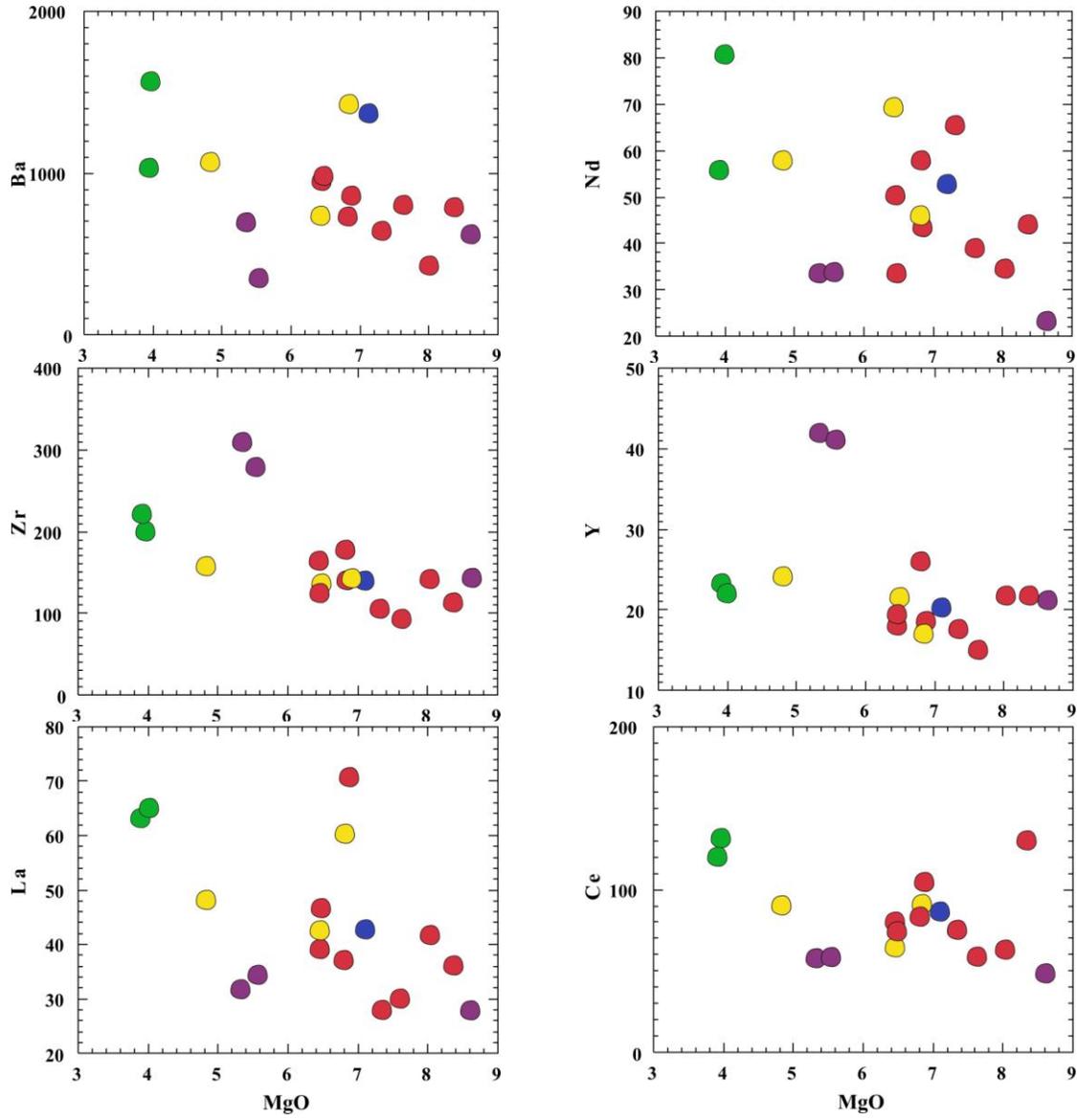
Fonte: Autoria própria.

Figura 7.5 Diagramas de variação MgO *versus* elementos traço dos DMIT



Fonte: Autoria própria.

Figura 7.5 Continuação



Fonte: Autoria própria.

De um modo geral, nos DMIT, à medida que o MgO diminui, o Ni e Sc também diminuem e traduzem o comportamento compatível destes elementos durante a evolução do magma. Todavia, os altos conteúdos de Ni, Co e V apresentados pelos álcali-basaltos, latibasaltos e basaltos refletem uma natureza menos evoluída dentre os cinco grupos de rochas estudadas. A diminuição progressiva do conteúdo de Ni observada em toda a série de rochas sugere o fracionamento da olivina, enquanto a diminuição do Sc aponta para o fracionamento do piroxênio. Entre os DMIC observamos para o Ni uma diminuição dos seus teores com a diminuição do MgO, refletindo o caráter menos diferenciado dos gabros e álcali-gabros, em oposição aos monzo e sienogabros. Os gabrodioritos variam de menos a mais diferenciados.

Para os DMIC e DMIT, os elementos incompatíveis Rb, Ba, Nd, Zr, Y, La e Ce, apresentam aumentos significativos dos seus teores, o que é compatível com a evolução de magmatismo máfico. Isso é comprovado justamente pela sua incompatibilidade, que favorece o aumento gradativo das suas quantidades, indicando concentração no líquido residual.

As concentrações de Nb para DMIT crescem com a diminuição do MgO, e são bastante pronunciadas sobretudo nas amostras de hawaiitos e mugaritos, alcançando 74,73 ppm e 83,60 ppm, respectivamente. Esse comportamento é compatível com a natureza alcalina e anorogênica destas rochas. Em oposição, para os DMIC os teores de Nb são relativamente baixos (de 4,45 ppm a 51,00 ppm, sendo que os valores mais elevados são discrepantes e representam apenas 4 amostras) e refletem a evolução de magmas toleíticos.

O Sr exhibe teores elevados para os DMIT, que aumentam com a evolução do fracionamento magmático, enquanto para os DMIC o mesmo elemento exhibe concentrações mais baixas que tendem a diminuir ao longo da diferenciação magmática. Nota-se, para ambos os grupos, certa dispersão dos pontos analíticos, a qual pode estar associada aos processos de sericitização e saussuritização dos plagioclásios.

De maneira geral, os DMIT são caracterizados por um crescente enriquecimento em LILE (*Large Ion Lithophile Elements*), tais como Rb, Sr e Ba, à medida que a cristalização avança. Isso é sugerido pelo fracionamento de olivina+clinopiroxênio típico dos basaltos alcalinos, que é justificado, inclusive, pela diminuição progressiva nos teores de Ni, Sc e Co (ver Tabela 7.2). Esse enriquecimento em LILE apresentado pelos DMIT pode estar relacionado a um processo de assimilação crustal ou trata-se de um registro da fonte mantélica, que será discutido através de estudos petrogenéticos no Capítulo IX.

Para os DMIC, percebe-se claramente que quando as concentrações de MgO são maiores, os teores de Rb, Ba, Zr, Y e Nb tendem a ser menores. De modo geral os valores são baixos a moderados o que é característico de magmas básicos/intermediários toleíticos de ambientes continentais. Os baixos teores de Ni (35,00 ppm a 75,00 ppm) combinados aos teores de MgO (3,92 ppm a 6,50 ppm) sugerem que o magma que deu origem aos referidos corpos intrusivos foi submetido a processos de fracionamento anteriores, envolvendo provavelmente olivina e piroxênio.

7.3.4 Geoquímica dos Elementos Terras-Raras

A Figura 7.6 apresenta os padrões de distribuição dos elementos terras-raras (ETR) para os DMIT e DMIC, normalizados para o condrito segundo Sun e McDonough (1989). Os dados de ETR para essas rochas são observados na Tabela 7.3.

De um modo geral, os padrões de distribuição dos ETR são semelhantes para DMIT e DMIC, apresentando ETR_l (leves) mediana a fortemente enriquecidos em relação aos ETR_i (intermediários), não ocorrendo variações no enriquecimento dos ETR_p (pesados) (Figuras 7.6A e 7.6B). Os padrões são aproximadamente paralelos entre si, e esse comportamento revela que a fonte geradora pode ser a mesma para os vários litotipos de ambos os grupos. Os DMIT apresentam um espectro discretamente mais enriquecido em ETR_l - $[(La/Sm)_n = 3,67 \pm 1,28]$ - e empobrecido em ETR_p - $[(Sm/Yb)_n = 3,89 \pm 1,14]$. Observa-se padrões fortemente fracionados com valores de $[(La/Yb)_n = 17,41 \pm 10,37]$. Já os DMIC apresentam um espectro menos enriquecido em ETR_l - $[(La/Sm)_n = 2,12 \pm 0,71]$ - e empobrecido em ETR_p - $[(Sm/Yb)_n = 2,16 \pm 0,57]$. Nota-se padrões fortemente fracionados com valores de $[(La/Yb)_n = 4,78 \pm 2,74]$.

Os litotipos dos DMIT apresentam um espectro mais enriquecido em ETR_l e empobrecido em ETR_p (Tabela 7.3). A comparação das razões médias $[(La/Sm)_n]$ permite uma boa distinção entre os grupos, principalmente os hawaiiitos, com as maiores razões (5,01), enquanto álcali-basaltos ($4,20 \pm 1,54$), latibasaltos (2,88), basaltos ($2,75 \pm 0,48$) e mugearito (3,26). A razão $[(Sm/Yb)_n]$ é mais pronunciada nos mugearitos (6,13) e menos destacada nos basaltos ($2,51 \pm 0,44$), além de álcali-basaltos ($4,06 \pm 0,35$), latibasalto (4,97) e hawaiiito (3,87). A razão $[(La/Yb)_n]$ é bastante elevada nos álcali-basaltos ($23,36 \pm 11,64$), seguida pelos mugearitos e hawaiiitos (19,92 e 19,37, respectivamente), intermediária nos latibasaltos (14,35), e muito mais baixa nos basaltos ($7,01 \pm 2,42$).

Os litotipos dos DMIC exibem um espectro não tão enriquecido em ETR_l e mais empobrecido em ETR_p (Tabela 7.3). A comparação das razões médias $[(La/Sm)_n]$ mostra álcali-gabros (2,66) com as maiores razões, seguidos por sienogabros e monzogabros ($2,55 \pm 0,23$ e $2,39 \pm 0,15$, respectivamente), enquanto gabrodioritos ($2,12 \pm 0,80$) e gabros ($2,07 \pm 0,75$) apresentam as menores razões. A razão $[(Sm/Yb)_n]$ é discretamente mais pronunciada nos gabros ($2,27 \pm 0,83$), porém são observados valores aproximados para gabrodioritos ($2,15 \pm 0,55$), monzogabros ($2,05 \pm 0,21$) e sienogabros ($2,04 \pm 0,29$), e discretamente menor nos álcali-gabros (1,93). A razão $[(La/Yb)_n]$ nos álcali-gabros (5,38) é bem próxima dos demais grupos: sienogabros ($5,23 \pm 1,20$), gabros ($4,93 \pm 3,24$), monzogabros ($4,89 \pm 0,45$) e gabrodioritos ($4,83 \pm 3,19$).

As análises realizadas neste tópico permitem comparar o padrão dos ETR das duas regiões que constituem a área de estudo com o do MORB (*Mid-Ocean Ridge Basalt*; SUN e McDONOUGH, 1989) tipos E-(*enriched*) MORB, N-(normal) MORB e OIB (*Ocean Island Basalt*), apresentados na Figura 7.6C. Com base na Tabela 7.4, verificamos que os corpos filonianos em questão possuem valores aproximados para os padrões OIB e E-MORB.

OS DMIC e DMIT praticamente não exibem anomalias negativas de Eu e as razões e Eu/Eu^* variam de 0,57 a 1,00 nos DMIT e de 0,89 a 1,25 nos DMIC (Figura 7.6 e Tabela 7.4). Essas anomalias são fortemente controladas pelos plagioclásios devido à grande compatibilidade desse elemento nesse mineral. Isso significa que os DMIT e DMIC têm sua evolução pouco dependente do fracionamento do plagioclásio, com exceção dos hawaiiitos, que exhibe discreta anomalia negativa de Eu, e sua evolução pode ter sido controlada pelo plagioclásio, ou que este, pelo menos, teve uma participação significativa.

Um baixo enriquecimento LREE/HREE indicado por $[(La/Yb)_n]$, juntamente com as pequenas anomalias de Eu/Eu^* (0,89-1,25), é característico de toleítos continentais, e esse comportamento é refletido pelos DMIC. As razões médias $[(La/Yb)_n]$ apresentadas para os DMIT são de modo geral elevadas, típicas de basaltos alcalinos. Excepcionalmente, os basaltos ($7,01 \pm 2,42$) apresentam razões mais baixas e podem ser justificadas pela afinidade toleítica dessas rochas (amostras IT-25A, IT-25B, IT-26 plotam no campo das rochas toleíticas na Figura 4.3 - Capítulo IV), que podem refletir alguma contribuição litosférica.

Tabela 7.3 Razões médias de (La/Sm)_n, (La/Yb)_n, (Sm/Yb)_n e Eu/Eu* dos DMIC e DMIT, de acordo com Sun e McDonough (1989)

		(La/Sm) _n (leves)	(La/Yb) _n (condrito)	(Sm/Yb) _n (pesados)	(Eu/Eu*) _n
DMIC	Álc.Gabro (n=1)	2,66	5,38	1,93	0,89
	Gabro (n=7)	2,07±0,75	4,93±3,24	2,27±0,83	1,02±0,18
	Gabrodiorito (n=11)	2,12±0,80	4,83±3,19	2,15±0,55	1,16±0,43
	Monzogabro (n=3)	2,39±0,15	4,89±0,45	2,05±0,21	0,93±0,00
	Sienogabro (n=2)	2,55±0,23	5,23±1,20	2,04±0,29	1,25±0,58
DMIT	Álc.Basalto (n=5)	4,20±1,54	23,36±11,64	4,06±0,35	0,94±0,08
	Latibasalto (n=1)	2,88	14,35	4,97	0,85
	Basalto (n=3)	2,75±0,48	7,01±2,42	2,51±0,44	0,77±0,48
	Hawaiito (n=1)	5,01	19,37	3,87	0,57
	Mugearito (n=1)	3,26	19,92	6,13	1,00

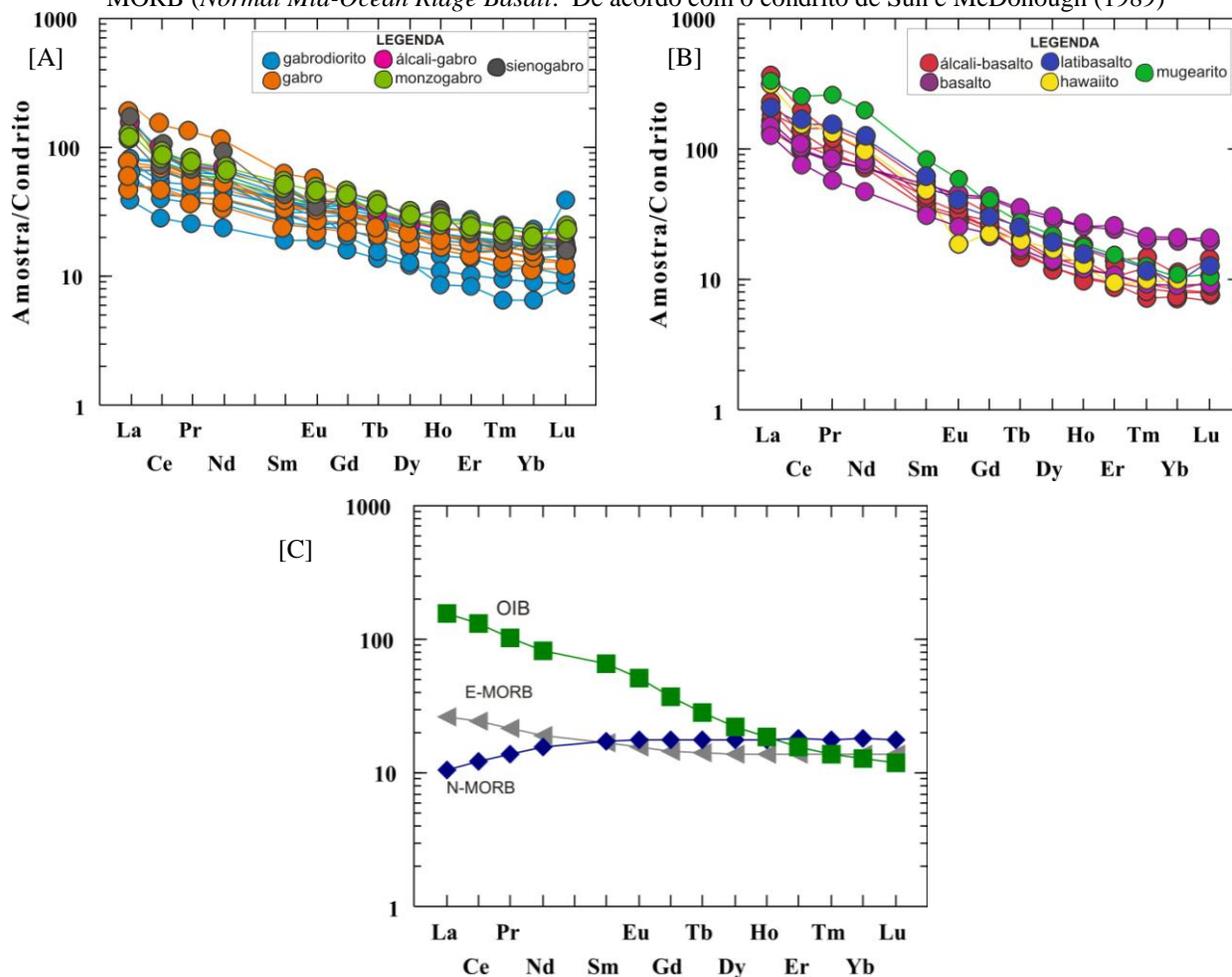
Fonte: Autoria própria.

Tabela 7.4 Razões médias de ETR dos DMIC e DMIT com valores do Manto Primitivo, N-MORB, E-MORB e OIB, de acordo com Sun e McDonough (1989)

Razões	DMIT (n=11)	DMIC (n=24)	Manto Primitivo*	N-MORB*	E-MORB*	OIB*
(La/Sm) _n (leves)	3,67±1,28	2,12±0,71	1,6	0,59	1,51	2,31
(La/Yb) _n (condrito)	17,41±10,37	4,78±2,74	1,47	0,82	2,66	17,13
(Sm/Yb) _n (pesados)	3,89±1,14	2,16±0,57	0,92	0,86	1,10	4,62

Fonte: Autoria própria.

Figura 7.6 (A e B) Detalhe do Padrão de distribuição dos ETR para os diferentes grupos de DMIC e DMIT, respectivamente. (C) Padrões dos OIB (*Ocean Island Basalt*), E-MORB (*Enriched Mid-Ocean Ridge Basalt*) e N-MORB (*Normal Mid-Ocean Ridge Basalt*). De acordo com o condrito de Sun e McDonough (1989)



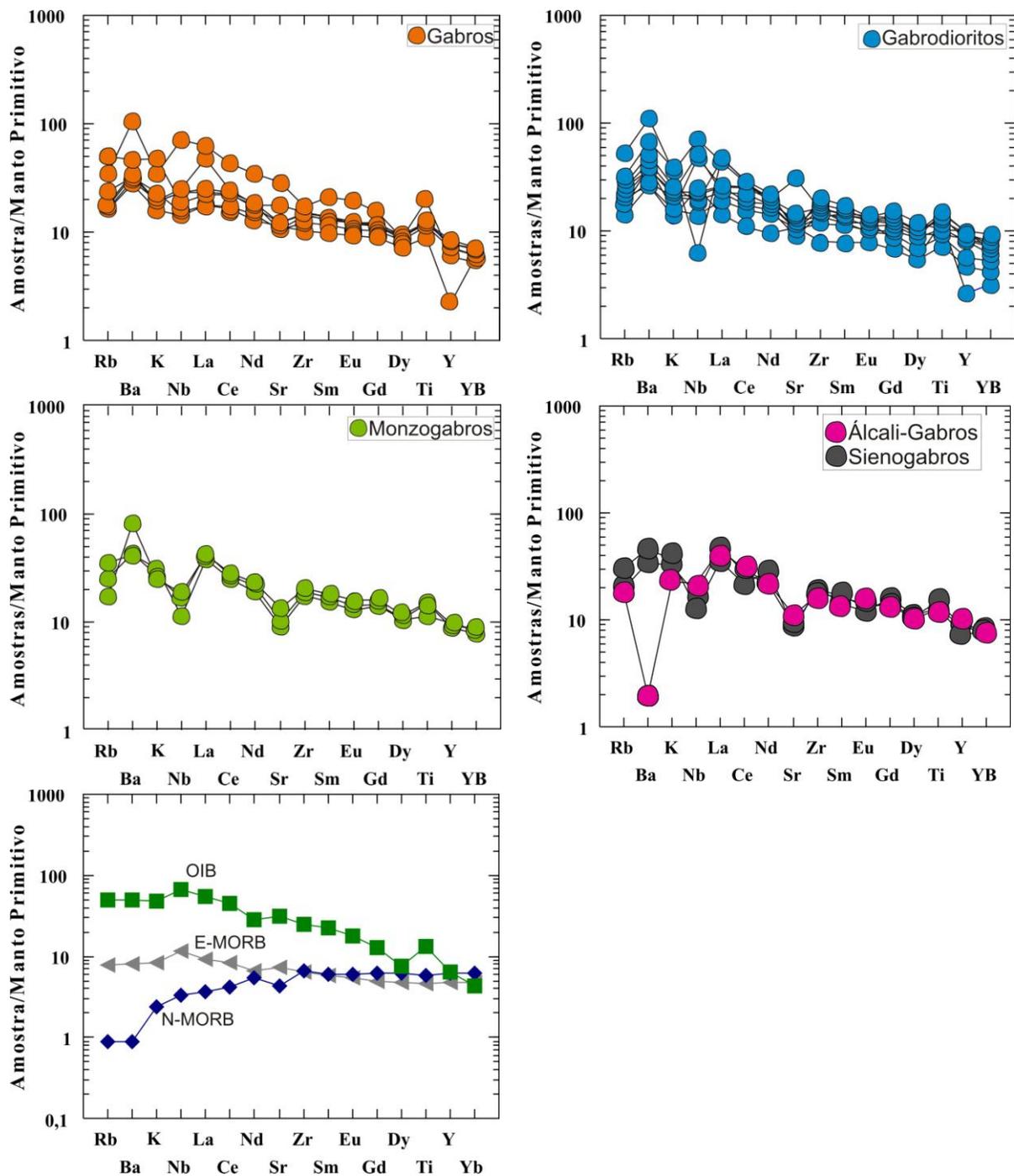
Fonte: Autoria própria.

7.3.5 Geoquímica Multielementar

As Figuras 7.7 e 7.8 mostram os diagramas multielementares ou *spidergrams* dos grupos de DMIC e DMIT normalizados para o manto primitivo (SUN e McDONOUGH, 1989).

Para os DMIC (Figura 7.7), verificamos que os padrões de distribuição dos elementos incompatíveis são, comparativamente, um pouco menores do que os apresentados para os DMIT. Alguns gabros e gabrodioritos são, de forma pouco pronunciada, mais enriquecidos em elementos mais incompatíveis que os demais grupos, enquanto álcali-gabros, monzogabros e sienogabros são menos enriquecidos.

Figura 7.7 Padrão de distribuição multielementar - *spidergram* - para os DMIC e os padrões dos ambientes OIB (*Ocean Island Basalt*), E-MORB (*Enriched Mid-Ocean Ridge Basalt*) e N-MORB (*Normal Mid-Ocean Ridge Basalt*), de acordo com Sun e McDonough (1989)



Fonte: Autoria própria.

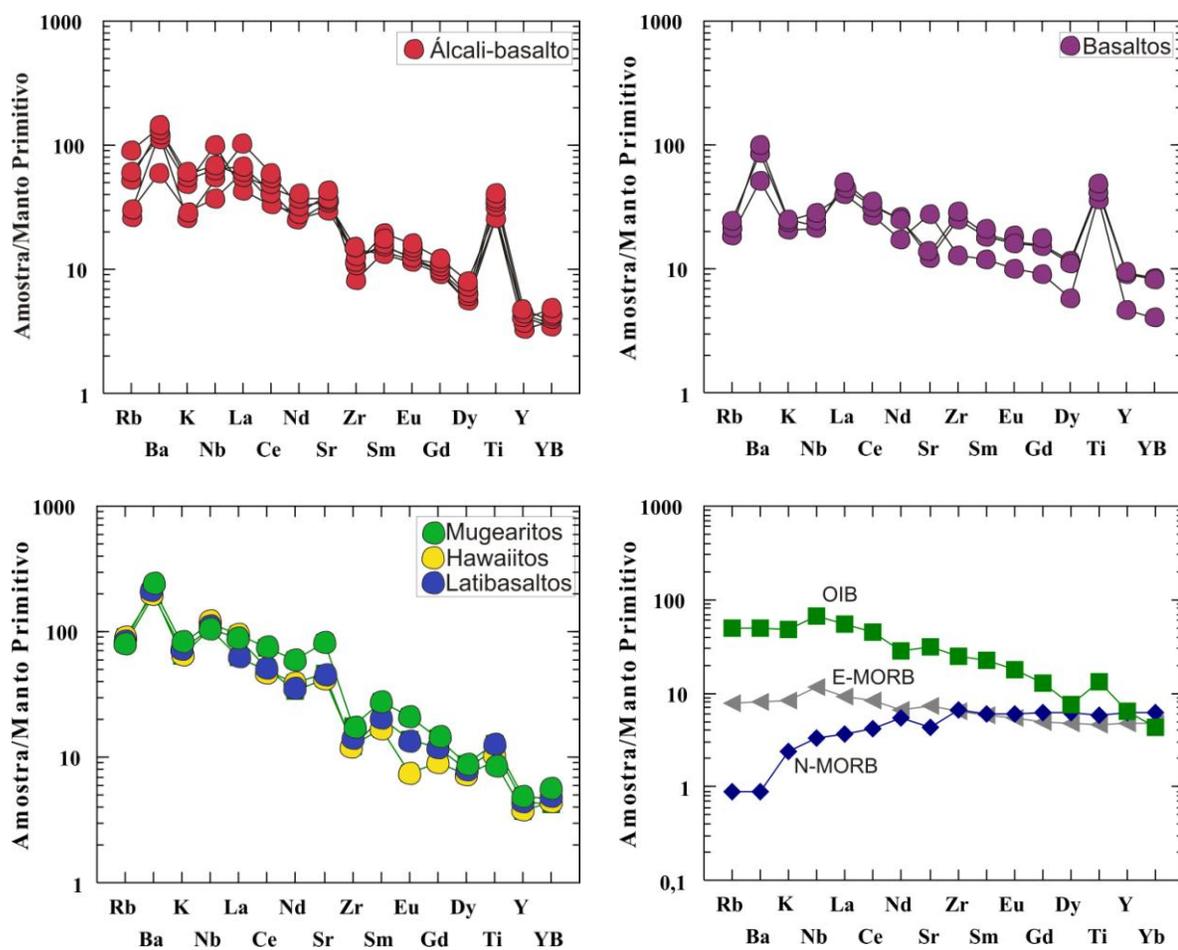
Para os DMIT (Figura 7.8), verificamos que o padrão dos elementos incompatíveis dos basaltos é mais empobrecido que os demais grupos, enquanto latibasaltos, hawaiitos e mugearitos são mais enriquecidos. No entanto, todos eles refletem o mesmo comportamento apresentando, de maneira geral, uma significativa anomalia negativa de Zr (nos basaltos apenas uma amostra, IT-25B), embora seja também observada uma pronunciada anomalia negativa de Eu apenas para os hawaiitos, como já foi explicado, e de Sr para duas amostras de basaltos (IT-25A e IT-26), que de certa forma corrobora o comportamento do Eu no fracionamento do plagioclásio. Anomalias positivas de Ba ocorrem para todos os grupos, além de um discreto enriquecimento em La, exceto nos basaltos. O padrão, para todos os grupos, reflete enriquecimento dos elementos mais incompatíveis e empobrecimento dos elementos menos incompatíveis, e é destacado principalmente para os latibasaltos, hawaiitos e mugearitos.

Como nos grupos da região caracterizada anteriormente, podemos perceber anomalias positivas de Ba e La para os cinco litotipos. Anomalias negativas de Sr são, de modo geral, discretamente registradas para os litotipos desse grupo, porém, para álcali-gabros, monzogabros e sienogabros essas anomalias são um pouco mais pronunciadas e pode significar que nessas rochas o fracionamento de plagioclásio pode ter sido mais pronunciado. DMIC e DMIT tendem a exibir pequenas anomalias negativas de Y (exceto na amostra IC-09, onde a anomalia é mais acentuada), o que sugere a presença de granada na rocha fonte que experimentou fusão parcial.

Na Tabela 7.5 temos as razões médias dos elementos incompatíveis para todos os litotipos que constituem os DMIC e DMIT. Na Tabela 7.6 temos um comparativo das razões médias dos elementos incompatíveis nos diques máficos por região com os padrões do MORB (*Mid-Ocean Ridge Basalt*) dos tipos E-(*enriched*) MORB, N-(*normal*) MORB e OIB (*Ocean Island Basalt*), de acordo com Sun e McDonough (1989). Primeiramente, verificamos que as razões obtidas para os DMIT e DMIC podem apresentar algumas diferenças (como por exemplo Ce/Y e La/Yb, maiores nos DMIT, ou ainda, Zr/La e Zr/Nb, muito mais destacadas nos DMIC mas, de modo geral, o padrões geoquímicos de elementos incompatíveis exibidos pelos referidos grupos são semelhantes. Esse comportamento, bem como os valores apresentados, é compatível com as assinaturas OIB e E-MORB.

O paralelismo registrado entre os DMIT e DMIC sugere a participação de semelhantes fontes geradoras para ambos.

Figura 7.8 Padrão de distribuição multielementar - *spidergram* - para os DMIT e os padrões dos ambientes OIB (*Ocean Island Basalt*), E-MORB (*Enriched Mid-Ocean Ridge Basalt*) e N-MORB (*Normal Mid-Ocean Ridge Basalt*), de acordo com Sun e McDonough (1989)



Fonte: Autoria própria.

Tabela 7.5 Razões médias dos Elementos Incompatíveis (EI) para os diferentes litotipos dos DMIC e DMIT

		Ce/Y	La/Nb	La/Y	Rb/Sr	Zr/La	Zr/Ce	Zr/Nd	Zr/Y	Zr/Sr	Zr/Nb
DMIC	Álc.Gabro (n=1)	1,31	1,98	0,78	0,05	6,27	3,72	6,52	4,88	0,84	12,44
	Gabro (n=7)	1,61±0,86	1,16±0,32	0,77±0,47	0,05±0,02	8,81±2,88	3,89±0,67	6,49±1,07	5,91±2,61	0,56±0,14	9,98±3,11
	Gabrodiorito (n=17)	1,38±0,84	1,66±1,57	0,70±0,51	0,07±0,03	8,23±2,06	4,01±0,90	5,54±2,00	5,10±2,57	0,75±0,23	11,84±6,95
	Monzogabro (n=3)	1,17±0,02	2,34±0,24	0,70±0,05	0,06±0,03	7,56±0,56	4,52±0,10	7,20±0,04	5,29±0,03	0,94±0,13	17,62±0,50
	Sienogabro (n=2)	1,21±0,06	2,65±0,01	0,78±0,07	0,09±0,03	7,91±1,95	5,06±1,07	6,49±1,20	6,08±0,99	1,22±0,10	20,97±5,23
DMIT	Álc.Basalto (n=8)	4,27±1,05	1,00±0,49	2,11±0,75	0,05±0,02	3,35±0,78	1,66±0,48	3,04±1,03	6,68±0,96	0,18±0,06	3,21±1,25
	Latibasalto (n=1)	4,28	0,57	2,13	0,05	3,25	1,61	2,63	6,90	0,14	1,84
	Basalto (n=3)	1,66±0,50	1,89±0,48	0,96±0,30	0,04±0,01	7,70±2,37	4,44±1,28	7,84±1,58	6,96±0,38	0,80±0,48	15,12±7,01
	Hawaiiito (n=2)	4,05±1,19	0,81±0,08	2,51±0,88	0,06±0,01	2,92±0,50	1,79±0,27	2,59±0,58	7,06±1,08	0,17±0,01	2,37±0,46
	Mugearito (n=3)	5,55±0,55	0,81±0,05	2,85±0,12	0,06±0,04	3,25±0,27	1,68±0,23	3,21±1,06	9,25±0,36	0,20±0,12	2,64±0,39

Fonte: Autoria própria.

Tabela 7.6 Razões médias dos Elementos Incompatíveis (EI) para os DMIT e DMIC, e os valores correspondentes de Manto Primitivo, N-MORB, E-MORB e OIB, segundo Sun e McDonough (1989)

Razões	DM Itapé (n=17)	DM Itajú do Colônia (n=30)	Manto Primitivo*	N-MORB*	E-MORB*	OIB*
Ce/Y	3,92±1,44	1,41±0,76	0,39	0,27	0,68	2,76
La/Nb	1,08±0,54	1,72±1,28	0,96	1,07	0,76	0,77
La/Y	2,07±0,84	0,72±0,44	0,15	0,09	0,29	1,28
Rb/Sr	0,05±0,02	0,07±0,03	0,03	0,01	0,03	0,05
Zr/La	4,03±2,02	8,21±2,11	16,3	29,60	11,59	7,57
Zr/Ce	2,17±1,22	4,09±0,83	6,31	9,87	4,87	3,50
Zr/Nd	3,80±2,15	6,04±1,70	8,27	10,14	8,11	7,27
Zr/Y	7,11±1,12	5,37±2,33	2,46	2,64	3,32	9,66
Zr/Sr	0,29±0,30	0,76±0,25	0,53	0,82	0,47	0,42
Zr/Nb	5,02±5,50	12,86±6,59	15,71	31,76	8,80	5,83

Fonte: Autoria própria.

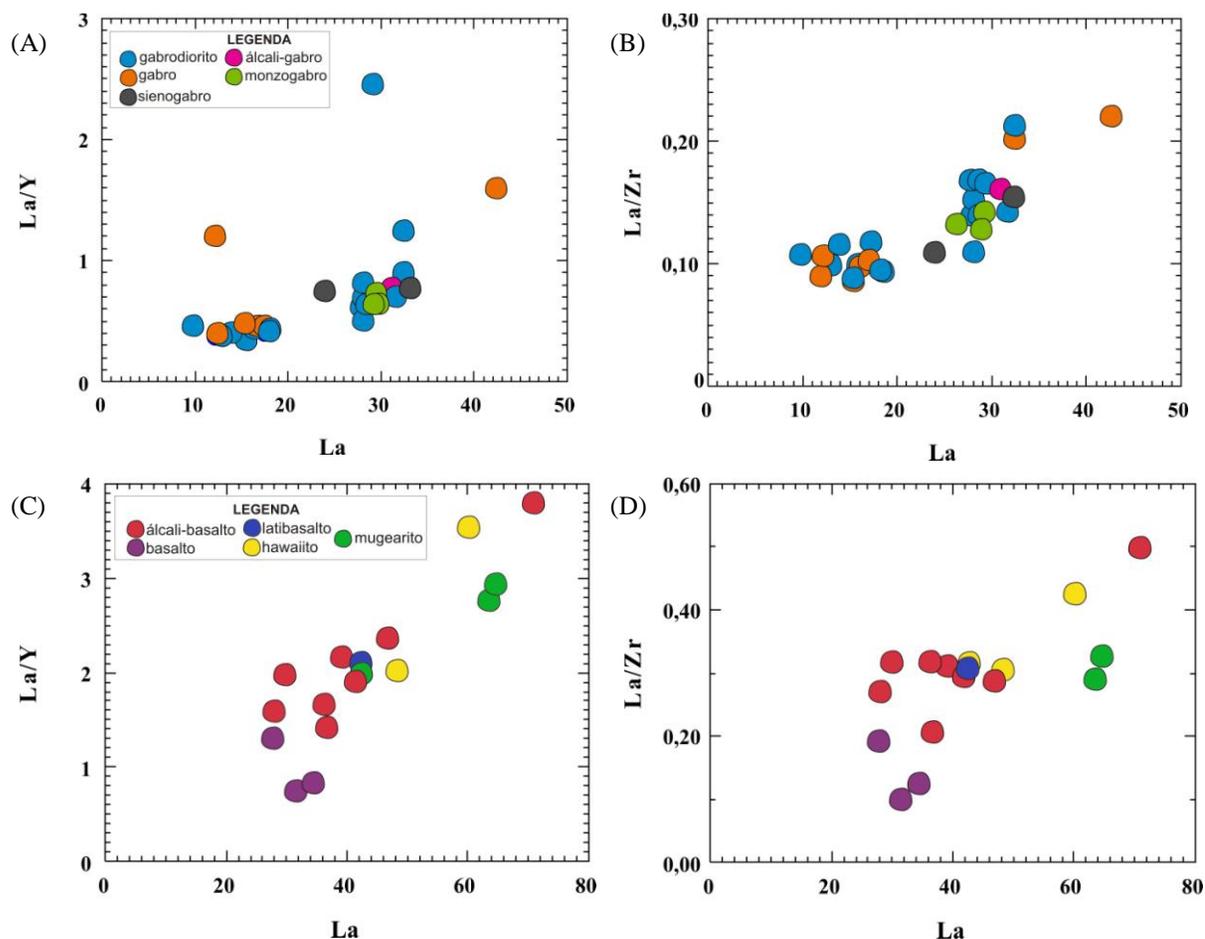
7.3.6 Aplicação dos Elementos Traço Incompatíveis

Estudos realizados por Treuil e Varet (1973), Allègre et al. (1977), Joron e Treuil (1977), Minster et al. (1977), Vieira Jr. (1990 a, b), Condie (1997), destacam, entre outros aspectos, a importância da utilização dos elementos traço incompatíveis, que são caracterizados por apresentar pouco ou nenhum fracionamento durante a cristalização magmática ou fusão parcial, o que pode ser justificado pelos baixos coeficientes de distribuição cristal/líquido. De acordo com esses autores, alguns elementos incompatíveis como o Th, Ta, Nb, Hf, Zr, La e Ce podem ser utilizados como ferramentas para o entendimento das propriedades e dos processos de gênese das rochas e da investigação de heterogeneidade do manto. Dessa maneira, a correlação realizada entre os elementos incompatíveis fornece informações sobre o processo de geração das rochas e possibilita a investigação das características químicas da fonte mantélica.

Num determinado diagrama do tipo A/B *versus* A (sendo A e B incompatíveis), onde A possui D (coeficiente de distribuição global) muito menor que 1 e B apresenta D superior ao de A, será configurada uma reta, que não passa, necessariamente, pela origem, se o processo for fusão parcial. No entanto, caso se configurem retas sub-horizontais (paralelas a abscissa), o processo será de cristalização fracionada. Com base nesses princípios, utilizamos os elementos La correspondente ao elemento com $D \ll 1$, e Y e Zr para aqueles elementos com $D < 1$. Analisando os diagramas La/Y *versus* La e La/Zr *versus* La (Figura 7.9), representativos dos DMIC e DMIT, respectivamente, nota-se que os dados obtidos formam um discreto alinhamento

que não passa pela origem, sugerindo fusão parcial, embora seja notável também uma certa dispersão parcial na distribuição dos pontos, sugerindo, possivelmente, a atuação de processo de cristalização fracionada para ambos. Esses dados estão em concordância com as observações petrográficas e as interpretações geoquímicas obtidas para os corpos máficos em questão.

Figura 7.9 Diagramas tipo A/B versus A, La versus La/Y e La versus La/Zr para os DMIC (A e B) e DMIT (C e D)



Fonte: Autoria própria.

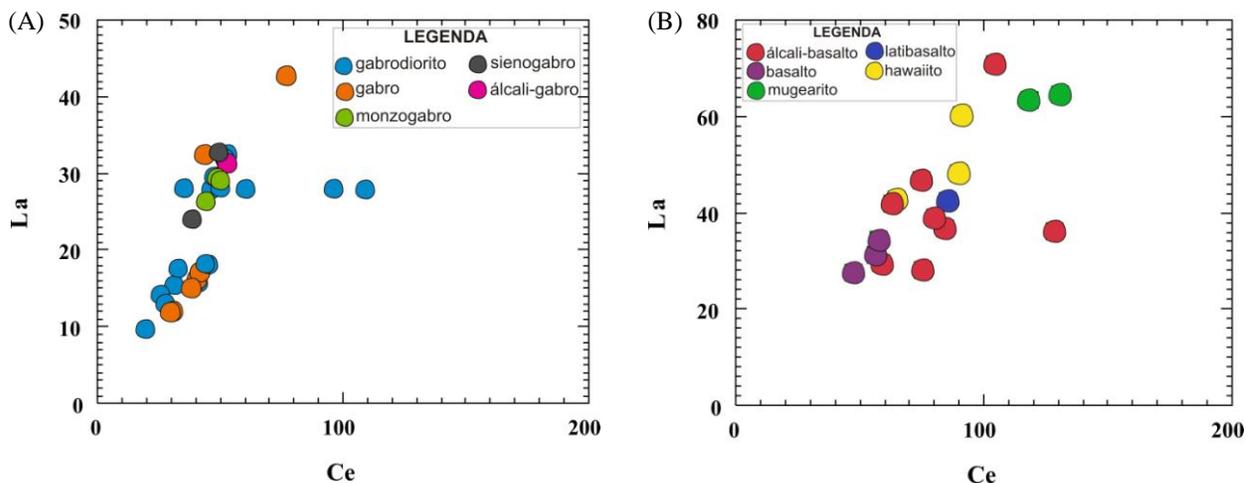
Em contrapartida, se num diagrama do tipo C versus D, onde C e D são elementos incompatíveis (principalmente Th, Ta, Hf, La, Ce) e Zr, se dispuser uma distribuição relativamente homogênea desses elementos, ou seja, a razão C/D permanecer aproximadamente constante para todos os grupos de rochas, essa correlação indica que há homogeneidade desses elementos sem fracionamento no manto e, conseqüentemente, esses grupos de rochas apresentam características da fonte mantélica semelhantes.

Contrariamente, se a distribuição desses elementos se apresentar como diferentes retas para os diversos grupos de rochas será indicativo da existência de fontes quimicamente diferentes dentro de uma complexa heterogeneidade do manto correspondente a diferentes estágios de sua diferenciação e evolução (JORON e TREUIL, 1977; MINSTER et al., 1977).

Os diagramas das Figuras 7.10A e 7.10B mostram a relação entre La e Ce para os diferentes litotipos dos DMIC e DMIT, respectivamente. Para ambos os diagramas podemos observar que não há uma constância na distribuição dos pontos, já que há variações significativas entre os valores de La e Ce, apontando para a possibilidade de estarem envolvidas fontes quimicamente diferentes para os diversos litotipos.

Comparativamente, o comportamento apresentado pelos DMIC e DMIT para as razões La/Ce mostram que, apesar do enriquecimento nos teores de La e Ce exibido pelos DMIT, os dois exames registram um padrão de distribuição com semelhanças nos principais intervalos de concentração das amostras. Os teores de La e Ce *i)* para as amostras dos DMIC estão preferencialmente entre 10-35 e 20-80, respectivamente e *ii)* para as amostras dos DMIT, estão entre 28-48 e 40-100. Esse comportamento demonstra que os exames apresentam, para algumas amostras, razões La/Ce aproximadamente constantes ou pelo menos próximas, sugerindo a participação de fontes quimicamente semelhantes na geração dos mesmos. A amostra IC-09 não se insere no domínio de concentração preferencial das amostras dos DMIC, contudo, os seus teores de La e Ce são fortemente compatíveis com os exibidos preferencialmente pelos DMIT.

Figura 7.10 Diagramas tipo C versus D, La versus Ce para os DMIC (A) e DMIT (B)



Fonte: Autoria própria.

7.3.6.1 Zr versus Elementos Incompatíveis

De acordo com Weaver (1991) as razões Zr versus elementos incompatíveis (EI) são excelentes indicadores de evolução petrogenética, e são de destacada importância na classificação e gênese dos diques máficos. Devido à pouca mobilidade apresentada pela maioria dos elementos incompatíveis, suas correlações (Zr versus EI) apresentam-se pouco variáveis ao longo do processo genético e evolutivo das rochas basálticas e refletem, assim, as características originais das fontes mantélicas.

Na Tabela 7.7 e Figura 7.11 é possível analisar a variação do Zr versus EI para os DMIC, e verificamos que há uma correlação positiva entre Zr e EI, evidenciando desde discretas até as mais pronunciadas discrepâncias entre os diferentes litotipos. Observa-se, por exemplo, significativas variações na razão Zr/Nb, que distingue fortemente alguns gabrodioritos, além dos monzogabros e sienogabros. Dessa forma, presume-se para os DMIC a participação de fontes distintas, sem descartar também a contaminação crustal.

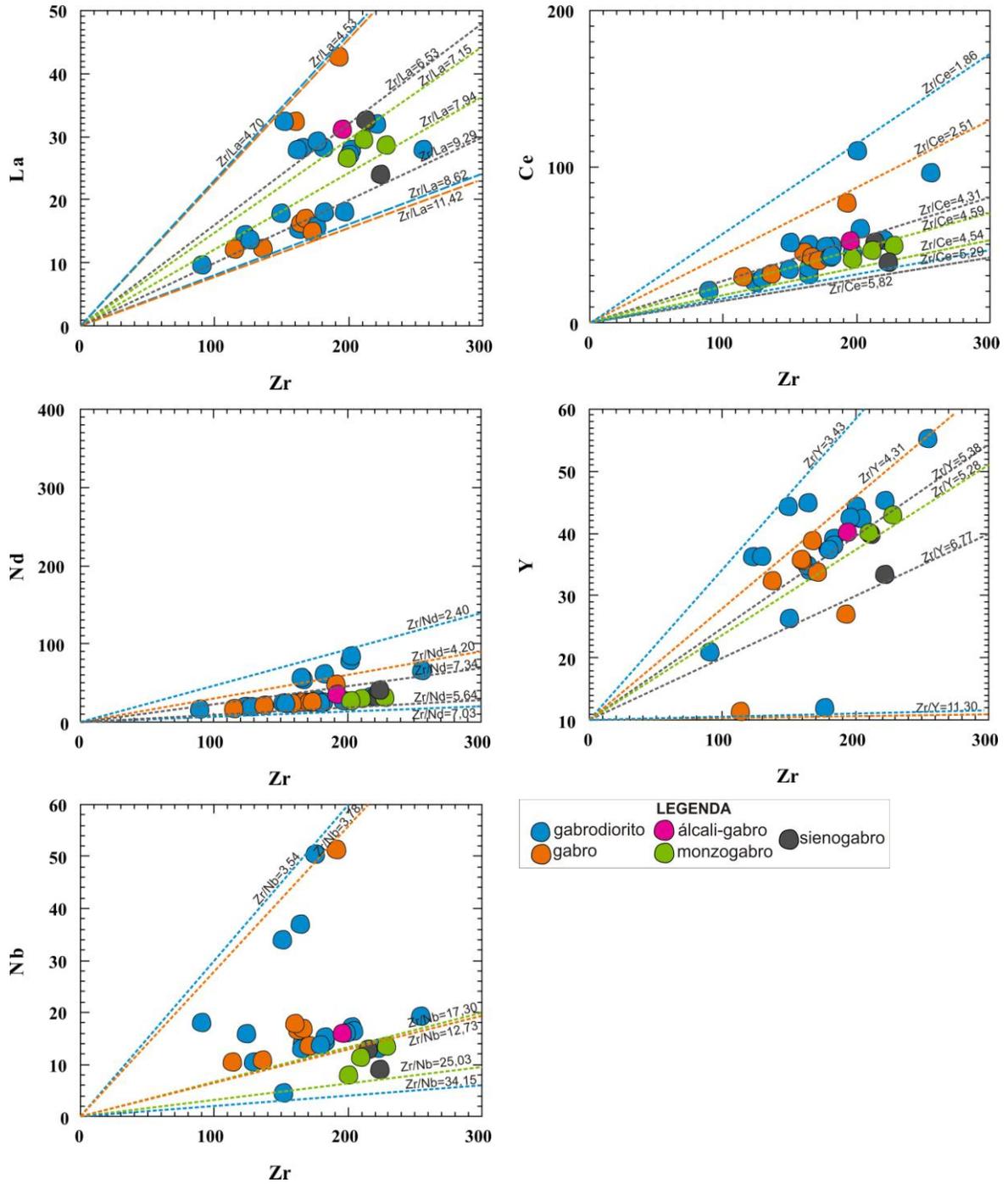
Tabela 7.7 Intervalos das razões Zr/La, Zr/Ce, Zr/Nd, Zr/Y e Zr/Nb para os DMIC

	Álc. Gabro (n=1)	Gabro (n=7)	Gabrodiorito (n=17)	Monzogabro (n=3)	Sienogabro (n=2)
Zr/ La	6,27	4,53-11,42	4,70-8,62	7,15-7,94	6,53-9,29
Zr/ Ce	3,72	2,51-4,51	1,86-5,29	4,54-4,59	4,31-5,82
Zr/ Nd	6,52	4,20-6,70	2,40-7,03	7,17-7,66	5,64-7,34
Zr/ Y	4,88	4,31-11,30	3,43-14,75	5,28-5,31	5,38-6,77
Zr/ Nb	12,44	3,78-12,73	3,54-34,15	17,30-25,03	17,27-24,66
(Zr/Nb)/(Zr/Y)	2,55	1,00-3,01	1,17-5,82	3,25-3,41	3,21-3,64

Fonte: Autoria própria.

A variação do Zr versus EI para os DMIT é mostrada na Tabela 7.8 e Figura 7.12, nas quais observamos uma correlação positiva entre o Zr e os EI e razões Zr/EI discreta a pronunciadamente variáveis para os diferentes grupos de rochas deste enxame. O grupo dos basaltos frequentemente se destaca dos demais grupos, sendo a razão Zr/Nb a que mais chama a atenção por apresentar os valores mais elevados. Tais observações podem indicar cogeneticidade entre os grupos dos DMIT, porém, para os basaltos as evidentes diferenças podem apontar para assimilação crustal, e não necessariamente para heterogeneidade de fontes.

Figura 7.11 Diagramas de correlação C versus D entre Zr (ppm) e elementos traço (ppm) para os DMIC



Fonte: Autoria própria.

Tabela 7.8 Intervalos das razões Zr/La, Zr/Ce, Zr/Nd, Zr/Y e Zr/Nb para os DMIT

	Álc. Basalto (n=8)	Latibasalto (n=1)	Basalto (n=3)	Hawaiiito (n=3)	Mugearito (n=2)
Zr/ La	2,00-3,68	3,25	5,18-9,87	2,35-3,15	3,07-3,43
Zr/ Ce	0,88-1,59	1,61	3,02-4,80	1,55-2,07	1,55-1,83
Zr/ Nd	1,59-4,84	2,62	6,11-8,20	1,95-3,09	2,46-3,94
Zr/ Y	6,20-6,86	6,90	6,53-6,75	6,60-8,29	9,00-9,51
Zr/Nb	1,32-5,31	1,32	7,10-19,86	1,90-2,40	2,40-2,92
(Zr/Nb)/(Zr/Y)	0,21-0,82	0,27	1,05-2,74	0,23-0,45	0,26-0,31

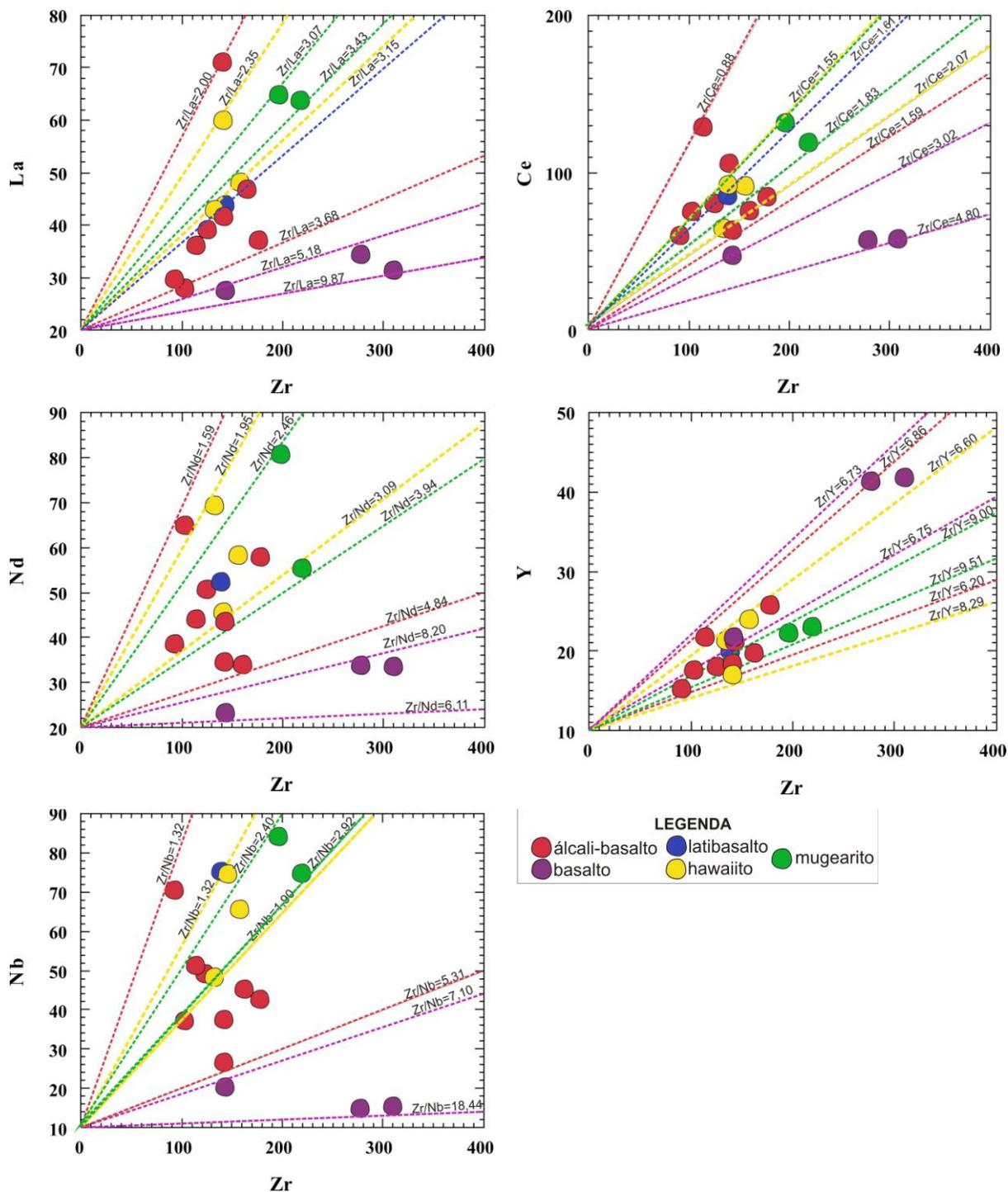
Fonte: Autoria própria.

Na tentativa de tornar a visualização dessas diferenças mais clara, lançamos as amostras dos DMIC e DMIT no diagrama razão-razão entre os elementos Zr, Nb e Y (Figura 7.13), onde a razão Zr/Nb está posicionada no eixo x e a razão Zr/Y está posicionada no eixo y. Segundo Rollinson (1993), esse diagrama permite minimizar os efeitos do fracionamento magmático e nele cada fonte é representada por uma linha de correlação própria.

Para os DMIC os resultados exibidos nos diagramas razão-razão Zr/Nb versus Zr/Y (Figura 7.13A) mostram um *trend* preferencial subparalelo ao eixo x (Zr/Nb) (9,28), com forte enriquecimento na razão Zr/Nb e empobrecimento na razão Zr/Y. Esse comportamento é compatível com basaltos toleíticos. Porém, um fraco e distanciado alinhamento é produzido por apenas duas amostras (1,55), e tal observação pode nos levar a presumir a participação de duas fontes distintas na gênese dos DMIC. Vale destacar que, no diagrama TAS (Figura 4.1 - Capítulo IV) as amostras IC-09 e IC-13 plotam no campo das rochas alcalinas e sobre a linha que separa os campos, respectivamente, além de exibirem valores destacados para a razão Zr/Y, compatíveis com o *trend* exibido pelos DMIT. A hipótese de contaminação crustal não será aqui descartada, pois nas amostras IC-45 e IC-46 as razões Zr/Nb são fortemente anômalas.

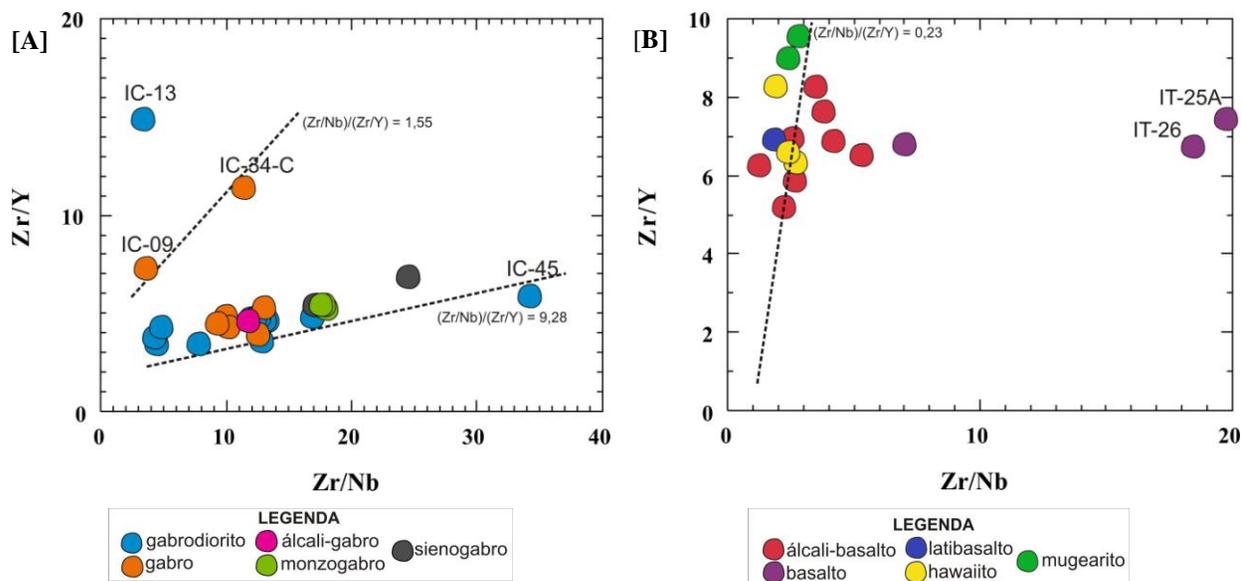
Os resultados exibidos nos diagramas razão-razão Zr/Nb versus Zr/Y para os DMIT (Figura 7.13B) revelam, de modo geral, apenas um *trend* preferencial subparalelo ao eixo y que, apesar da dispersão, é sugestivo de participação de apenas uma fonte. Nota-se o enriquecimento na razão Zr/Y, e empobrecimento na razão Zr/Nb, o que é esperado para diques máficos provenientes de magmas alcalinos. No entanto, as amostras representativas dos basaltos (IT-25A e IT-26) exibem valores anômalos de Zr/Nb, possivelmente por contaminação crustal.

Figura 7.12 Diagramas de correlação C versus D entre Zr (ppm) e elementos traço (ppm) para os DMIT



Fonte: Autoria própria.

Figura 7.13 Diagramas razão-razão Zr/Nb versus Zr/Y para os DMIC (A) e DMIT (B)



Fonte: Autoria própria.

7.3.6.2 Razões entre Elementos Incompatíveis

Razões de elementos com semelhantes incompatibilidades no manto têm sido usadas para caracterizar fontes de magmas através dos tempos. Por isso, diversos autores (e.g. WEAVER, 1991; ROLLINSON, 1993; CONDIE, 1997, 2001; CONDIE et al., 2002; DORAIS et al., 2005, dentre outros) realizaram pesquisas utilizando razões de elementos traço para caracterizar assinaturas mantélicas. As razões Th/Ta versus La/Yb fornecem informações importantes a respeito das fontes e evolução dos magmas e indicam, claramente, a existência de pelo menos três fontes possíveis para a geração de alguns enxames que, no entanto, podem ser explicados apenas por uma única fonte. A razão La/Yb reflete o grau de fusão do manto, enquanto a razão Th/Ta reflete o grau de contaminação crustal (e.g. CONDIE, 2001; DORAIS et al., 2005).

Na Figura 7.14A verificamos que os DMIC possuem valores de Th/Ta baixos a intermediários, próximos aos valores do E-MORB, mas também apontando em direção à crosta superior, exceto pelas amostras IC-09 e IC-13, que se aproximam do OIB. Os valores obtidos para a razão La/Yb dos DMIC são intermediários a baixos e, assumindo que as razões $La/Yb_{(N)}$ dos líquidos gerados são inversamente proporcionais ao grau de fusão parcial de uma fonte, estes sugerem que a fonte foi submetida a grau de fusão elevado. Esse comportamento é compatível com basaltos/gabros toleíticos.

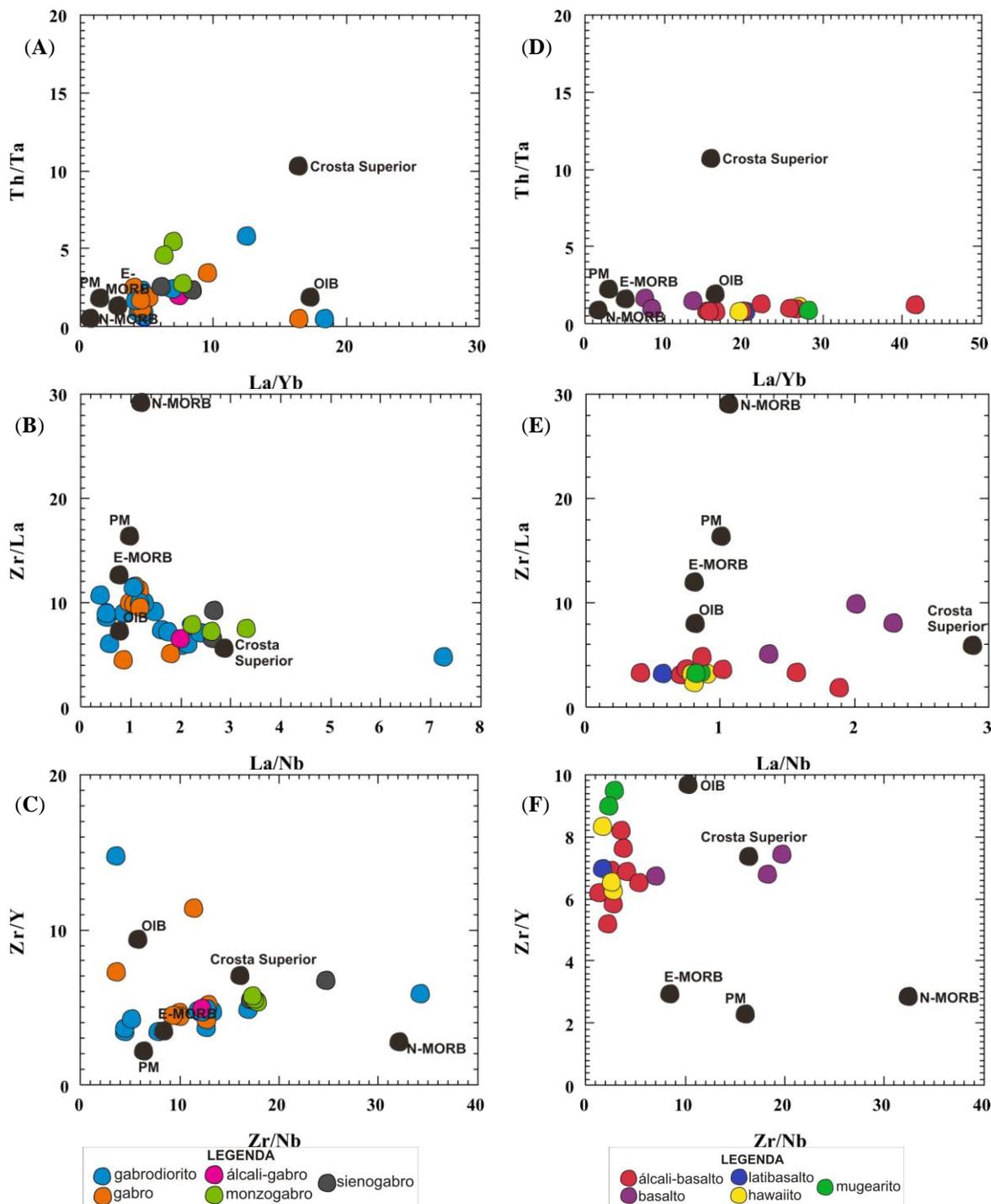
Observa-se na figura 7.14D que os DMIT possuem valores de Th/Ta bastante baixos, sugerindo baixo grau de contaminação crustal, com comportamento geral próximo de OIB, embora o grupo dos basaltos tenha tendência ao E-MORB (principalmente as amostras IT-25A e IT-26). As razões La/Yb de modo geral são elevadas - indicando baixo grau de fusão do manto, típico dos basaltos alcalinos - compatíveis com OIB, com a mesma ressalva utilizada anteriormente e para as referidas amostras.

Frequentemente, as razões La/Nb *versus* Zr/La e Zr/Nb *versus* Zr/Y também são utilizadas para investigar comportamentos magmáticos. Para os DMIT, os diagramas das Figuras 7.14E e 7.14F mostram que as rochas estudadas plotam bastante próximas do padrão OIB, corroborando os resultados apresentados pelas análises de ETR (Figura 7.6B) - à exceção das amostras IT-25A e IT-26, representantes dos basaltos, que tendem a se aproximar dos valores de Crosta Superior. Os diagramas das Figuras 7.14B e 7.14C, para os DMIC, mostram que as rochas estudadas plotam preferencialmente próximas dos valores de E-MORB e Crosta Superior, e por vezes com valores compatíveis com OIB, refletindo de modo geral os resultados apresentados pelos ETR (Figura 7.6A), e reforçando a hipótese de heterogeneidade de fontes.

Uma vez realizada a análise geoquímica de elementos maiores, traço e ETR, podemos discriminar as prováveis fontes mantélicas relacionadas às suítes de Itajú do Colônia e Itapé. O critério utilizado para essa discriminação está baseado na análise de fontes empobrecidas e enriquecidas, relacionado com os valores normalizados da razão de La/Yb_(N) e La/Nb_(N) (Tabelas 7.9 e 7.10) (DUTRA, 2006).

Segundo este critério, verificamos na Tabela 7.9 que para os DMIC os valores apresentados para a razão La/Yb são baixos a medianamente elevados, sugerindo a participação de uma fonte com retenção de granada. As razões La/Nb, do mesmo modo, variam desde muito baixas até medianamente elevadas. Essas características apontam para a hipótese de que o enxame DMIC foi originado a partir da combinação de fonte fértil com fonte enriquecida, configurando heterogeneidade, além de contaminação crustal. As amostras IC-09 e IC-13 exibem as maiores razões La/Yb e as suas razões La/Nb estão entre as menores para os DMIC, o que pode ser justificado pela tendência alcalina das mesmas.

Figura 7.14 Diagramas de razões entre Elementos Incompatíveis Th/Ta versus La/Yb (A), La/Nb versus Zr/La (B) e Zr/Nb versus Zr/Y (C) para os DMIC (A, B e C) e DMIT (D, E e F). Crosta Superior, segundo Condie (1993). E-(enriched) MORB, N-(normal) MORB, OIB (*Ocean Island Basalt*), PM = Manto Primordial, segundo McDonough e Sun (1995)



Fonte: Autoria própria.

Tabela 7.9 Critérios geoquímicos para a discriminação de três tipos fundamentais de fontes geradoras de magmas basálticos para os DMIC. Condrito - Thompson (1982)

DMIC	Litotipos	Amostras	Nb	La	Yb	(La/Yb) _n	(La/Nb) _n
		ÁLCALI-GABRO	IC-36	15,67	31,10	4,10	5,46
	GABRO	IC-09	51,00	42,60	2,60	11,79	0,87
		IC-15	16,60	16,10	3,46	3,35	1,01
		IC-16B	16,50	17,10	3,59	3,43	1,08
		IC-27	10,80	12,10	3,00	2,90	1,17
		IC28B	13,30	15,10	3,00	3,62	1,18
		IC-34C	10,10	12,20	2,85	3,08	1,26
		IC-35	17,80	32,40	3,40	6,86	1,90
		GABRODIORITO	IC-06B	37,00	15,50	3,30	3,38
	IC-08		16,00	14,10	2,90	3,50	0,92
	IC-10A		34,00	17,50	3,60	3,50	0,54
	IC-11		18,00	9,70	2,10	3,32	0,56
	IC-13		50,00	29,30	1,60	13,17	0,61
	IC-26		10,20	13,00	2,99	3,13	1,33
	IC-34B		16,30	18,20	3,96	3,31	1,16
	IC-34D		15,50	17,70	3,63	3,51	1,19
	IC-34E		14,10	15,40	3,52	3,15	1,14
	IC-38		13,18	31,70	4,60	4,96	2,51
	IC-45		4,45	32,40	2,60	8,97	7,58
	MONZOGABRO	IC-40	11,74	29,50	3,90	5,44	2,62
		IC-41	13,21	28,70	4,20	4,92	2,26
		IC-42	7,99	26,40	4,20	4,52	3,44
	SIENOGABRO	IC-39	12,33	32,60	3,80	6,17	2,75
		IC-46	9,08	24,10	3,90	4,45	2,76

Tipo de Fonte	(La/Yb) _n	(La/Nb) _n	Tipo de Manto
Fértil	>1	<1	Astenosférico (pluma)
Enriquecida	>1	>1	Litosférico
Empobrecida	<1	<1	Astenosférico (N-MORB)

Fonte: Aatoria própria.

Tabela 7.10 Critérios geoquímicos para a discriminação de três tipos fundamentais de fontes geradoras de magmas basálticos para os DMIT. Condrito - Thompson (1982). LB - latibasalto, HW - hawaiiito e MG - mugearito

DMIT											
Litotipos	ÁLCALI-BASALTO					LB	BASALTO			HW	MG
Amostras	IT-01	IT-02B	IT-20	IT-23	IT-25C	IT-03	IT-25A	IT-25B	IT-26	IT-11	IT-19
Nb	48,65	70,48	45,26	26,72	37,53	75,00	15,61	20,24	15,02	74,73	83,60
La	39,10	29,70	46,70	41,80	70,80	42,50	31,40	27,60	34,40	60,10	64,60
Yb	2,40	1,90	1,80	1,90	1,70	2,10	4,20	2,00	4,10	2,20	2,30
(La/Yb)n	11,72	11,24	18,67	15,83	29,96	14,56	5,37	9,93	6,04	19,65	20,21
(La/Nb)n	0,85	0,44	1,07	1,63	1,97	0,59	2,10	1,42	2,39	0,84	0,80

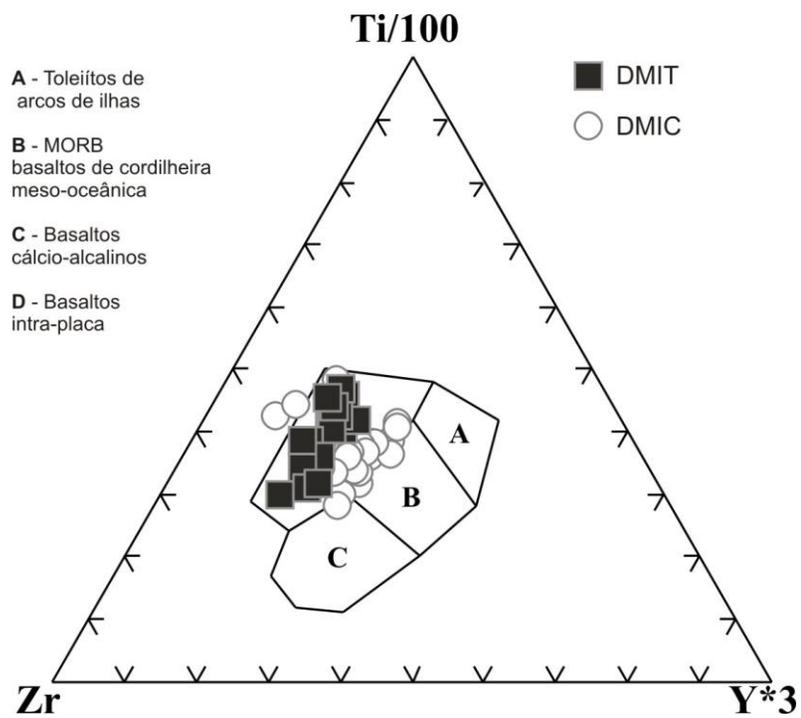
Tipo de Fonte	(La/Yb)n	(La/Nb)n	Tipo de Manto
Fértil	>1	<1	Astenosférico (pluma)
Enriquecida	>1	>1	Litosférico
Empobrecida	<1	<1	Astenosférico (N-MORB)

Fonte: Autoria própria.

Para o enxame DMIT verificamos na Tabela 7.10 que os valores apresentados para a razão La/Yb são bastante elevados, sugerindo uma fonte com retenção de granada como geradora desses diques máficos. Esse fato, combinado aos baixos valores exibidos para a razão La/Nb, aponta para a hipótese de que o enxame DMIT foi originado de fonte fértil (pluma), tendo pequena contribuição de componentes litosféricos, notadamente no grupo dos basaltos, aparentemente sugestiva de discreta contaminação crustal e não, necessariamente, de heterogeneidade. Os principais reflexos desta hipótese são percebidos nas amostras IT-25A e IT-26, com as menores razões La/Yb e as maiores razões La/Nb.

7.4 AMBIÊNCIA TECTÔNICA

O ambiente tectônico proposto para os enxames de DMIC e DMIT a partir da análise geoquímica de rocha total foi definido de acordo com o diagrama ternário (ZrxTi/100xY*3) de Pearce e Cann (1973) (Figura 7.15), segundo o qual todas as amostras plotam no campo D, representativo dos basaltos intraplaca.

Figura 7.15 Diagrama discriminante $ZrTi/100xY^*3$ (PEARCE e CANN, 1973) para os DMIC e DMIT

CAPÍTULO VIII

GEOCRONOLOGIA E GEOLOGIA ISOTÓPICA

8.1 INTRODUÇÃO

O emprego de isótopos radiogênicos é uma ferramenta de fundamental importância quando se trata de determinar idades absolutas das rochas e minerais, além de serem amplamente utilizados como indicadores petrogenéticos para compreensão genética e evolutiva de magmas. Neste capítulo serão abordados dados isotópicos no sentido de delimitar temporalmente os episódios magmáticos (aspectos geocronológicos) pelos métodos Rb-Sr, Sm-Nd e Ar-Ar e, em seguida, delinear as inferências petrogenéticas (aspectos geoquímico-isotópicos) referentes aos diques máficos da área estudada.

8.2 GEOCRONOLOGIA

Neste item serão abordados os aspectos geocronológicos dos DMIC e DMIT, a partir da aplicação dos métodos Rb-Sr, Sm-Nd e Ar-Ar. As tabelas 8.1 e 8.2 trazem os dados analíticos Rb-Sr e Sm-Nd de 11 amostras dos DMIC e 06 amostras dos DMIT, e aquelas selecionadas para as respectivas análises estão em destaque.

8.2.1 Geocronologia dos DMIC

Para a realização da análise geocronológica dos DMIC foram selecionadas 05 amostras (IC-11, IC-15, IC-34B, IC-35 e IC-42), as quais foram submetidas à sistemática dos métodos Rb-Sr e Sm-Nd.

8.2.1.1 Análises Rb-Sr para os DMIC

Para a confecção do diagrama isocrônico da Figura 8.1 foram utilizadas as amostras representativas dos DMIC citadas anteriormente, para as quais obteve-se uma errócrona com idade de 1387 ± 390 Ma (2σ), e uma razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,7023 \pm 0,0011$ e MSWD (*Mean Square of Weighted Deviates*) igual a 6,3. De acordo com esse resultado, o enxame DMIC data do mesoproterozoico, especificamente do Ectasiano (1400 a 1200 Ma).

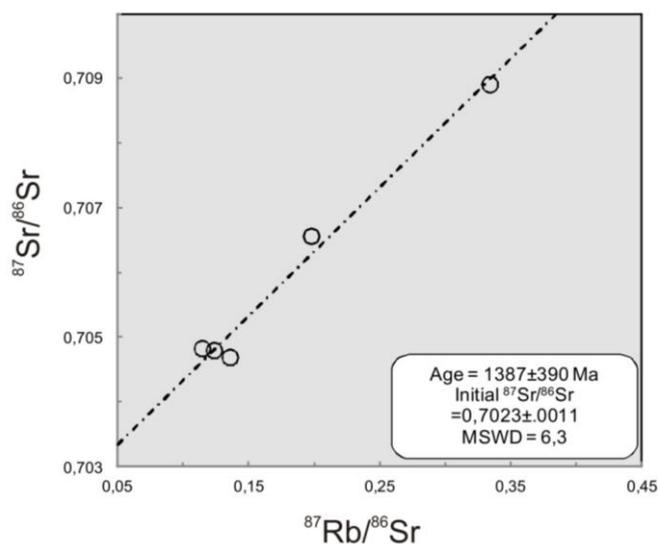
Os valores bastante elevados apresentados pelo erro e pelo MSWD da idade Rb-Sr dos DMIC refletem, provavelmente, distúrbios isotópicos de Rb e/ou Sr nas referidas amostras, possivelmente produzidos pelos processos de alteração hidrotermal e/ou tectônicos.

Tabela 8.1 Dados analíticos Rb-Sr dos DMIC e DMIT. Dados Obtidos por diluição isotópica. Amostras em destaque utilizadas para determinação da idade isocrônica

Amostra	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	erro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro
DMIC						
IC-10	11,00	223,00	0,143	0,011	0,70577	0,00005
IC-11	9,00	226,00	0,115	0,009	0,70483	0,00008
IC-15	11,00	256,00	0,124	0,011	0,70480	0,00006
IC-34B	16,00	234,00	0,198	0,015	0,70656	0,00005
IC-35	10,50	223,00	0,136	0,010	0,70469	0,00006
IC-38	17,20	209,00	0,238	0,017	0,70891	0,00005
IC-39	12,30	185,00	0,192	0,012	0,70904	0,00006
IC-40	16,40	216,00	0,220	0,016	0,70576	0,00007
IC-41	11,00	287,00	0,111	0,011	0,70922	0,00006
IC-42	22,30	193,00	0,334	0,022	0,70890	0,00006
IC-45	20,50	266,00	0,223	0,020	0,70899	0,00008
DMIT						
IT-03	51,10	979,00	0,151	0,049	0,70541	0,00006
IT-19	53,80	1722,00	0,090	0,052	0,70476	0,00003
IT-20	34,00	727,00	0,135	0,033	0,70486	0,00004
IT-23	18,80	634,00	0,086	0,018	0,70426	0,00003
IT-25C	18,40	755,00	0,071	0,018	0,70447	0,00006
IT-26	11,80	257,00	0,133	0,011	0,70507	0,00005

Fonte: Autoria própria.

Figura 8.1 Diagrama isocrônico Rb-Sr representativo dos DMIC



Fonte: Autoria própria.

8.2.1.2 Análises Sm-Nd para os DMIC

As determinações radiométricas por este método para o enxame DMIC não definiram uma idade isocrônica. Contudo, os dados obtidos pelo método Sm-Nd para os DMIC são utilizados neste trabalho para fins petrogenéticos.

8.2.2 Geocronologia dos DMIT

Para a realização da análise geocronológica dos DMIT foram selecionadas 04 amostras (IT-03, IT-19, IT-23 e IT-26), as quais foram submetidas à sistemática dos métodos Rb-Sr, Sm-Nd e Ar-Ar, cujos dados analíticos estão em destaque nas Tabelas 8.1 e 8.2.

Tabela 8.2 Dados analíticos Sm-Nd dos DMIC e DMIT. Dados Obtidos por diluição isotópica. Amostras em destaque utilizadas para determinação da idade isocrônica

Amostra	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	erro	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro
DMIC						
IC-10	6,50	23,80	0,165	0,009	0,511958	0,000004
IC-11	3,50	12,80	0,165	0,009	0,512407	0,000008
IC-15	5,76	22,70	0,153	0,009	0,512479	0,000004
IC-34B	6,91	27,70	0,151	0,008	0,512448	0,000004
IC-35	5,90	24,50	0,146	0,008	0,512488	0,000008
IC-38	7,70	30,20	0,154	0,009	0,512441	0,512441
IC-39	7,50	29,00	0,156	0,009	0,512524	0,512524
IC-40	7,40	29,20	0,153	0,009	0,511698	0,511698
IC-41	8,10	31,80	0,154	0,009	0,512493	0,512493
IC-42	6,70	26,10	0,155	0,009	0,512239	0,000004
IC-45	5,30	24,40	0,131	0,007	0,511873	0,511873
DMIT						
IT-03	9,20	52,50	0,106	0,006	0,512325	0,000004
IT-19	8,10	80,60	0,061	0,003	0,512094	0,000004
IT-20	5,90	33,50	0,106	0,006	0,512030	0,000011
IT-23	7,00	34,70	0,122	0,007	0,512372	0,000004
IT-25C	6,80	43,00	0,096	0,005	0,512344	0,000004
IT-26	8,00	33,80	0,143	0,008	0,512452	0,000003

Fonte: Autoria própria.

8.2.2.1 Análises Rb-Sr para os DMIT

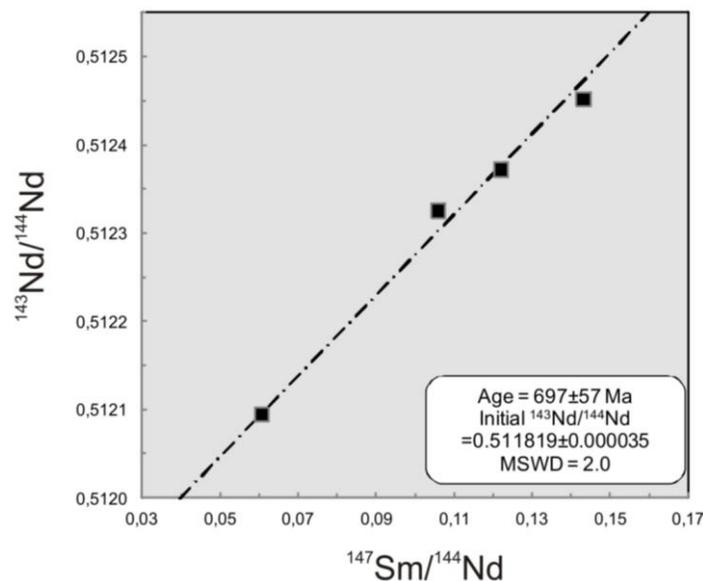
As determinações radiométricas por este método para o enxame DMIT não definiram uma idade isocrônica. Contudo, os dados obtidos pelo método Rb-Sr para os DMIT são utilizados neste trabalho para fins petrogenéticos.

8.2.2.2 Análises Sm-Nd para os DMIT

No diagrama isocrônico da Figura 8.2 obtivemos para o enxame DMIT uma isócrona com idade de 697 ± 57 Ma (1σ), razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ inicial de $0,511819 \pm 0,000035$ e $\text{MSWD} = 2,0$.

Os resultados isotópicos Sm-Nd obtidos para as amostras de rocha total dos DMIT (Tabela 8.2) mostram que os DMIT datam do Neoproterozoico, especificamente do Criogeniano (720-635 Ma), idade fortemente consistente com as idades apresentadas na literatura para diques máficos e outras rochas alcalinas que constituem o sudeste da Bahia.

Figura 8.2 Diagrama isocrônico Sm-Nd representativo dos DMIT



Fonte: Autoria própria.

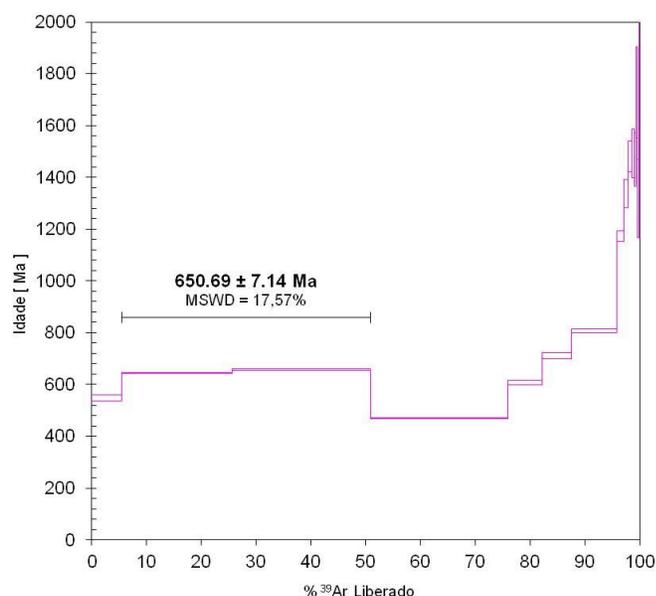
8.2.2.3 Análises Ar-Ar para os DMIT

Este método foi aplicado com o intuito de datar a amostra IT-03, pertencente aos DMIT. Lembrando que a referida amostra corresponde a um latibasilto de granulometria muito fina, o que favorece o aprisionamento do Ar, pelo seu resfriamento rápido. Análises U-Pb em badeleítas seriam uma alternativa mais robusta, no entanto, a granulometria demasiadamente fina apresentada pela amostra dificulta a separação do mineral em questão.

A idade 'pseudo'-plateau obtida é de $650,69 \pm 7,14$ Ma (1.10% erro 1σ) - idade neoproterozoica - do final do Criogeniano/início do Ediacarano. Uma etapa intermediária com idade aparente significativamente mais jovem (c. 470 Ma) é responsável por aproximadamente 25% de ^{39}Ar , sugerindo que a amostra sofreu perda de Ar subsequente (reaquecimento, alteração

mineral ou matriz) à cristalização. Esse segmento antecede um comportamento progressivo de excesso de Ar observado para as etapas de mais alta temperatura (Figura 8.3).

Figura 8.3 Espectro de extração de argônio em rocha total para a amostra IT-03 (DMIT)



O espectro obtido a partir da amostra IT-03 não é conclusivo em indicar uma idade precisa (não obtivemos uma idade plateau) de modo que a hipótese de idades de cristalização mais antigas parcialmente resetadas por influência do evento termal Brasileiro não pode ser descartada. No entanto, devemos ressaltar que a mesma apresenta forte coerência com a idade obtida pelo método Sm-Nd para os DMIT (697 ± 57 Ma) no tópico 8.2.2.2 deste capítulo, e pelo mesmo método em estudos realizados por Lima et al. (1981), de 660 Ma (rocha total), para os diques máficos alcalinos no sul da Bahia.

8.3 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Os isótopos radiogênicos de Sr e Nd têm sido amplamente utilizados como uma ferramenta de grande importância nos estudos geocronológicos das rochas ígneas, mas também são indicadores petrogenéticos úteis no entendimento dos processos de geração de magma e sua evolução. Desse modo, após serem apresentados os dados isotópicos a fim de delimitar temporalmente os episódios magmáticos que deram origem aos DMIC e DMIT, os mesmos serão a partir deste tópico, utilizados para a compreensão dos processos petrogenéticos a estes relacionados. Foram realizadas 11 análises isotópicas para os DMIC e 06 para os DMIT, e os

respectivos dados estão apresentados na Tabela 8.3, com destaque para as amostras que foram utilizadas nas análises geocronológicas.

Tabela 8.3 Razões Rb-Sr e Sm-Nd, razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, e os valores de ϵSr e ϵNd das amostras dos DMIC e DMIT (calculados para as idades de 1387Ma e 697Ma, respectivamente)

Amostra	Rb/Sr	($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _i	Sm/Nd	($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) _i	f _{Sm/Nd}	T _{DePaolo} (Ga)	$\epsilon(\text{Sr})$	$\epsilon(\text{Nd})$
DMIC (T=1387 Ma)								
IC-10	0,04932	0,70293	0,273109	0,50870	-0,16	3,54	0,79	-7,68
IC-11	0,03982	0,70254	0,273438	0,50915	-0,16	2,00	-4,82	1,04
IC-15	0,04297	0,70233	0,253744	0,50946	-0,22	1,42	-7,82	4,55
IC-34B	0,06838	0,70262	0,249458	0,50948	-0,23	1,44	-3,60	4,41
IC-35	0,04709	0,70198	0,240816	0,50962	-0,26	1,24	-12,71	6,11
IC-38	0,08229	0,70418	0,254966	0,50940	-0,22	1,53	18,47	3,68
IC-39	0,06648	0,70522	0,258620	0,50944	-0,20	1,37	33,29	4,91
IC-40	0,07592	0,70139	0,253424	0,50868	-0,22	3,50	-21,22	-10,65
IC-41	0,03832	0,70701	0,254716	0,50946	-0,22	1,40	58,80	4,72
IC-42	0,11554	0,70225	0,256704	0,50918	-0,21	2,10	-8,91	-0,45
IC-45	0,07706	0,70455	0,217213	0,50929	-0,33	2,17	23,78	-3,36
DMIT (T=697 Ma)								
IT-03	0,05220	0,70390	0,175238	0,51127	-0,46	1,02	3,05	1,96
IT-19	0,03124	0,70386	0,100496	0,51149	-0,69	0,95	2,49	1,47
IT-20	0,04676	0,70352	0,176119	0,51098	-0,46	1,43	-2,46	-3,70
IT-23	0,02965	0,70340	0,201729	0,51116	-0,38	1,12	-3,99	1,45
IT-25C	0,02437	0,70377	0,158139	0,51139	-0,51	0,91	1,13	3,25
IT-26	0,04591	0,70375	0,236686	0,51103	-0,27	1,27	0,90	1,13

Fonte: Autoria própria.

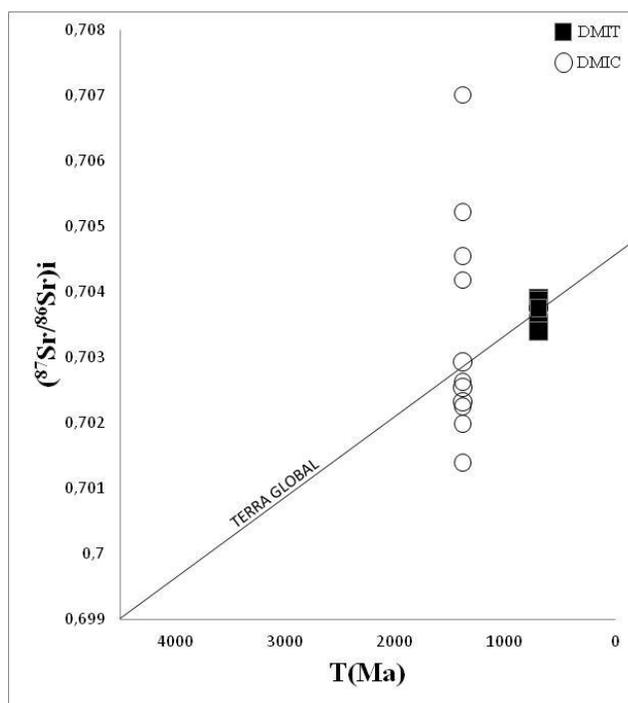
No diagrama que representa a evolução do Sr de acordo com o modelo da Terra Global ou Reservatório Uniforme (Figura 8.4) observamos que os DMIC apresentam um discreto intervalo de (Sr)_i (0,70139 a 0,70701, para t₀=1387 Ma) (Tabela 8.3) o que sugere uma fonte (ou fontes) com enriquecimento pouco variável nas razões Rb/Sr. Verifica-se que as amostras dos DMIC plotam acima (IC-41, IC-39, IC-45, IC-38), sobre (IC-10) e abaixo (IC-11, IC-34B, IC-15, IC-42, IC-35, IC-40) da linha evolutiva da Terra Global, indicando uma mistura de fontes enriquecidas e empobrecidas nas razões Rb/Sr.

Para os DMIT, no diagrama que representa a evolução do Sr de acordo com o modelo da Terra Global (Figura 8.4), podemos verificar que os mesmos apresentam baixo intervalo de (Sr)_i (0,70340 a 0,70390, para t₀=697 Ma) (Tabela 8.3) o que sugere uma fonte (ou fontes) com enriquecimento praticamente invariável nas razões Rb/Sr. As amostras dos DMIT plotam

exatamente sobre, ou muito próximas, da linha evolutiva da Terra Global, sugerindo a participação de fontes com leve enriquecimento e/ou empobrecimento na razão Rb/Sr.

Com relação à evolução do Nd com o tempo ($t_0 = 1387\text{Ma}$) para os DMIC (Figura 8.5), verifica-se variações uniformes das razões (Nd)i (0,50868 - 0,50962), estando todas as amostras deste grupo posicionadas abaixo da linha de evolução da Terra Global. Isto sugere uma fonte empobrecida das razões Sm/Nd. Para os DMIT ($t_0 = 697\text{Ma}$), verifica-se um uma variação mínima para (Nd)i (0,51098 - 0,51149), de modo que todas as amostras destes grupos estão situadas abaixo da linha da Terra Global, apesar de estarem bem próximas da referida linha, principalmente a amostra IT-19, que está plotada sobre a linha. Esses valores sugerem fontes ligeiramente empobrecidas e/ou enriquecidas nas razões Sm/Nd.

Figura 8.4 Diagrama de evolução isotópica do ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)i no tempo geológico para os DMIC e DMIT.
 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{primordial}} = 0,69898$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{atual}} = 0,7045$. (FAURE, 1986)



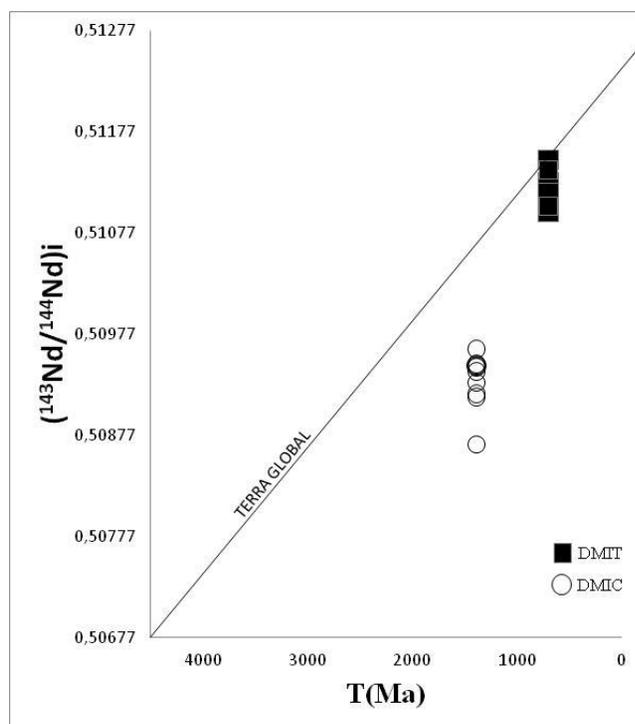
Fonte: Autoria própria.

O diagrama de evolução ϵSr versus ϵNd (Figura 8.6) mostra que os DMIT plotam preferencialmente concentrados entre os quadrantes I e II, muito próximas ou sobre a linha do UR (*Universal Reservoir*), exceto pela amostra IT-20 que, apesar de próxima à referida linha, está posicionada no quadrante III. As amostras dos DMIT plotam, de certa forma, próximas à

linha evolutiva da Terra Global, e suas variações ϵNd (3,25 a -3,70) e ϵSr (-3,99 a 3,05) são discretas.

Os DMIC, por sua vez, no diagrama ϵSr versus ϵNd (Figura 8.6), estão distribuídos em todos os quadrantes, preferencialmente nos quadrantes I e II, acima e não muito distantes da linha evolutiva da Terra Global. As amostras IC-40 e IC-42 plotam no quadrante III, a IC-45 no quadrante IV, e a IC-10 sobre a linha do UR, entre os quadrantes III e IV. As variações ϵNd (-10,65 a 6,11) e ϵSr (-12,61 a 58,80) para os DMIC são mais expressivas.

Figura 8.5 Diagrama de evolução isotópica do $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ no tempo geológico para os DMIC e DMIT. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{primordial}} = 0,50677$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{atual}} = 0,512638$. (FAURE, 1986)

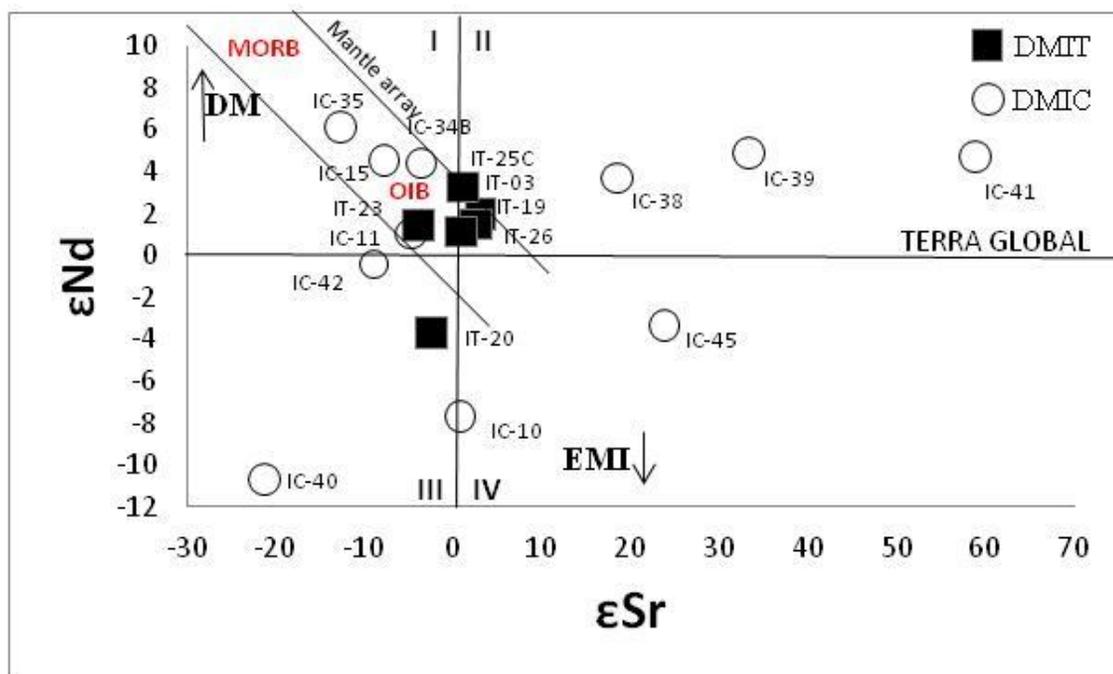


Fonte: Autoria própria.

Os valores de ϵSr versus ϵNd exibidos pelos DMIC e DMIT (Tabela 8.3 e Figura 8.6) indicam que os mesmos derivaram, predominantemente, de uma fonte empobrecida, mas também apontam para a possibilidade de participação de uma fonte enriquecida. Observa-se que todas as amostras de DMIC que situam-se no quadrante I, distribuem-se segundo uma tendência, a partir do MORB, que é compatível com a tendência do *mantle array* ou do fracionamento magmático. As amostras dos DMIT, situadas nos quadrantes I e II, plotam exatamente no domínio do OIB.

O diagrama ϵSr versus ϵNd sugere a possibilidade de interação entre os magmas geradores dos diques em questão com a crosta siálica arqueana-paleoproterozoica durante o processo de colocação dos mesmos. Amostras de ambos os grupos plotam nos quadrantes II e IV, que indicam a atuação de processos de contaminação crustal, e que podem ter modificado o quimismo inicial dessas rochas de maneira variada.

Figura 8.6 Diagrama ϵSr versus ϵNd para os DMIC e DMIT, com valores recalculados para 1387Ma e 697Ma, respectivamente. Os valores de Terra Global atual são $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{atual}} = 0,512638$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{atual}} = 0,7045$. DM = manto empobrecido e EM I = manto enriquecido. (FAURE, 1986). *Mantle array*, MORB e OIB segundo DePaolo e Wasserburg (1979). DM e EM I, segundo Zindler e Hart (1986)



Fonte: Autoria própria.

Sato (1998) postula que, de modo geral, fontes do tipo “*depleted mantle*” posicionam-se no quadrante I, e fontes do tipo crustal situam-se no quadrante IV. Dados relativos ao manto litosférico enriquecido, tipo EM-I, posicionam-se entre os quadrantes III e IV, próximos à origem, enquanto os EM-II, com características isotópicas em Nd e Sr semelhantes às de crosta continental, posicionam-se no quadrante IV. Desse modo, não deve ser descartada a hipótese de envolvimento parcial de manto litosférico enriquecido na geração dos DMIC e DMIT, a julgar preliminarmente pelo posicionamento das amostras IC-10, IC-40, IC-42, IC-45 e IT-20.

CAPÍTULO IX

PETROGÊNESE E INFERÊNCIAS GEOTECTÔNICAS

9.1 INTRODUÇÃO

Estudos petrogenéticos de rochas ígneas envolvem a caracterização das regiões de origem dos magmas, as condições de fusão parcial, e as posteriores alterações de magmas derivados do manto primitivo durante o transporte e armazenamento em câmaras magmáticas na crosta. Segundo Wilson (1989), o mecanismo essencial para geração dos magmas é a fusão parcial de rochas oriundas do manto, da crosta ou da complexa mistura de ambos e que, durante o trajeto de ascensão, os mesmos são submetidos a processos físico-químicos (variação de P, T, fO_2 , cristalização fracionada, mistura de magmas, contaminação) que resultam em modificações parciais ou totais das suas propriedades químicas e físicas originais.

Atualmente, uma maior acurácia de dados geoquímicos, isotópicos e geocronológicos tem possibilitado aos pesquisadores a construção de diversos modelos petrogenéticos para a infinidade de suítes magmáticas existentes. A correta combinação de parâmetros litogeoquímicos, de química mineral e isotópicos possibilita a compreensão quanto aos diferentes tipos de magmas, seus mecanismos evolutivos, bem como sua relação com o ambiente tectônico.

Neste capítulo, o objetivo é investigar os mecanismos que atuaram na gênese e evolução do magmatismo que deu origem aos DMIC e DMIT, integrando-se, por fim, todas as informações obtidas, com o intuito de definir o contexto geotectônico que registra o referido magmatismo.

9.2 PETROGÊNESE DOS DMIC E DMIT

Neste item serão investigados e discutidos os aspectos petrogenéticos relacionados à formação e evolução dos DMIT e DMIC.

9.2.1 Cristalização Fracionada

O magma primário, que possui uma densidade específica, pode conter cristais com densidades distintas e, em condições propícias, poderá possibilitar a segregação desses cristais, seja por acumulação dos mesmos nas porções apicais (por exemplo, feldspato e quartzo), ou por

deposição destes da base da câmara magmática (olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio). Como resultado da separação de determinados componentes minerais, haverá, então, a variação da composição do magma residual.

É pequena a variação litológica observada para os DMIT, que é um grupo totalmente constituído por rochas alcalinas pouco diferenciadas entre si, no qual os valores encontrados para SiO_2 variam de 40,56 a 47,00 e para MgO entre 3,93 e 8,63, ou seja, os DMIT apresentam restrita composição química dos elementos maiores. O mesmo é observado para os DMIC. Este grupo é constituído quase que exclusivamente por rochas toleíticas, também pouco diferenciadas entre si, cujos valores encontrados para SiO_2 variam de 40,00 a 51,68 e para MgO entre 3,92 e 6,50.

Apesar da pouca diferenciação registrada pelos DMIT e DMIC, o processo de cristalização fracionada é qualitativamente evidente nos litotipos que os constituem. O exame petrográfico criterioso realizado nas lâminas delgadas dos litotipos que os constituem, combinado às análises de química mineral, revela evidências do processo: o zoneamento composicional normal registrado por cristais de plagioclásio - os núcleos permanecem cálcicos, enquanto suas bordas assumem uma composição mais sódica. Nos casos das amostras porfíricas, verificamos que, além do zoneamento, tal como explicado acima, os plagioclásios que constituem a matriz também tendem a registrar composições mais ricas em sódio, até mesmo do tipo albita. Ou seja, os cristais de plagioclásio formados não são homogêneos. Suas bordas mantêm o equilíbrio com a fase líquida em evolução, porém os núcleos permanecem cálcicos.

O comportamento geoquímico evidenciado pelos DMIT e DMIC no Capítulo VII, na aplicação dos elementos incompatíveis, também mostra que estes são compatíveis com magmas cuja evolução reflete a atuação do processo de cristalização fracionada, ainda que modesto. Os diagramas binários *La versus La/Y* e *La versus La/Zr* (Figura 7.9 - Capítulo VII) sugerem que o processo de cristalização fracionada atuou durante a formação desses corpos filonianos.

A análise geotermométrica realizada para núcleos e bordas de fenocristais de plagioclásio, segundo os dois termômetros utilizados, revela discretas variações de temperatura, e isso pode indicar, além do resfriamento normal progressivo, um período de cristalização relativamente curto. Esse aspecto pode justificar a hipótese de que a cristalização fracionada não tenha sido um processo preponderante na gênese dessas rochas.

9.2.2 Assimilação Crustal

O efeito da contaminação crustal pode ser analisado através do estudo combinado de isótopos e elementos traço, utilizando diagramas onde as razões iniciais de ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i são comparadas com os valores de 1/Sr (sistemática isotópica das misturas de dois componentes), além de elementos crustais.

O diagrama ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i versus 1/Sr da Figura 9.1, proposto por Briqueu e Lancelot (1979) e Dickin (1995), mostra o comportamento dos DMIC e DMIT para estes parâmetros, em relação a quatro amostras das rochas encaixantes granulíticas do segmento Sul do OISC (amostras ITJ-40B, ITJ-40A, ITC-68, ITJ-36), cujos dados foram obtidos de Cordani e Iyer (1979). A disposição das amostras dos DMIC e DMIT, formando alinhamentos distintos em direção às rochas encaixantes, sugere alguma assimilação crustal pelo magma que deu origem a esses diques. A amostra IT-26 está fora do *trend* exibido pelas outras amostras do enxame DMIT. No entanto, termina por se alinhar com as amostras IC-38, IC-39, IC-41 e IC-45, que também se orientam na direção das outras amostras do enxame DMIC, e esse comportamento corrobora o posicionamento das mesmas no diagrama ϵSr versus ϵNd (Figura 8.6) (exceto IC-45), no quadrante II, indicativo de contaminação crustal.

Apesar do comportamento apresentado pelos DMIC na Figura 9.1, devemos levar em consideração a razão La/Nb apresentada pelos mesmos, já que esta quando registra valores > 1 indica que houve alguma contaminação crustal. As amostras IC-38, IC-39, IC-41 e IC-45 (DMIC), destacadas na interpretação anterior, apresentam para a razão La/Nb valores >1 , e que estão, inclusive, entre as maiores para os DMIC. A amostra IT-26, que acompanha essas amostras no diagrama na Figura 9.1, registra o maior valor para a razão La/Nb entre os DMIT, com 2,39. As amostras IC-42 e IC-45 registram os maiores valores para essa razão, com 3,44 e 7,58, respectivamente, enquanto as demais amostras do enxame DMIC exibem valores menores ou pouco > 1 . O mesmo acontece com outras amostras do enxame DMIT. Os baixos valores para a referida razão sugerem, talvez, uma ínfima assimilação dos componentes crustais, enquanto os maiores valores indicam, possivelmente, maior interação com a crosta. (Tabelas 7.10 e 7.11, Capítulo VII).

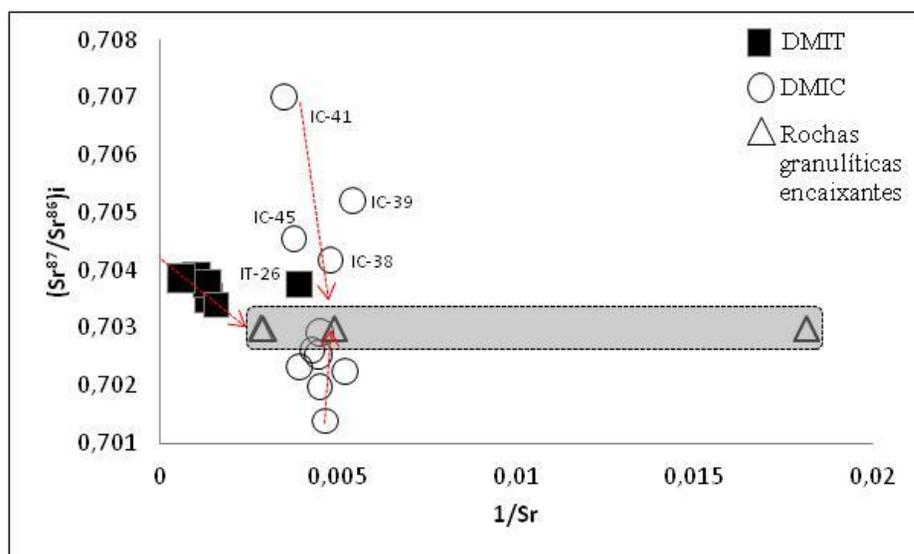
Comparando o exposto acima ao diagrama ϵSr versus ϵNd para os DMIC e DMIT da Figura 8.6, verificamos que quatro amostras dos DMIC (IC-10, IC-40, IC-42 e IC-45) e apenas uma amostra dos DMIT (IT-20) apresentam ϵNd negativo, e isso reforça a hipótese de

assimilação crustal levantada pela configuração exibida no diagrama 9.1, já que a razão ϵ_{Nd} quando negativa indica que houve contribuição dos componentes crustais no magma.

O diagrama ϵ_{Sr} versus ϵ_{Nd} (Figura 9.2) de Barbosa et al. (2003) mostra a discriminação dos segmentos crustais arqueanos que constituem o CSF, na Bahia: BISC - Bloco Itabuna - Salvador -Curaçá, BJ - Bloco Jequié, BS - Bloco Serrinha e BG - Bloco Gavião, com relação às idades modelo Sm-Nd. Ao compararmos este com o diagrama ϵ_{Sr} versus ϵ_{Nd} para os DMIT e DMIC da Figura 8.6, notamos que as amostras IT-20, IC-10, IC-40, IC-42 e IC-45 plotam abaixo da linha da Terra Global e o posicionamento das mesmas é bastante consistente com o domínio representativo das rochas granulíticas do BISC, já que os respectivos pontos estão preferencialmente posicionados no quadrante III, porém adjacentes ao domínio do BISC, com exceção do ponto indicativo da amostra IC-45, que plota no quadrante IV, exatamente dentro do domínio do BISC. Esse comportamento assinala para esses diques diferentes proporções de contaminação crustal.

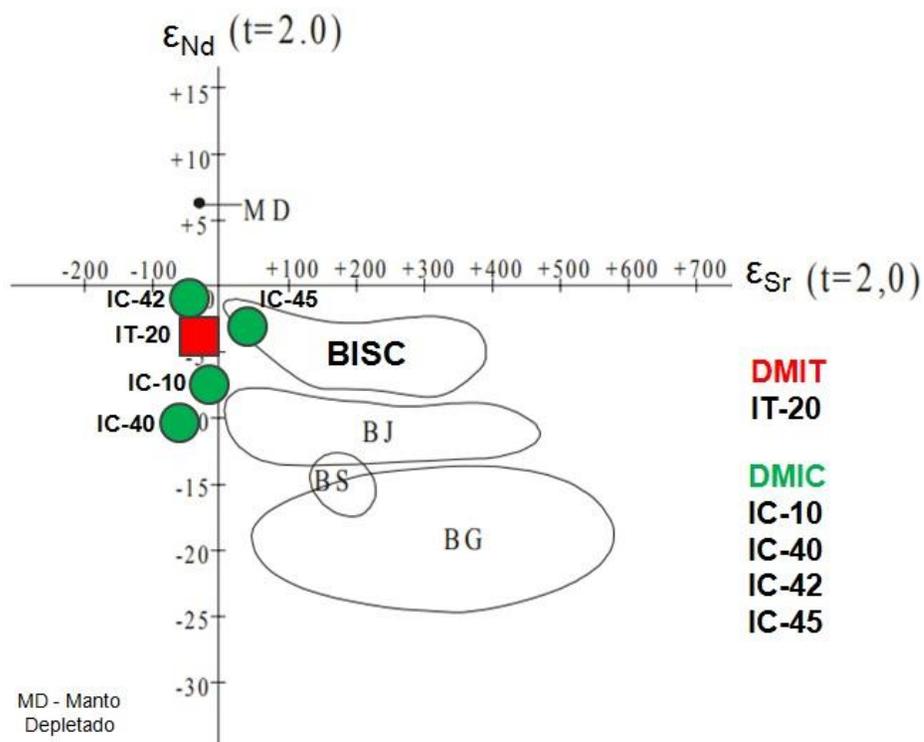
As análises indicam contaminação diferencial para os enxames em questão, já que os processos de contaminação crustal marcaram parcialmente os DMIC e DMIT. Contudo, podemos afirmar que esses processos não foram preponderantes, primeiramente pelos baixos valores da razão La/Nb apresentados pela maior parte dos diques aqui analisados, mas também pelos seguintes aspectos: *i*) o ortopiroxênio não ocorre em todas amostras (e quando está presente raramente ultrapassa 5%), sabendo que magmas diretamente derivados do manto, cristalizam pouco ortopiroxênio, ao contrário de magmas contaminados que exibem, caracteristicamente, abundância deste mineral (LONGHI, 1981) e *ii*) a maior parte dos diques que constituem os dois enxames (sobretudo os DMIT) exibe margens de congelamento que protegem o magma da erosão termal na rocha encaixante dificultando sua contaminação.

Figura 9.1 Diagrama $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ versus $1/\text{Sr}$ para os DMIC e DMIT e rochas encaixantes granulíticas do segmento sul do OISC. Dados das rochas encaixantes granulíticas, segundo Cordani e Iyer (1979). As setas vermelhas indicam os alinhamentos produzidos pelos DMIC e DMIT. Retângulo cinza indica o domínio das rochas encaixantes do BISC



Fonte: Autoria própria.

Figura 9.2 Diagrama ϵ_{Sr} versus ϵ_{Nd} mostrando campos distintos de idade arqueana. BJ (Bloco Jequié), BS (Bloco Serrinha) e BG (Bloco Gavião). Símbolos vermelhos representam os DMIT e símbolos verdes representam DMIC.

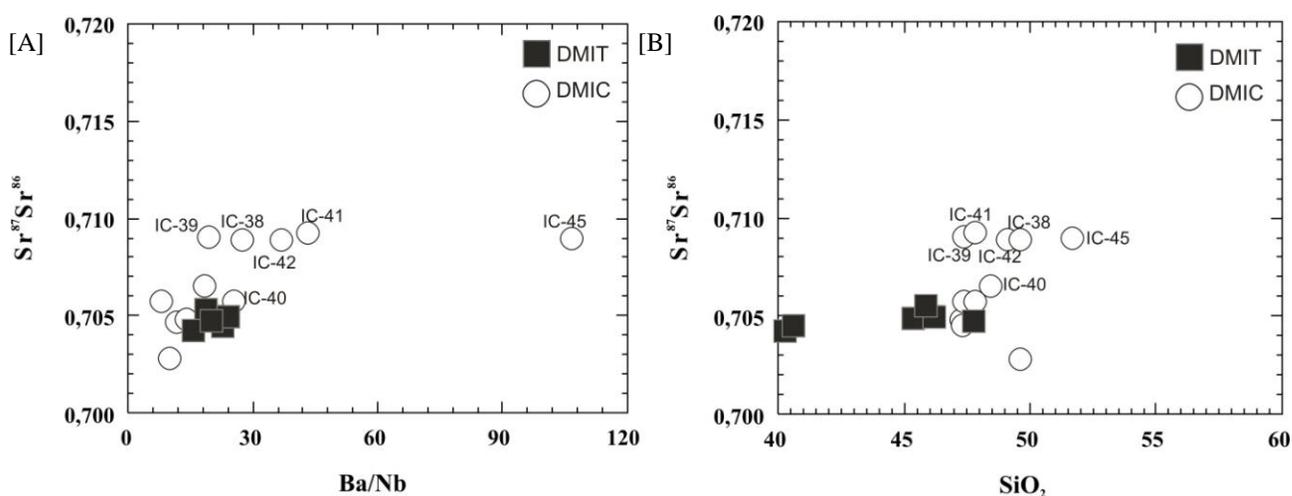


Adaptado de Barbosa et al. (2003).

Os diagramas Ba/Nb *versus* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e SiO_2 *versus* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figuras 9.3A e B) (JALOWITZKI, 2010; ZHANG e GUO, 2016) mostram que o progressivo aumento da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (ainda que mínimo para os DMIT) acompanhado das variações na razão Ba/Nb e das concentrações de SiO_2 aponta para a possibilidade de contaminação crustal dessas rochas durante a ascensão até a superfície.

É possível observar que os DMIT exibem mínima variação nas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e Ba/Nb, enquanto a variação de SiO_2 é mais notável. Esse comportamento sugere que, apesar de se reforçar a hipótese de contaminação crustal para esse enxame, a mesma não foi significativa. Os DMIC, por outro lado, registram pronunciado aumento das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e Ba/Nb, bem como para SiO_2 , sobretudo para as amostras IC-38, IC-39, IC-41, IC-42 e IC-45, confirmando as evidências apresentadas para o referido enxame sobre os efeitos da contaminação crustal.

Figura 9.3 Diagramas mostrando que os DMIC e DMIT foram submetidos a contaminação crustal. (A) Ba/Nb *versus* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. (B) SiO_2 *versus* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$



Fonte: Autoria própria.

Embora as características geoquímicas e isotópicas apresentadas para os DMIC e DMIT apontem para a hipótese de contaminação crustal, não deve ser descartada a possibilidade de participação de manto enriquecido (EM) na gênese desses enxames, uma vez que foi verificada para os mesmos a característica “litosférica”, e levando-se em consideração que o manto superior é heterogêneo.

9.2.3 A Natureza da Fonte

Anderson (1981) determinou duas fontes mantélicas principais como geradoras de magma basáltico: (i) plumas ou *hotspots* = manto enriquecido e (ii) MORB = manto empobrecido. Comparativamente, o manto enriquecido tem como principais características geoquímicas e isotópicas: altas razões Rb/Sr, Rb/K, Nd/Sm, Ba/Nd, Ba/Sr, Nb/Zr, $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, além de elevadas concentrações de H₂O, CO₂, Ti, K, Rb, Sr, Ba, La, Nd, Th e U. Ainda segundo esse autor, o reservatório *hotspots* é o gerador de basaltos continentais (kimberlitos, basaltos alcalinos e toleítos) e que a crosta continental não é a única fonte enriquecida.

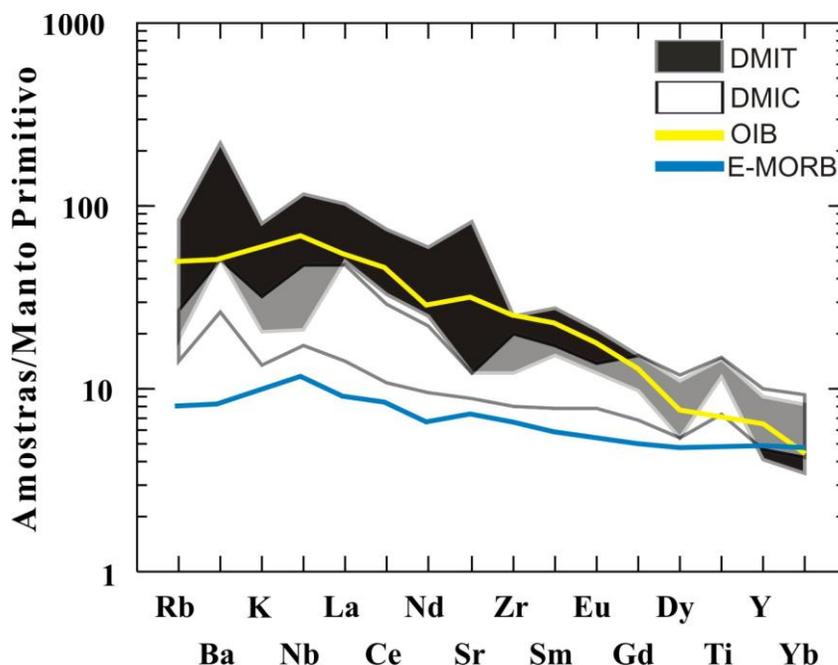
Os basaltos toleíticos tipo MORB diferem dos basaltos do tipo OIB na sua origem: os primeiros são oriundos de fonte empobrecida, e os últimos de fonte enriquecida, de modo que cada um registra as características geoquímicas da sua fonte. No entanto, os basaltos do tipo E-MORB, entendidos como basaltos tipo MORB enriquecidos (em elementos incompatíveis), são originalmente provenientes do manto empobrecido, mas que foram enriquecidos através da contribuição de uma fonte mais profunda que o manto superior empobrecido, provavelmente um *hotspot* ou pluma mantélica, já que foi constatado que esses basaltos têm comportamentos químicos semelhantes aos OIB.

Os diques máficos aqui analisados, tanto os DMIC quanto os DMIT, são de alto titânio (ATi, TiO₂ > 1,5%), com valores que muitas vezes ultrapassam 3%, em especial a amostra IC-09 (DMIC) que chega a alcançar 4,27% (em lâmina delgada esta amostra revela expressivo conteúdo de ilmenita e magnetita).

O mg# dos DMIC encontra-se entre 0,15 e 0,34, tendendo a ser mais elevado no grupo dos gabros e mais baixo nos grupos dos monzogabros e sienogabros (Tabela 7.1 - Capítulo VII). Nos DMIT, o mg# varia entre 0,15 e 0,45, sendo que os maiores valores são apresentados pelo grupo dos álcali-basaltos e os menores pelo grupo dos hawaiitos (Tabela 7.2 - Capítulo VII). Essa discrepância nos valores de mg# entre os litotipos de cada grupo mostra que os mesmos registram diferentes graus de evolução magmática, o que sugere a atuação do processo de cristalização fracionada. Magmas basálticos primários derivados de peridotitos mantélicos apresentariam, normalmente, valores de mg# entre 0,74 e 0,80 (JAQUES e GREEN, 1979).

Com o intuito de obter algumas informações adicionais a cerca do quimismo e da natureza das fontes que originaram os diques dos enxames DMIC e DMIT, foram efetuados os padrões de abundância de elementos menores e traço incompatíveis normalizados ao manto primitivo, comparados aos padrões dos OIB e E-MORB (Figura 9.4). Contudo, as amostras que no diagrama ϵSr versus ϵNd (Figuras 8.6 e 9.2 - Capítulo VIII e IX) plotam abaixo da linha da Terra Global, foram retiradas (IT-20, IC-10, IC-40, IC-42 e IC-45) pelos indícios mais acentuados de contaminação crustal. De modo geral, o enxame mais jovem e de caráter alcalino (DMIT) tende a ser mais enriquecido em elementos litófilos com íons de tamanho grande (LILE - Rb, Ba, K e Sr) e elementos de alta densidade de carga (HFSE - Zr e Nb), enquanto o enxame mais antigo (DMIC) tende a ser mais empobrecido em LILE, Zr e Nb, e ambos tendem a apresentar enriquecimento em Ti. No entanto, em comparação com os padrões OIB e E-MORB, é possível notar que os DMIT têm seu padrão bastante semelhante com a assinatura do tipo OIB, típico de pluma mantélica, enquanto os DMIC exibem um padrão que se aproxima tanto do OIB quanto do E-MORB.

Figura 9.4 Padrão de distribuição multielementar - *spidergram* - para os DMIC e DMIT, e os padrões OIB e E-MORB, de acordo com Sun e McDonough (1989). A porção cinza corresponde ao efeito de transparência do domínio dos DMIC sobrepondo o domínio dos DMIT



Os enxames DMIC e DMIT exibem padrões semelhantes de elementos incompatíveis, apenas com algumas características peculiares, como por exemplo, a anomalia positiva de Sr para os DMIT e negativa do mesmo elemento para os DMIC, sugerindo que o fracionamento de plagioclásio foi mais significativo no enxame DMIC.

Os DMIC e DMIT apresentam elevados conteúdos de Nd em relação ao Sm, corroborando a predominância das baixas razões Sm/Nd para ambos os grupos em relação à Terra Global. Além disso, a anomalia tendencialmente positiva de Nb não favorece a hipótese de interação significativa dos componentes crustais com os magmas formadores dos respectivos enxames. De modo geral, os valores próximos a 1 apresentados pelos DMIT e DMIC para as razões La/Nb_N (Tabelas 7.9 e 7.10 - Capítulo 7) corroboram essa hipótese. Excepcionalmente, os valores um pouco mais expressivos para a razão La/Nb_(N) mostrados pelos monzo e sienogabros, entre 2,26 e 3,44, e mais pronunciadamente na amostra IC-45 (gabrodiorito), que alcança 7,58, podem refletir, alternativamente, uma fonte com minerais do tipo “titanatos” (ex: ilmenita), os quais reteriam no resíduo pós-fusão parte considerável das concentrações de Ta e Nb (SUN e MCDONOUGH, 1989).

As anomalias com tendências negativas de Rb, K e Y marcadas para ambos os grupos, combinadas ao empobrecimento em ETR_p sugere que a fonte é derivada de um manto que reteve granada. As elevadas razões La/Yb_N exibidas predominantemente pelos DMIT (as menores são registradas pelos basaltos, entre 5,37 e 9,93) (Tabela 7.10 - Capítulo VII) podem corroborar tais observações, principalmente por se tratarem de basaltos alcalinos. Os DMIC, de modo geral, mostram baixas razões La/Yb_N, com exceção das amostras IC-09 e IC-13 que registram razões La/Yb_N entre 11,79 e 13,17, e das amostras IC-35, IC-36, IC-39, IC-44 e IC-45, que registram razões La/Yb_N entre 5,44 e 8,97, comparáveis, respectivamente, às razões La/Yb_N mais elevadas e mais baixas dos DMIT.

De acordo com Gorrington et al. (2003), através do fracionamento de ETR_p e ETR_i podemos determinar se a fonte mantélica que deu origem aos DMIC e DMIT contém ou não granada. Para tanto, comparamos a razão Ce_N/Yb_N para as 17 amostras dos respectivos grupos, para as análises isotópicas e geocronológicas (Tabela 9.1) e verificamos que as razões apresentadas refletem, provavelmente, a presença de granada residual na fonte mantélica, principalmente para os DMIT, pois apresentam as razões mais elevadas, corroborando o exposto anteriormente.

Tabela 9.1 Comparativo das razões Ce_N/Yb_N para os DMIC e DMIT

	Amostras	Ce_N	Yb_N	Ce_N/Yb_N
DMIC	IC-10	125,49	21,18	5,93
	IC-11	98,69	12,35	7,99
	IC-15	79,57	20,35	3,91
	IC-34C	73,52	16,76	4,39
	IC-35	64,05	20,00	3,20
	IC-38	85,62	27,06	3,16
	IC-39	84,97	22,35	3,52
	IC-40	80,72	22,94	3,80
	IC-41	77,61	24,71	3,14
	IC-42	81,21	24,71	3,29
	IC-45	72,06	15,29	4,71
DMIT	IT-03	139,87	12,35	11,32
	IT-19	213,73	13,53	15,80
	IT-20	122,39	10,59	11,56
	IT-23	102,78	11,18	9,20
	IT-25C	171,08	10,00	17,11
	IT-26	94,28	24,12	3,91

Fonte: Autoria própria.

Em termos de variação nas taxas de fusão do manto, sabe-se que líquidos magmáticos produzidos por baixo grau de fusão tendem a ser mais enriquecidos em elementos incompatíveis, ao contrário daqueles produzidos por elevado grau de fusão, que tendem a ser menos enriquecidos nesses elementos. No Capítulo VII desta tese verificamos que os DMIT (alcalinos) são, em geral mais enriquecidos em elementos incompatíveis do que os DMIC (predominantemente toleíticos), indicando a possibilidade de que os mesmos sejam resultantes de magmas produzidos a diferentes graus de fusão parcial.

Os basaltos alcalinos que representam os DMIT exibem, predominantemente, um forte enriquecimento em elementos incompatíveis, que indica uma fusão incipiente da fonte - granada lherzolito (elevada concentração de elementos em pouco líquido). Por outro lado, o padrão de elementos traço dos basaltos toleíticos que representam os DMIC, reflete aproximadamente o padrão de elementos traço da sua fonte. Isso indica que a mesma seja constituída por rochas peridotíticas empobrecidas em elementos incompatíveis, ou seja, um

manto exaurido (litosférico), ou que uma fusão em maior grau ocorreu, a temperaturas mais elevadas, de modo que os elementos incompatíveis ficaram menos concentrados. Como algumas amostras dos DMIC apresentam valores para as razões La/Yb e La/Ce um pouco próximos daqueles registrados por alguns litotipos dos DMIT, considera-se, então, a possibilidade de relação entre um magma enriquecido e outro empobrecido, resultando num padrão que guarda similaridades de ambos.

Contudo, as razões La/Yb e La/Nb obtidas para os corpos filonianos aqui em questão (Tabelas 7.9 e 7.10 - Capítulo VII) sugerem para os mesmos a origem a partir de uma fonte heterogênea fértil/enriquecida, com contribuição de componentes astenosféricos (pluma) e litosféricos, que para os DMIT a referida contribuição aparenta ser apenas crustal.

Kushiro (1996) realizou experimentos de fusão parcial de granada-lherzolito (representativo de manto fértil) a elevadas pressões (5-30 kbar) e temperaturas variáveis entre 1200° e 1500°C e os resultados obtidos mostram que a fusão desse manto ocorre aproximadamente a 25-30 kbar e 1425°-1500°C, entre 70 e 90 km, produzindo magmas insaturados em SiO₂ (<45%).

Com o intuito de comparar as temperaturas de cristalização magmática obtidas para basaltos do tipo OIB, propostos como provenientes de líquidos parentais relacionados com pluma mantélica e MORB, Falloon et al. (2007) examinou em detalhes três suítes magmáticas representativas de magmatismo tipo OIB (Hawaii, Islândia e Reunião) e três suítes representativas de magmatismo tipo MORB (Cocos-Nazca, East Pacific Rise, Mid-Atlantic Ridge), com base nos cálculos de dados composicionais de fenocristais de olivina. Os resultados desses cálculos demonstram que há pouca diferença entre as temperaturas de cristalização dos líquidos parentais (MORB 1243°C - 351°C *versus* OIB 1286°C - 1372°C).

Diante do exposto, verificamos que as temperaturas de cristalização calculadas para os cristais e fenocristais de plagioclásio e piroxênio dos DMIC e DMIT (Tabela 9.2) são, na generalidade, compatíveis com as temperaturas de cristalização de olivina obtidas por Falloon et al. (2007), e elevadas o suficiente para serem consideradas coerentes com as temperaturas de fusão de uma fonte constituída de granada-lherzolito, de modo que os basaltos e gabros podem ser interpretados como o produto da diferenciação de um magma correlacionado com a fusão de uma fonte fértil de grande profundidade e/ou com a participação de uma fonte mantélica empobrecida de profundidade mais baixa.

Tabela 9.2 Temperaturas médias obtidas para núcleos e bordas de cristais e fenocristais de plagioclásio e piroxênio dos DMIC e DMIT. NC - núcleo de cristal, BC - borda de cristal, NF - núcleo de fenocristal, BF - borda de fenocristal

			T _{Plagioclásio}	T _{Piroxênio}
DMIC	gabro	NF	1299,78 - 1345,40	-
		BF	1300,98 - 1339,86	-
	gabrodiorito	NC	1233,47 - 1269,58	1233,39
		BC	1194,89 - 1229,37	1201,26
DMIT	álcali-basalto	NF	1308,44-1347,60	917,75
		BF	-	854,76
	mugearito	NF	1378,80 - 1392,24	819,86
		BF	1153,70 - 1100,81	1147,53

Fonte: Aatoria própria.

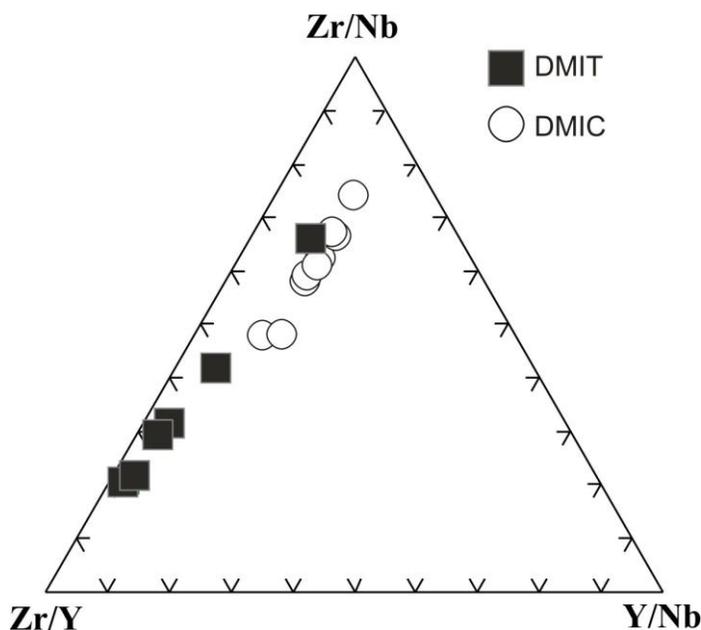
É importante destacar que os percentuais médios de SiO₂ apresentados para as rochas de ambos os grupos variam, via de regra, entre 40 e 47%, dentre as quais cerca de 1/3 registram para SiO₂ percentuais inferiores ou muito próximos de 45%, apoiando a hipótese de que estes corpos filonianos seriam geneticamente relacionados a uma fonte do tipo OIB, embora para os DMIC os percentuais de SiO₂ tenham uma tendência a ser um pouco mais elevados, apontando também para a possibilidade de participação de uma fonte do tipo MORB. Devemos chamar a atenção ainda, para as temperaturas exibidas pelos cristais de plagioclásio do gabro (DMIC), que são tão elevadas quanto aquelas expressas para os DMIT, reforçando a forte relação que parece existir entre esses litotipos, ao contrário do que se observa para as temperaturas registradas pelo granodiorito, que são apenas um pouco mais baixas e coadunáveis com as temperaturas esperadas para basaltos tipo MORB, segundo Falloon et al. (2007).

Visando investigar a heterogeneidade da fonte, utiliza-se a variação de razões entre elementos incompatíveis, que sejam também relativamente imóveis durante os processos hidrotermais.

A Figura 9.5 mostra o diagrama ternário Zr/Y-Zr/Nb-Y/Nb, no qual observa-se que as amostras dos DMIC distribuem-se preferencialmente na parte superior do diagrama, enquanto aquelas representativas dos DMIT distribuem-se com tendência à parte inferior do diagrama (exceto IT-26, que se agrupa com os DMIC), ambos exibindo variação nas razões, o que pode significar heterogeneidade da fonte (Le ROEX et al., 1981) e/ou contaminação crustal.

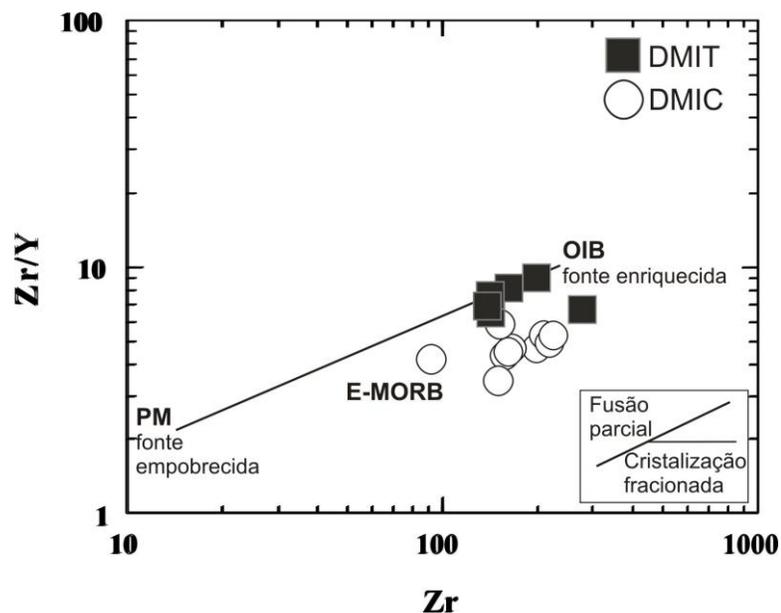
A Figura 9.6 mostra o diagrama binário Zr versus Zr/Y proposto por Sun e McDonough (1989), no qual observamos a distribuição dos DMIT e DMIC em comparação com o OIB, E-MORB e PM (Manto Primitivo). Percebemos que, de modo geral, os dois grupos plotam entre OIB e E-MORB, porém, os DMIT tendem a se aproximar do OIB, enquanto os DMIC exibem certa aproximação com o E-MORB. Além disso, notamos que o padrão de distribuição das amostras sugere que tanto processos de fusão parcial, como de cristalização fracionada atuaram na formação dos DMIT e DMIC. A fusão parcial é mais proeminente para os DMIT, e a cristalização fracionada é mais notável para os DMIC. Tais observações reiteram o exposto no Capítulo VII desta tese para a fonte dos diques máficos que aqui são objeto de estudo, de que a mesma possui caráter enriquecido do tipo OIB, com participação de fonte tipo E-MORB (litosférica).

Figura 9.5 Diagrama ternário Zr/Y-Zr/Nb-Y/Nb para os DMIC e DMIT



Fonte: Autoria própria.

Figura 9.6 Diagrama binário Zr versus Zr/Y para os DMIT e DMIC



Fonte: Autoria própria.

9.3 COMPARAÇÃO COM O ENXAME DE DIQUES MÁFICOS DE ILHÉUS-OLIVENÇA

Tanner de Oliveira (1989), na sua Tese de Doutorado, estabeleceu considerações geoquímicas e petrogenéticas, além de levantar questões de caráter geodinâmico a respeito do enxame de diques máficos de Ilhéus-Olivença (DMIO), que apesar de ser o enfoque principal, inclui alguns diques máficos que ocorrem de forma esparsa entre Itabuna e Itajú do Colônia, principalmente para fins comparativos, quando possível.

A área de estudo do referido trabalho está situada na porção sul-sudeste do Cráton do São Francisco, no litoral sul do Estado da Bahia, a leste da área estudada neste trabalho - onde estão intrudidos os DMIT e DMIC. A distância entre estas é de cerca de 80km.

Segundo Tanner de Oliveira (1989), o enxame DMIO, registra duas gerações de intrusões filoneanas: uma mais antiga - representada pelos diques máficos subalcalinos, e outra mais recente, cujos corpos filoneanos são alcalinos e mais jovens do que as rochas da PASEBA, cujo fluxo foi de baixo ângulo, direcionado de leste para oeste, num regime crustal raso a sub-raso. Esses corpos foram classificados, de acordo com o diagrama R1-R2 (DE LA ROCHE, 1980), em: basaltos toleíticos (BT), andesibasaltos (AnB), basaltos transicionais (BTr), latibasaltos (LB), álcali-basaltos (AlcB), hawaiitos (H), basanitos, fonotraquitos, traquitos e quartzo-traquitos. Esses corpos preenchem fraturas distensivas de direção predominante E-W,

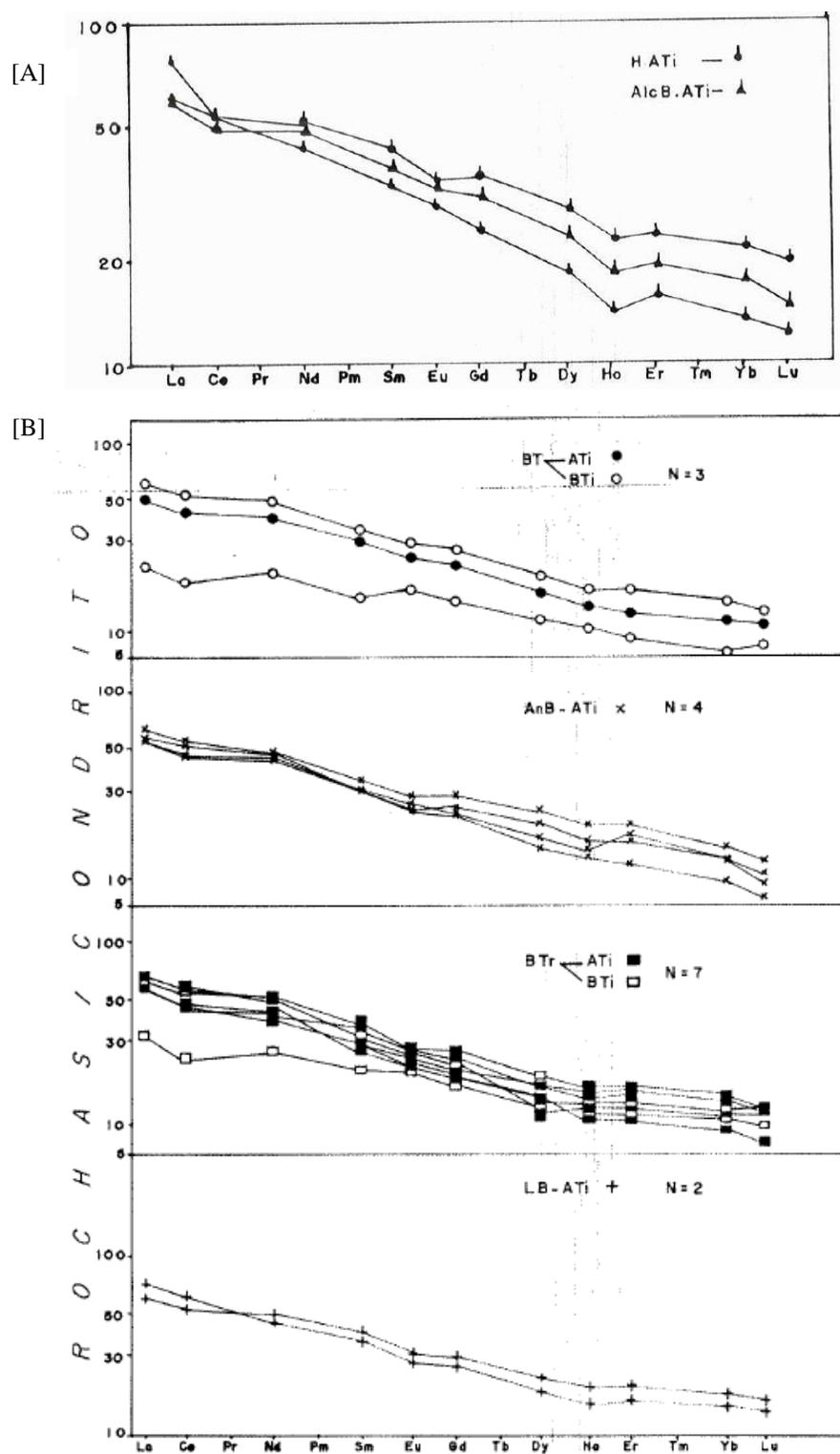
WNW, e ENE no litoral, e N30°-N40°, enquanto adentrando o continente, nas proximidades de Itajú do Colônia, apresentando mergulho vertical a subvertical.

A fim de investigar possíveis relações em termos de fontes, entre os DMIO e os corpos filonianos que ocorrem entre Itabuna e Itajú do Colônia, a autora supracitada analisou os padrões de ETR apresentados por ambos os grupos. As Figuras 9.7A e 9.7B revelam os padrões registrados pelos diques alcalinos e subalcalinos de ambas as regiões, destacando para cada litotipo, a característica de alto ou baixo titânio, respectivamente (ATi) e (BTi) e nestas verifica-se que, de um modo geral, os padrões de distribuição são similares - os ETR_i são medianamente enriquecidos em relação aos ETR_p, típicos de magmatismo toleítico continental. As curvas dos DMIO e daqueles que ocorrem entre Itabuna e Itajú do Colônia guardam um bom paralelismo entre si, e esse comportamento revela que a fonte geradora pode ser a mesma para os vários tipos de rochas encontradas. Tanner de Oliveira (1989) destaca que os BTi têm algumas feições de MORB, a despeito de serem enriquecidos em ETR_i, enquanto os ATi parecem mais típicos de pluma-*hotspot*, e a partir dessas observações considera possível a participação de duas fontes na geração dos referidos corpos filonianos: uma E-MORB e outra pluma, ou seja, basaltos continentais propriamente ditos. Considera ainda como provável, a possibilidade dos diques máficos por ela estudados serem provenientes de magmatismo toleítico continental intraplaca de rifte abortado, formado por diferentes graus de fusão parcial, de fonte mantélica enriquecida.

Os valores de mg# obtidos para os diques máficos alcalinos da referida região variam entre 71 e 38, sugerindo que estas rochas foram formadas por líquidos não primários (COX, 1980). Os diques máficos subalcalinos da mesma região, que são os predominantes, apresentam valores de mg# entre 53 a 59, correspondentes a composições evoluídas como aquelas registradas no proterozoico médio.

Ao compararmos os padrões ETR apresentados por Tanner de Oliveira (1989) com aqueles exibidos pelos DMIT (alcalinos) e DMIC (toleíticos) verificamos que, embora ocorra um notável enriquecimento em ETR_i, sobretudo para os DMIT, todos os grupos de diques máficos aqui citados guardam entre si um certo paralelismo, sugerindo uma mesma mistura de fontes geradoras para os DMIO, para os diques máficos que ocorrem entre Itabuna e Itajú do Colônia, DMIT e DMIC, que neste caso seria pluma mantélica e E-MORB.

Figura 9.7 Padrões de distribuição dos ETR normalizados por condritos para os diques máficos (A) alcalinos e (B) subalcalinos de Ilhéus-Olivença e Itabuna-Itajú do Colônia



Fonte: Tanner de Oliveira (1989)

9.4 INFERÊNCIAS GEOTECTÔNICAS

Com o intuito de compreender a evolução geotectônica dos DMIC e DMIT, serão, primeiramente, resumidos aqui os entendimentos geotectônico-evolutivos de diversos enxames de diques máficos localizados principalmente no CSF - na Bahia e em Minas Gerais, além daqueles situados no Cráton do Congo - na África, baseados nas interpretações apresentadas em diversos trabalhos (TEIXEIRA et al., 1997; CORRÊA-GOMES e OLIVEIRA, 1997; CORRÊA-GOMES, 1998a, b; CORRÊA-GOMES e OLIVEIRA, 2000; TACK, 2001; CORRÊA-GOMES e OLIVEIRA, 2002; ROSA et al., 2002, 2003, 2005; CHAVES e CORREIA NEVES, 2005; ROSSET et al., 2007; CHAVES et al., 2014; GIRARDI et al., 2016) que servem como indicadores da geodinâmica relacionada à formação dos diques máficos que ocorrem na área estudada nesta Tese. Posteriormente serão apresentadas as respectivas inferências geotectônicas dos DMIT e DMIC.

Goldberg (2010) postula que, nos registros geológicos, os eventos extensionais são tão comuns quanto os principais episódios orogênicos, e que esses eventos extensionais são importantes porque, em muitos casos, fornecem informações sobre a ruptura dos continentes (processos tafrogenéticos). Os grandes enxames de diques máficos (>100 km de extensão) correspondem a uma das melhores manifestações desses eventos distensivos e, segundo Halls e Fahrig (1987), a preservação das ramificações das falhas relacionadas aos enxames de diques máficos reforçam essa ideia porque, tipicamente, rompem a crosta continental em ângulos elevados em direção à margem do continente, sendo, portanto, indicadores chave de eventos de paleo-rift (ou proto-rift).

De acordo com White (2010), plumas mantélicas representam a expressão física de um fluxo de rocha proveniente de porções profundas do manto, verticalizado ascendente e termalmente controlado. Quando esta se aproxima da superfície terrestre, as rochas entram em processo de fusão por decompressão, produzindo magmas. Campbell (2001) postula que as características químicas de magmas provenientes de plumas apontam sua origem em uma zona anormalmente quente do manto sob a litosfera. Esta zona é representada pela cabeça de uma pluma que se espalha radialmente, mantendo a sua porção central mais quente que suas bordas. A região da cabeça da pluma produz magmas picríticos na sua parte central, enquanto em direção às suas margens são produzidos magmas toleíticos e alcalinos.

Os enxames de diques máficos são gerados a partir de *hotspots*, que são interpretados como a manifestação superficial de plumas do manto que atingem a base da litosfera (CONDIE, 2001; MARUYAMA et al., 2007). Os extensos enxames de diques máficos representam *rifting* crustal inicial ou incipiente (FAHRIG, 1987; LECHEMINANT e HEAMAN, 1989; ERNST et al., 1995).

Estudos realizados por Corrêa-Gomes e Oliveira (1997) e Martins-Neto (1998), nos quais investigam o sentido de propagação magmática nos diques dos enxames de Ilhéus-Olivença/Salvador, no CSF (Bahia), pertencentes à PL, e também naqueles que ocorrem em Sembé-Ouessou, Cráton do Congo - CG (África), revelam a existência de um mega sistema filoniano radial neoproterozoico derivado de pluma mantélica.

Corrêa-Gomes et al. (1998b) explicam que, após a evolução paleoproterozoica, os terrenos granulíticos do sul da Bahia experimentaram durante o Mesoproterozoico um período de quietude tectônica que perdurou até a transição do Meso-Neoproterozoico, graças à ascensão de uma pluma matélica que provocou na região um domeamento litosférico cujo eixo maior N-S alcançou cerca de 1200 km de comprimento, propiciando distensão crustal suficiente para o alojamento de um enxame de diques máficos toleíticos, principalmente nas regiões de Ilhéus e Olivença, cujas idades ficam em torno de 1.1 -1.0 Ga, conforme exposto anteriormente. No evento geodinâmico seguinte, que ocorreu durante o Ciclo Brasileiro, houve a formação e reativação das ZCP e ZCIIC, a qual iniciou com uma transcorrência sinistral e finalizada por outra dextral; intrusão e deformação de diversos plútons alcalinos da PASEBA; e, por fim, a movimentação da Faixa Marginal de dobramentos brasileiros Araçuaí.

De acordo com Rosset et al. (2007), enxames de diques máficos toleíticos que datam no pré-cambriano (Arqueano-Mesoproterozoico, de 2.7 a 1.0 Ga), são característicos no CSF, concentrados na sua borda leste, representando o magmatismo mais importante que precede a ruptura do supercontinente Rodínia, e sua colocação tem sido relacionada tanto com a tectônica extensional dos estágios tardios do ciclo do Espinhaço, como com a separação inicial do Rodínia (TROMPETTE, 1994; ALMEIDA et al., 2000; MARTINS-NETO, 2000). Esses enxames de dique máficos toleíticos estão situados, de modo generalizado, na porção NE do CSF, no Estado da Bahia (Salvador e Olivença), com idades compreendidas entre 1.0 e 1.1 Ga (RENNE et al., 1990), intrudidos nos terrenos paleoproterozoicos do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá.

Similaridades petrográficas, litoquímicas e geocronológicas foram observadas entre os diques máficos de Formiga e Pedro Lessa (Minas Gerais, no CSF) e Kinga-Comba e Sembé-Ouessou (Congo, no CG, África) por Chaves et al. (2014), que os interpretou como idênticos e partes de um mesmo enxame. Segundo esses pesquisadores, trata-se de basaltos toleíticos intraplaca que guardam assinatura mantélica do tipo OIB, reveladora de fonte enriquecida que seria uma pluma mantélica de idade toniana (VICAT e POUCKET, 1995), ou esses diques seriam o resultado da fusão parcial da cabeça de uma pluma fóssil mais antiga preservada sob o Cráton do São Francisco-Congo. A investigação dos diques máficos da suíte Pedro-Lessa e Kinga-Comba e Sembé-Ouessou aponta para uma tentativa de ruptura litosférica extensional (tafrogênese) do Rodínia no período Toniano.

Essa hipótese já havia sido ventilada por Corrêa-Gomes e Oliveira (2000), para os diques máficos toleíticos de idade aproximada em 1.0 Ga que ocorrem ao longo da linha da costa da Bahia, e aqueles instalados em Camarões e no Congo, oeste da África. Segundo esses autores, a distribuição radial desses corpos filonianos e o sentido de propagação desses diques, numa reconstrução pré-deriva dos continentes sul-americano e africano, indicam que os mesmos teriam se propagado a partir de uma fonte geograficamente comum que, no Meso-Neoproterozoico, estaria localizada na Bacia do Oeste do Congo, África.

É importante ressaltar que Chaves e Correia Neves (2005) sinalizam para a atividade de uma pluma mantélica Estateriana sob o CSF registrada pelos diques máficos do enxame de Pará de Minas, que datam em 1,71 Ga, e que a idade T_{DM} dos corpos filonianos de Formiga/Pedro Lessa é de aproximadamente 1,6 Ga (Chaves e Correia Neves, 2005). Indícios que parecem sustentar a hipótese de Chaves et al. (2014) e Corrêa-Gomes e Oliveira (2000).

A instalação do enxame Pará de Minas (1,71 Ga), segundo Girardi et al. (2016), pode ser interpretada como o primeiro episódio de tentativa de ruptura da espessa e estabilizada litosfera paleoproterozoica em associação com a abertura do rifte do Espinhaço. A colocação dos diques máficos de Curaçá e Chapada Diamantina (Bahia) ocorreu em 1,5 Ga (U-Pb badeleíta, SILVEIRA et al, 2013) correlacionado com um episódio extensivo particular, que é também registrado no Rifte do Espinhaço e na contraparte africana. Ainda segundo esses autores, os diques de Salvador-Olivença, na Bahia (0,92 Ga) (U-Pb badeleíta EVANS et al., 2010; OLIVEIRA et al., 2012) e Diamantina, em Minas Gerais (0,93 Ga) (U-Pb zircão, GIRARDI et al., 2013) são coevos, com similaridades nas composições das fontes mantélicas, o que sugere

uma origem comum para os mesmos, relacionado a um episódio intrusivo intraplaca. Correlações regionais com eventos de magmatismo máfico no Cráton do Congo apoiam que tais atividades anorogênicas são contemporâneas e provavelmente relacionadas à abertura de grandes bacias do tipo rifte.

Os diques máficos de filiação alcalina no CSF são intimamente relacionados com a PASEBA, já que truncam e são truncados por seus plútons e stocks sieníticos (sub-saturados em SiO_2) (OLIVEIRA, 2010) de idade neoproterozoica (570-680 Ma, por TEIXEIRA et al., 1997; CORRÊA-GOMES e OLIVEIRA, 2002, e 609-730 Ma, por ROSA et al., 2002 e 2003).

Rosa et al. (2005b) destaca a importância dos estudos de magmas alcalinos sub-saturados em SiO_2 que, por serem anorogênicos, configuram-se um importante marcador geodinâmico na história evolutiva de terrenos antigos. Ainda de acordo com estes autores, no Cráton do Congo, na sua porção ocidental, o qual representa a continuidade dos terrenos da Faixa Araçuaí, a presença do magmatismo alcalino (plutonismo, 999 ± 7 Ma; vulcanismo, 920- 912 Ma; TACK et al., 2001), e intrusões carbonatíticas (940-780 Ma, KAMPUNZU et al., 1998; 837 ± 60 Ma, BUHN et al., 2001) constituem evidências de um período distensivo.

Os DMIC são classificados como subalcalinos de afinidade toleítica. Em termos tectônicos são de ambiente intraplaca, e o padrão exibido para os ETR é predominantemente enriquecido em ETR_1 e empobrecido em ETR_p , em molde comparável ao dos basaltos OIB, embora sejam notadas, para algumas amostras, também características de basalto do tipo E-MORB. O mesmo acontece no *spidergram* de elementos incompatíveis, no qual o padrão tende a acompanhar o tipo OIB, mas com tendências também próximas ao E-MORB, o que é sugestivo de heterogeneidade de fontes. São pouco a moderadamente deformados, e apresentam significativa alteração hidrotermal. A idade isocrônica Rb-Sr (rocha total) obtida é de 1,38 Ga (Ectasiano), com idade modelo T_{DePaolo} entre 1,24 e 2,10 Ga (média = 1,64 Ga). Esses diques exibem orientações variáveis, entre $N75^\circ$, $N100^\circ$, $N130^\circ$, $N140^\circ$, com tendência à perpendicularidade em relação à linha da costa.

Os DMIT, por outro lado, são classificados como alcalinos, de ambiente intraplaca, cujo padrão exibido para os ETR é de forte enriquecimento em ETR_1 e empobrecimento em ETR_p , típico dos basaltos do tipo OIB, bem como o padrão apresentado pelos *spidergram*. São corpos praticamente indeformados e com pouca alteração hidrotermal. A idade isocrônica Sm-Nd (rocha total) obtida é de 697 Ma (Criogeniano), com idade modelo T_{DePaolo} entre 0,95 e 1,27 Ga

(média = 1,09). Esses diques estão orientados principalmente segundo os planos N10°, N35°, N45° e N60°.

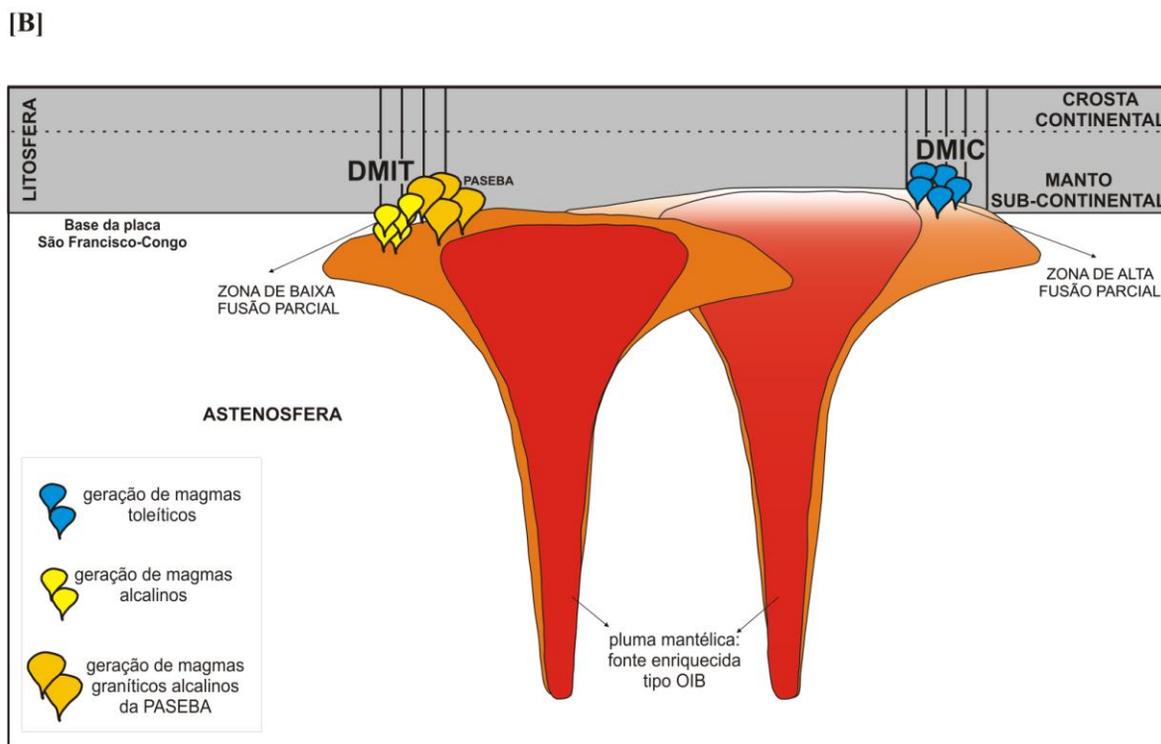
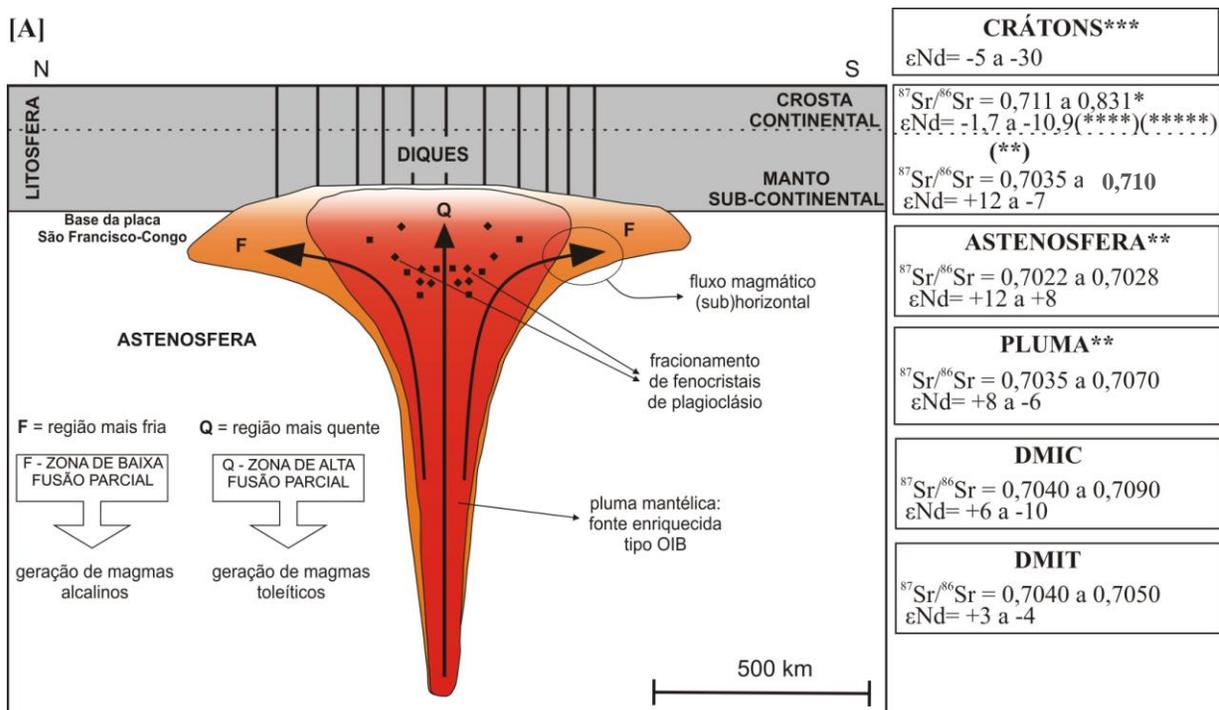
No contexto geológico da região sul-sudeste da Bahia, entre os períodos Ectasiano e Criogeniano, a existência dos enxames DMIC e DMIT remete à atividade de uma ou duas prováveis plumas mantélicas, em duas hipóteses distintas (Figuras 9.8A e 9.8B), a saber.

A primeira hipótese sugere a existência de uma única pluma proveniente de manto profundo e que teria se alojado na base da litosfera, com evidências que apontam, primeiramente, para um magmatismo num ponto radialmente afastado da cabeça da pluma, cuja fusão parcial do material desta, interagindo diretamente com o manto litosférico, seria capaz de produzir os magmas preferencialmente toleíticos (raramente alcalinos, relacionados às amostras IC-09 e IC-46) que deram origem aos DMIC. Posteriormente, os magmas alcalinos que deram origem aos DMIT teriam sido produzidos, por outro lado, em regiões menos quentes da cabeça da pluma, onde há um menor grau de fusão parcial do seu material (Figura 9.8). Seguindo o modelo proposto por Chaves et al. (2014), esses magmas teriam fluído subhorizontal a horizontalmente (espalhamento lateral do magma na cabeça da pluma) durante o processo de intrusão nas fraturas crustais verticais. Porém, para essa hipótese, há que se levar em consideração os quase 700 Ma de diferença entre os dois enxames, que é, de fato, tempo demasiado longo para sustentar a tese de que uma única pluma poderia ter participado da gênese dos enxames aqui em questão.

A segunda hipótese seria pautada pela existência de duas plumas mantélicas oriundas de manto profundo. A primeira delas teria se alojado na base da litosfera, com a qual teria interagido e fundido parcialmente a alto grau, produzindo magmas predominantemente toleíticos enriquecidos do tipo E-MORB, que dariam origem aos DMIC (1387 Ma). Depois, a segunda pluma mantélica teria ascendido e iniciado a fusão parcial de baixo grau a maiores profundidades, produzindo magmas alcalinos do tipo OIB que dariam origem aos DMIT (697 Ma).

Os primeiros pulsos magmáticos produzidos pela fusão da cabeça da pluma mais velha teriam originado os DMIC mais antigos (entre 3,5 e cerca de 2,0 Ga - idades $T_{DePaolo}$, Tabela 8.3 - Capítulo VIII), corroborados pelos ϵNd mais negativos, implicando em maior tempo de residência crustal e estes teriam sido seguidos, sucessivamente, por outros pulsos magmáticos (aproximadamente entre 1,5 e 1,24 Ga, idades $T_{DePaolo}$). Esses magmas toleíticos (raramente alcalino) têm suas colocações associadas a um domeamento litosférico elíptico e, possivelmente, ao Ciclo Espinhaço (Tafrogênese Estateriana/Calimiana?).

Figura 9.8 Cenários esquemáticos da gênese dos DMIC e DMIT, associados à atividade de (A) uma provável pluma mantélica e de (B) duas prováveis plumas mantélicas, no Cráton São Francisco-Congo. Dados inseridos segundo *Cordani e Iyer (1979), ** McDonough et al. (1985), ***Sato (1998), ****Barbosa et al. (2003b), *****Peucat et al. (2011), além de informações compiladas ao longo da Tese



Fonte: A autoria própria.

Os pulsos iniciais produzidos pela fusão da porção superior da pluma mais jovem teriam ocorrido por volta de 1,4 Ga (idades $T_{DePaolo}$, Tabela 8.3 - Capítulo VIII), e sucedidos por outros pulsos até cerca de 0,9 Ma (idades $T_{DePaolo}$). Esses magmas alcalinos teriam preenchido o fraturamento da ZCIIC, quando da reativação da mesma, no Neoproterozoico, provocada pela instalação da Faixa Araçuaí (CORRÊA-GOMES, 2000).

Na análise litoquímica dos DMIC e DMIT, verificamos que ambos refletem assinatura de basaltos OIB, provenientes de uma fonte enriquecida em elementos incompatíveis, sendo que: (i) os DMIT são fortemente enriquecidos nesses elementos, enquanto que (ii) os DMIC são menos enriquecidos nesses elementos, em comparação com os DMIT, e sua assinatura é transicional entre OIB e E-MORB. A assinatura OIB, conforme exposto anteriormente, é quase sempre encontrada no magmatismo basáltico intraplaca associado a plumas do manto, o que vem, então, contextualizar o magmatismo que deu origem aos DMIC e DMIT ao cenário geológico de rifteamento disparado por uma ou mais plumas que se instalaram na base do Cráton São Francisco-Congo. A assinatura de fonte mantélica do tipo E-MORB exibida por alguns exemplares dos DMIC sugere a contribuição litosférica na gênese dos mesmos, já que esta é, naturalmente, empobrecida em elementos incompatíveis. Essa heterogeneidade de fontes é possível, graças à interação da cabeça de uma pluma com a base da litosfera continental no domínio onde, posteriormente e em função disso, ocorreram as referidas intrusões.

Desse modo, as interpretações realizadas sugerem que os DMIC (aproximadamente 1,38 Ga), são resultado de uma possível tentativa de ruptura de placas continentais no Mesoproterozoico, posterior àquela que, segundo Girardi et al. (2017), no Estateriano, deu origem aos enxames de Pará de Minas (1,71 Ga) e Formiga-Pedro Lessa (1,6 Ga), além de Curaçá e Chapada Diamantina (1,5 Ga), sendo, porém, abortada. Este evento, no entanto, seria anterior àquele que deu origem aos diques de Salvador-Olivença (0,92 Ga), na Bahia, e Diamantina (0,93 Ga), em Minas Gerais (coevos), além daquele que em 697 Ma daria origem aos DMIT, que são os corpos filonianos mais jovens na área estudada e que registram o magmatismo alcalino cronocorrelato aos corpos ígneos subsaturados em SiO_2 da PASEBA. Essa Análise apresenta concordância com os estudos realizados por Pedrosa-Soares e Alkmin (2011), a respeito do número de eventos de rifteamento que precederam o desenvolvimento do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental.

É fato que nenhum dos eventos extensionais mencionados resultou na ruptura da placa São Francisco-Congo (aglutinada na transição Riachiano-Orosiriano) que, como se sabe, permaneceu íntegra até o Cretáceo quando instalou-se o rifte que deu origem ao Oceano Atlântico e, finalmente, conseguiu fragmentá-la.

Na porção sudeste do Cráton do São Francisco, tal como em escala global, o pré-cambriano foi marcado por intenso magmatismo básico intraplaca registrado na forma de enxames de diques máficos que, segundo Chaves (2001), ocorreram como resultado dos maiores gradientes geotérmicos daquela época e, conseqüentemente, da necessidade de perda de calor por parte do interior da Terra (manto).

CAPÍTULO X

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Vários foram os avanços obtidos no entendimento do magmatismo máfico fissural na porção S-SE do Cráton do São Francisco, no Estado da Bahia, a partir dos estudos realizados nos enxames DMIT e DMIC, e serão abreviados pelas seguintes considerações:

1. Os corpos filonianos em questão ocorrem verticais a subverticais, intrudindo o embasamento granulítico do segmento sul do OISC. Os DMIC são orientados segundo as direções NE-SW e NW-SE, preferencialmente segundo os planos $N75^\circ$, $N100^\circ$, $N130^\circ$, $N140^\circ$, com tendência à perpendicularidade em relação à linha da costa. Ocorrem desde a borda oeste da ZCIIC, na cidade de Itajú do Colônia e se espalham a NW, W e SW da mesma. Os DMIT são orientados segundo as direções NE-SW ($N10^\circ$, $N35^\circ$, $N45^\circ$ e $N60^\circ$), concordantes com o *trend* da ZCIIC, e ocorrem nas proximidades da cidade de Itapé, constituindo um verdadeiro enxame. Ocorrem principalmente ao longo do rio Colônia, exibindo frequentemente contatos retos (fracamente sinuosos, às vezes) e margens de congelamento.
2. Petrograficamente, os DMIC são, de modo geral, classificados como gabros, embora ocorra um basalto como exceção. Os DMIT são classificados como basaltos. A classificação adotada para os litotipos dos DMIC e DMIT foi a apresentada pelo diagrama R1-R2. Os DMIC são, predominantemente, subalcalinos de afinidade toleítica, embora duas amostras sejam classificadas como alcalinas (IC-09 e IC-46), subdivididos em álcali-gabros, gabros, gabrodioritos, monzogabros e sienogabros. Os DMIT são alcalinos e subdividem-se em álcali-basaltos, latibasaltos, basaltos, mugaritos e hawaiiitos.
3. Os DMIC, de modo geral, exibem como principais texturas: fanerítica média a grossa, subofítica e intergranular e, excepcionalmente, fanerítica fina a vítrea, ofítica e porfirítica. Os DMIT, por sua vez, exibem as texturas fanerítica fina a vítrea, ofítica a subofítica, intergranular, porfirítica a glomeroporfirítica. Genericamente, exibem uma sequência de cristalização onde plagioclásio e augita são os minerais primários (alguns com olivina, hiperstênio, enstatita e diopsídio), seguidos de minerais opacos, horblenda (alguns com

riebeckita), biotita, titanita, apatita e clorita, além de feições de saussuritização, sericitização e uralitização.

4. Os dados das composições químicas dos piroxênios permitiram classificá-los, para os DMIC como augita, e para os DMIT, como augita e diopsídio. Os dados composicionais dos plagioclásios permitiram classificá-los, para os DMIC, como labradorita, andesina e albita, e para os DMIT como bitownita, labradorita, andesina, oligoclásio e albita, além dos feldspatos sanidina e anortoclásio. Magnetita e ilmenita ocorrem nos DMIC. Biotitas do tipo annita ocorrem nos DMIT. As temperaturas médias obtidas para piroxênio e plagioclásio nos DMIC indicam que o magma atingiu temperaturas entre 1000° e 1400°C. Para os DMIT as temperaturas médias indicam que o magma atingiu 800° a 1400°C.
5. Os DMIT e DMIC registram evidências petrográficas e químicas de cristalização fracionada, como: zoneamento composicional cálcico-sódico registrado por cristais de plagioclásio, em função da diminuição da temperatura; nas rochas porfiríticas, além do zoneamento normal, os cristais de plagioclásio que constituem a matriz são mais enriquecidos em sódio (inclusive do tipo albita), de modo que os cristais de plagioclásio não são homogêneos, comprovando que suas bordas mantêm o equilíbrio com a fase líquida em evolução, porém os núcleos permanecem cálcicos.
6. A cristalização fracionada pode não ter sido preponderante na gênese desses diques, o que é sugerido pela pequena diferença litológica nos DMIC e DMIT, comprovada pela pouca variação dos valores de mg# e de SiO₂.
7. Os dados geoquímicos de elementos maiores e traço permitiram verificar que os DMIC exibem mg# entre 0,15 e 0,34, e os DMIT apresentam mg# entre 0,15 e 0,46. Verificamos também que DMIC e DMIT são de alto TiO₂, considerando que diques são de alto TiO₂ quando TiO₂ > 1,5% , e de baixo TiO₂ quando TiO₂ < 1,5%.
8. Algumas evidências indicam que houve contaminação crustal nesses diques, porém esta não foi significativa. As razões La/Nb_N > 1 tendem a significar que houve contribuição dos componentes da crosta para o magma, no entanto, os valores apresentados pelos DMIT e DMIC chegam a ser, por vezes, pouco maiores que 1. Exceto a amostra IC-42, cuja razão é considerável. Outras evidências são os valores negativos de εNd e as anomalias variavelmente negativas de Nb verificadas para os DMIC, corroborando o exposto na evidência anterior. As razões iniciais ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, entre 0,70198 e

0,70701 para os DMIC, e entre 0,70340 e 0,70390 para os DMIT, são sugestivas da possibilidade de incorporação do material das rochas encaixantes ($> 0,7045$) por alguns diques, configurando assim a contaminação crustal diferencial.

9. Os padrões geoquímicos mostrados pelos DMIC revelam um comportamento predominantemente semelhante ao dos basaltos de ilhas oceânicas (OIB), com enriquecimento em ETR_l e empobrecimento em ETR_p , embora sejam notadas para algumas amostras um padrão aproximado do E-MORB, menos enriquecidas em ETR_l , sugerindo heterogeneidade de fontes. São, geralmente, enriquecidos em elementos incompatíveis em Rb, K, Ba, La e Ce. Esse enriquecimento é próximo para todos os grupos, porém é mais destacado nos gabrodioritos e gabros. Por outro lado, os DMIT revelam um molde comparável ao dos OIB, com forte enriquecimento em ETR_l e empobrecimento em ETR_p e, assim como os DMIC, são bastante enriquecidos em Rb, K, Ba, La e Ce. Mugearitos, hawaiitos e latibasaltos são os mais enriquecidos, enquanto os basaltos são os mais empobrecidos. DMIC e DMIT guardam semelhanças nos padrões ETR e multielementar, apesar dos DMIC exibirem, sobretudo para os seus litotipos mais evoluídos (álcali-gabros, monzo e sienogabros), anomalias negativas pouco pronunciadas de Nb e Sr, e fracamente positiva de Ti.
10. A aplicação dos elementos traço incompatíveis para caracterização dos processos magmáticos e de fonte revela a atuação processo de cristalização fracionada e semelhanças para as fontes dos DMIC e DMIT. As razões Zr *versus* elementos incompatíveis indicam que diferentes fontes participaram da gênese dos DMIC. As razões Th/Ta *versus* La/Yb, La/Nb *versus* Zr/La e Zr/Nb *versus* Zr/Y apontam para os DMIT a gênese a partir de um magma do tipo OIB, e para os DMIC a formação a partir de uma mistura de fontes: OIB e E-MORB.
11. As razões La/Yb_N e La/Nb_N apontam para uma fonte heterogênea, fértil/enriquecida, para os DMIC, tendo assim, alguma contribuição de componentes astenosféricos (pluma) e litosféricos. Embora aponte o mesmo resultado para os DMIT, os valores encontrados para as amostras pontuais sugerem apenas contaminação crustal.
12. Razões Ce/Yb elevadas para ambos os grupos revelam a participação de fonte mantélica profunda contendo granada, possivelmente um granada-lherzolito.

13. As análises radiométricas permitiram obter as idades isocrônicas para os diques máficos da área de estudo. A partir do método Rb-Sr (rocha total) aplicado aos DMIC, obtivemos a idade de 1387 ± 390 Ma. Para os DMIT, a partir do método Sm-Nd (rocha total), a idade obtida é de 697 ± 57 Ma. O método Ar-Ar (rocha total) aplicado a apenas uma amostra dos DMIT (IT-03), obteve a idade de $650,69 \pm 7,14$ Ma que, embora seja uma idade “pseudo-plateau”, é coerente com a idade obtida pelo método Sm-Nd para os DMIT.
14. Os dados isotópicos mostram que os DMIT e DMIC plotam preferencialmente acima da linha da “Terra Global”, sugestivo de fonte empobrecida, onde os DMIT plotam no domínio dos OIB e os DMIC sugerem uma evolução coerente com o *mantle array* a partir do MORB, embora algumas amostras plotem nos quadrantes inferiores, sugestivos de fontes enriquecidas.
15. Os DMIC e DMIT são diques intraplaca cujas existências, no contexto geológico da região sul-sudeste do Estado da Bahia, no CSF, entre os períodos Ectasiano e Criogeniano, remetem provavelmente à atividade de uma ou duas plumas mantélicas, que se instalaram na base do Cráton São Francisco-Congo, dando início ao contexto de domeamento litosférico e rifteamento.
16. Os DMIC constituem o enxame mais antigo, mesoproterozoico, correlacionável à Província de Diques Máficos Litorânea e, conseqüentemente, aos diques máficos de Ilhéus-Olivença (DMIO), enquanto os DMIT, que constituem o enxame mais jovem, neoproterozoico, constituem a Província de Diques Máficos Itabuna-Itajú do Colônia. A colocação de ambos aponta para a hipótese de possíveis tentativas de ruptura da placa São Francisco-Congo, no Mesoproterozoico e no Neoproterozoico, ambas abortadas.
17. As inferências tectônicas realizadas para os enxames DMIC e DMIT sugerem que estes teriam associação tectônica com enxames de diques máficos que ocorrem em Curaçá e Chapada Diamantina (Bahia), em Minas Gerais (Formiga, Pedro Lessa, Pará de Minas, Diamantina), e no Oeste da África (Congo e Camarões) no contexto geodinâmico do Cráton São Francisco-Congo, muito embora as idades isocrônicas obtidas apontem para os referidos enxames idades distintas.

18. É recomendável a aplicação da sistemática isotópica de Re-Os com o objetivo de melhor investigar os magmatismos máficos que deram origem aos DMIC e DMIT. Os isótopos de Re-Os são bastante confiáveis na investigação da participação do manto litosférico subcontinental, e a razão isotópica $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ é um traçador muito sensível na interação crosta-manto, atuando como um importante indicador de processos de contaminação crustal que são capazes de mascarar as características químicas e isotópicas das fontes mantélicas.
-

REFERÊNCIAS

ALLÈGRE, C. J. et al. Systematic use of trace elements in igneous processes. Part I: fractional crystallization processes in volcanic suites. **Contr. Min. Petrol.**, 60:57-75, 1977.

ALKMIM F. F. **O que faz de um cráton um cráton? O cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo.** In: MANTESSO NETO V, BARTORELLI A, CARNEIRO CDR & BRITO NEVES BB (Org). Geologia do continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, Editora Beca/SP, 17-35, 2004.

ALMEIDA, F. F. M. **Origem e evolução da Plataforma Brasileira.** DNPM/DGM, 1967. Rio de Janeiro. Bol. 241, 36p.

ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, [s.l.], v. 7, p.285-295, 1977.

ALMEIDA, F. F. M. et al. The origin and evolution of the South American Platform. **Earth-science Reviews**, [s.l.], v. 50, n. 1-2, p.77-111, maio 2000. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/s0012-8252\(99\)00072-0](http://dx.doi.org/10.1016/s0012-8252(99)00072-0).

ANDERSON, D. L. Hospots, basalts and the evolution of the mantle. **Science**, 213, 82-89, 1981.

ARAÚJO, C. B. et al. **Diques alcalinos do sul do estado da Bahia. Uma contribuição aos aspectos geológicos, petrológicos e geoquímicos.** SBG, Congr. Bras. Geol., 37, Simp. Diques Máficos, São Paulo, SP., Boletim de Resumos Expandidos, 500-501, 1992.

ARCANJO, J. B. A. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.** Itabuna. Folha SD.24-Y-B-Vi. Estado da Bahia – Escala 1:100.000 – Brasília, DF: CPRM, 1997. 276p

BARBOSA, J. S. F. **Constitution lithologique et metamorphique de la region granulitique du sud de Bahia Brésil.** Tese de Doutorado. Academie de Paris, Université Pierre et Marie Curie, Paris. 401 p, 1986.

BARBOSA, J. S. F. **The granulites of the Jequié Complex and Atlantic Coast Mobile Belt, Southern Bahia, Brazil - An expression of archean early proterozoic plate convergence.** In: D. Vielzeuf. & P. Vidal (eds.). Granulites and Crustal Evolution. Amsterdam, Kluwer Academic, p.195-221, 1990.

BARBOSA, J. S. F. Síntese do conhecimento sobre a evolução geotectônica das rochas metamórficas arqueanas e paleoproterozóicas do embasamento do Cráton do São Francisco na Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, p. 241-256, 1997.

BARBOSA, J. S. F. et al. O Cráton do São Francisco na Bahia: Uma Síntese. **Revista Brasileira de Geociências**, 33: 3-6, 2001.

BARBOSA, J. S. F. et al. O Cráton do São Francisco na Bahia: uma síntese. **Revista Brasileira de Geociências**, [s.l.], v. 33, n. 1, p.3-6, 2003a.

BARBOSA, J. S. F. et al. GEOLOGIA DO SEGMENTO SUL DO ORÓGENO ITABUNA-SALVADOR-CURACÁ. **Revista Brasileira de Geociências**, [s.l.], v. 33, n. 1, p.33-47, 2003b.

BARBOSA, J. S. F. e DOMINGUEZ, J. M. L. **Mapa Geológico do Estado da Bahia**. Texto Explicativo. Conv. SICM/SGM/UFBA/PPPG/FAPEX, 1996. Salvador, Bahia.

BARBOSA, J. S. F.; SABATÉ, P. **Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil**. A synthesis. *Anais Acad. Bras. Cienc.*, 74(2):343-359, 2002.

BARBOSA, J. S. F.; SABATÉ, P. Colagem paleoproterozóica de placas arqueanas do Cráton do São Francisco na Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, 33(1): p.7-14, 2003.

BARBOSA, J.S.F.; SABATÉ, P. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. **Precambrian Research**, [s.l.], v. 133, n. 1-2, p.1-27, ago. 2004. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2004.03.001>.

BASTOS LEAL, L. R. **Geocronologia Rb-Sr e K-Ar, evolução isotópica e implicações tectônicas dos enxames de diques máficos de Uauá e Vale do Rio Curaçá, Bahia**. 120 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, IG, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1992.

BASTOS LEAL, L. R. et al. SHRIMP U–Pb, 207Pb/206Pb zircon dating, and Nd isotopic signature of the Umburanas greenstone belt, northern São Francisco craton, Brazil. **Journal Of South American Earth Sciences**, [s.l.], v. 15, n. 7, p.775-785, jan. 2003. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/s0895-9811\(02\)00129-3](http://dx.doi.org/10.1016/s0895-9811(02)00129-3).

BELLIENI, G. et al. **Classification and nomenclature of basalts**. Contribution n° 81, IUGS, Subcomission on the Systematic of Igneous Rocks, 19p, 1981.

BELLIENI, Giuliano et al. Proterozoic mafic dyke swarms of the Sao Francisco Craton (SE-Bahia State, Brazil): petrology and Sr-Nd isotopes. **European Journal Of Mineralogy**, [s.l.], v. 3, n. 2, p.429-450, 18 abr. 1991. Schweizerbart. <http://dx.doi.org/10.1127/ejm/3/2/0429>.

BESWICK, A. E.; SOUCIE, G. A correction procedure for metasomatism in an Archean greenstone belt. **Precambrian Research**, [s.l.], v. 6, n. 2, p.235-248, mar. 1978. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268\(78\)90015-3](http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268(78)90015-3).

BIZZI, L. A. et al. **Mapas de Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas - SIG**. 4 CD-Rom (Escala 1:2.500.000), CPRM, 2001.

BRITO, D. C. **Geologia, Petrografia e Litogeoquímica dos Diques Máficos que ocorrem na Porção Sudoeste da Chapada Diamantina, Bahia, Brasil**. 77 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, IGEO, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2008.

- BRITO NEVES, B. B. 2011. **Glossário de Geotectônica**. Oficina de Textos. São Paulo. 256p.
- BRIQUEU, L.; LANCELOT, J. R. RbSr systematics and crustal contamination models for calc-alkaline igneous rocks. **Earth And Planetary Science Letters**, [s.l.], v. 43, n. 3, p.385-396, jun. 1979. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821x\(79\)90093-1](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821x(79)90093-1).
- BUHN, B. et al. Petrology and age of the Otjiszazu Carbonatite Complex, Namibia: implications for the pre- and synorogenic Damaran evolution. **Journal Of African Earth Sciences**, [s.l.], v. 32, n. 1, p.1-17, jan. 2001. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/s0899-5362\(01\)90015-6](http://dx.doi.org/10.1016/s0899-5362(01)90015-6).
- CAMPBELL, I. H.. Identification of ancient mantle plumes. **Special Paper 352: Mantle plumes**, [s.l.], p.5-21, 2001. Geological Society of America. <http://dx.doi.org/10.1130/0-8137-2352-3.5>.
- CHAVES, A. O. **Enxames de diques máficos do setor sul do Cráton do São Francisco - MG**. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências São Paulo - Universidade de São Paulo (USP), 2001.
- CHAVES, A. O.; CORREIA NEVES, J. M. Magmatism, rifting and sedimentation related to Late Paleoproterozoic mantle plume events of Central and Southeastern Brazil. **Journal Of Geodynamics**, [s.l.], v. 39, n. 3, p.197-208, abr. 2005. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2004.10.003>.
- CHAVES, A. O. et al.. Radiometric ages, aeromagnetic expression, and general geology of mafic dykes from southeastern Brazil and implications for African–South American correlations. **Journal Of South American Earth Sciences**, [s.l.], v. 19, n. 3, p.387-397, ago. 2005. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2005.04.005>.
- CHAVES, A. O. et al. Litoquímica dos diques máficos de Formiga/Pedro Lessa (Brasil) e Kinga-Comba/Sembé-Ouessou (África): marcadores da tafrogênese toniana no craton São Francisco-Congo. **Brazilian Journal of Geology** , v. 44, p. 05-11, 2014.
- CONCEIÇÃO H. et al. **Província Alcalina do Sul da Bahia: reflexões sobre o estado do conhecimento**. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 37, São Paulo, Boletim de Resumos Expandidos, 2:84-85, 1992.
- CONDIE, K. C. Contrasting sources for upper and lower continental crust: The greenstone connection. **Journal of Geology**, 105:729-736, 1997.
- CONDIE, K. C. 2001. **Mantle plumes and their record in Earth history**. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- CONDIE, K. C. et al. The 1.75 Ga Iron King Volcanics in west-central Arizona: a remnant of an accreted oceanic plateau derived from a mantle plume with a deep depleted component. **Lithos** 64, 49-62, 2002.

CORDANI, U. G. et al. **Idades radiométricas das rochas alcalinas do Sul do Estado da Bahia.** In: SBG Cong. Bras. Geol., 27, Porto Alegre, Anais, 1974, 6:253-259.

CORDANI, U.G.; IYER, S.S. Geochronological investigation on the Precambrian granulitic terrain of Bahia, Brazil. **Precambrian Research**, [s.l.], v. 9, n. 3-4, p.255-274, ago. 1979. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268\(79\)90006-8](http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268(79)90006-8).

CORRÊA-GOMES, L. C.. **Diques Máficos. Uma reflexão teórica sobre o tema e o seu uso no entendimento prático da geodinâmica fissural. Exemplos de Salvador e Ilhéus-Olivença, Zona Costeira Atlântica do estado da Bahia. Brasil.** 1992. 196 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, IGEO, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1992.

CORRÊA-GOMES L. C.; OLIVEIRA E. P. **O Enxame Radial Gigante de Diques Máficos da Província Bahia-Congo. Implicações Reológicas e Tectônicas da presença de uma Pluma Mantélica na Interface América do Sul - África 1.0 Ga Atrás.** 1997. (Apresentação de Trabalho/Simpósio).

CORRÊA-GOMES, L. C. **Evolução dinâmica da Zona de Cisalhamento Neoproterozóica de Itabuna-Itajú do Colônia e do magmatismo fissural alcalino associado (SSE do Estado da Bahia, Brasil).** 239 f. Tese (Doutorado) - Curso de Geologia, Ig, Universidade de Campinas, Campinas, 2000.

CORRÊA-GOMES L. C.; OLIVEIRA E. P. Geocronologia Pb-Pb, SmNd e Ar/Ar de corpos plutônicos das zonas de cisalhamento neoproterozóicas de Potiraguá e Itabuna-Itajú do Colônia, SSE Bahia, Brasil: contribuição ao entendimento da evolução tectônica no limite Orógeno Araçuaí / Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências.**, 32:85- 196, 2002.

CORRÊA-GOMES, L. C.; TANNER DE OLIVEIRA, M. A. F. Capítulo I: Introdução. In: 1. Corrêa Gomes, L.C.; Tanner de Oliveira, M.A.F.; Cruz, M.J.M.; Motta, A.C.. (Org.). **Províncias dos Diques Máficos do Estado da Bahia- Mapa, Estágio do Conhecimento e Evolução Temporal.** 1ed. Salvador: Superintendencia de Geologia e Recursos Minerais, 1996, v. 1, p. 27-34.

CORRÊA-GOMES, L.C. et al. Tectônica associada à colocação de diques alcalinos félsicos e máficos neoproterozóicos na zona de cisalhamento de Itabuna-Itajú do Colônia, Bahia, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências.** 28(4):449-458, 1998a.

CORRÊA-GOMES, L.C. et al. Circulação magmática em zonas de cisalhamento: os diques alcalinos neoproterozóicos da zona de cisalhamento de Itabuna-Itaju do Colônia, SSE do Estado da Bahia, Brasil. **Rev. Bras. Geoc.**, 28(4):459-466, 1998b.

COSTA, L. A. M.; MASCARENHAS, J. F. **The high-grade metamorphic terrains in the interval Mutuipe-Jequié: Archean and Lower Proterozoic of east-central Bahia.** In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON ARCHEAN AND EARLY PROTEROZOIC GEOLOGIC EVOLUTION AND METALLOGENESIS. Salvador, Brazil. Abstracts excursions. Salvador: Secretaria. p. 19-37, 1982.

COX, K. G. et al. The interpretation of two-element variation diagrams. **The Interpretation Of Igneous Rocks**, [s.l.], p.145-175, 1979. Springer Netherlands. http://dx.doi.org/10.1007/978-94-017-3373-1_6.

COX, K. G. A model for flood basalt volcanism. **Journal of Petrology**, Vol. 21, 629-650p, 1980.

D'AGRELLA FILHO M. S. et al. **O estado atual da cooperação USP/Princeton University. Resultados paleomagnéticos e geocronológicos em diques máficos das regiões de Salvador, Olivença e Uauá, Cráton do São Francisco**. In: Workshop Diques Máficos Precambrianos do Brasil, São Paulo, Bol. Esp., p. 22-28, 1989.

DAMASCENO, G. C. **Geologia, Petrografia e Geoquímica Preliminar dos Diques Máficos da Porção Leste da Folha Caetité (Sd.23-Z-B-III)**. 2009. 98 f. Monografia (Graduação) - Curso de Geologia, IGEO, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2009.

DAMASCENO, G. C. **Geologia, Petrografia e Geoquímica dos Diques Máficos da Folha Caetité (SD.23-Z-B-III)**. 120 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, IGEO, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2013.

DEER, W. A. et al. 1963. **Rock forming minerals**. London, Longman. v.2a.

DEER, W. A. et al. **An introduction to the rock-forming minerals** - 2nd Edition. Longman, Scientific and Technical. Essex, England. 552 p, 1992.

DEER, W. A. et al. 1995. **An Introduction of the Rocks-forming Minerals**. Second edition. London. Longman. 560p.

DE LA ROCHE, H. et al. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 – diagram and map of element analyses. Its relationships with current nomenclature. **Chem. Geol.**, 29:183-210, 1980.

DEPAOLO, D. J.; WASSERBURG, G. J. Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. **Geochimica Et Cosmochimica Acta**, [s.l.], v. 43, n. 4, p.615-627, abr. 1979. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(79\)90169-8](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(79)90169-8).

DICKIN A. P. Radiogenic Isotope Geology - **Cambridge University Press**, pp. 1-452, 1995.

DORAIS, M. J. et al. A comparison of Eastern North America and Coastal New England magma suites: implications for subcontinental mantle evolution and the broad-terrain hypothesis. **Can. J. Earth Sc.**42:1571-1587, 2005.

DUTRA, T. S. **Petrogênese dos basaltos de baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar na Região dos Lagos, RJ**. 111p. Dissertação (Mestrado) – Curso de Geologia. UERJ, Rio de Janeiro, 2006.

EBY, G. N. **Characterization and petrogenetic subdivision of A-type granites.** In: Brown, P. E. and Chappell, B. W. (eds.) Second Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, Transactions of the Royal Society of Edinburgh 83, p. 489, 1992.

EBY, G. N. **Distinctions between A-type granites and petrogenetic pathways.** In: Dall'Agnol, R. et al. (eds.). Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogensis of the Amazonian Craton, Abstracts Volume and Field Trips Guide. Belém, PRONEX-UFPA/SBG-NO, p. 48, 2006.

ERNST, R. E. et al. Giant radiating dyke swarms on Earth and Venus. **Earth-science Reviews**, [s.l.], v. 39, n. 1-2, p.1-58, set. 1995. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252\(95\)00017-5](http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252(95)00017-5).

FAHRIG, W. F. The tectonic settings of continental mafic dike swarms: Failed arm and early passive margins, in Halls, H.C., and Fahrig, W.F., eds., **Mafic dike swarms: Geological Association of Canada Special Paper** 34, p. 331–348, 1987.

FALLOON, T. J. et al. Crystallization temperatures of tholeiite parental liquids: Implications for the existence of thermally driven mantle plumes. **Special Paper 430: Plates, Plumes and Planetary Processes**, [s.l.], p.235-260, 2007. Geological Society of America. [http://dx.doi.org/10.1130/2007.2430\(12\)](http://dx.doi.org/10.1130/2007.2430(12)).

FAURE G. 1986. **Principles of Isotope Geology.** John Wiley & Sons, New York, 589p.

FAURE, G.; MENSING, T.M., 2005. **Isotopes - Principles and Applications** (3rd Ed.). Wiley. New Jersey, 897 p.

FIGUEIREDO, M.C.H. Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: a probable early proterozoic subduction relation magmatic arc. **Journal of South American Earth Sciences**, 2:131-145, 1989.

FIGUEIREDO, M. C. H.; BARBOSA, J. S. F. Terrenos metamórficos de alto grau do Cráton do São Francisco. In: DOMINGUEZ, J. M. L. R MISI A. (eds.) **O Cráton do São Francisco.** Salvador. SBG BA-SE/SGM/CNPq. 215 p. 1993. cap. 5, p. 63-84.

FLOYD, P. A.; WINCHESTER, J. A. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. **Earth planet. Lett.** 27, 211-18, 1975.

FUJIMORI, S. **Rochas alcalinas do sul do Estado da Bahia.** Notas Preliminares e Estudos da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM, 1967. Rio de Janeiro, 141 p.

FUJIMORI, S. **Rochas alcalinas da fazenda Hiassu, Itajú do Colônia, Bahia.** Publicação Especial da SBG-Núcleo Bahia-Sergipe, 1978, 2:117 p.

GIRARDI, V. A. V. et al. Sr–Nd constraints and trace-elements geochemistry of selected Paleo and Mesoproterozoic mafic dikes and related intrusions from the South American Platform:

Insights into their mantle sources and geodynamic implications. **Journal Of South American Earth Sciences**, [s.l.], v. 41, p.65-82, jan. 2013. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2012.09.006>.

GIRARDI, V. A. V. et al. Mafic Dykes: Petrogenesis and Tectonic Inferences. **São Francisco Craton, Eastern Brazil**, [s.l.], p.145-169, 6 dez. 2016. Springer International Publishing. http://dx.doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0_8.

GOLDBERG, A. S. Dyke swarms as indicators of major extensional events in the 1.9–1.2Ga Columbia supercontinent. **Journal Of Geodynamics**, [s.l.], v. 50, n. 3-4, p.176-190, set. 2010. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2010.01.017>.

GORRING, M. et al. Plio–Pleistocene basalts from the Meseta del Lago Buenos Aires, Argentina: evidence for asthenosphere–lithosphere interactions during slab window magmatism. **Chemical Geology**, [s.l.], v. 193, n. 3-4, p.215-235, fev. 2003. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/s0009-2541\(02\)00249-8](http://dx.doi.org/10.1016/s0009-2541(02)00249-8).

HALLS, H. C.; FAHRIG, W. F.. Mafic Dyke Swarms. **Geol. Assoc. Canada, Special Paper**, V. 34, 503pp. 1987.

HARKER, A. 1909. **The natural history of the igneous rocks**. New York, 384p.

HEAMAN, L. **U-Pb dating of giant radiating dyke swarms: potential for global correlations of mafic events**. In: Intern. Symp. On Mafic Dykes, São Paulo, Brasil, Ext. Abst., p. 7-9. 1991.

IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R. A. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. **Canadian Journal Of Earth Sciences**, [s.l.], v. 8, n. 5, p.523-548, maio 1971. Canadian Science Publishing. <http://dx.doi.org/10.1139/e71-055>.

JALOWITZKI, T. L. R. **Evolução geoquímica do manto litosférico subcontinental do Vulcão Agua Poca, Província Basáltica Andino-Cuyana, Centro-Oeste da Argentina**. 2010. 140 f. Tese (Doutorado) - Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2010.

JANOUSEK, V. et al. Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). **Journal Of Petrology**, [s.l.], v. 47, n. 6, p.1255-1259, 7 mar. 2006. Oxford University Press (OUP). <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/egl013>.

JACQUES, A. L.; GREEN, D. H. Determination of liquid compositions in high-pressure melting of peridotite. **American Mineralogist**, 64:1312-1321, 1979.

JORON, J. L.; TREIUL, M. Utilization des propriétés des éléments fortement hygromagmatophiles pour l'étude de la composition chimique et de l'hétérogénéité du manteau. **Bulletin de la Société Géologique de France**. T. XIX, 6:1197-1205. 1977.

KAMPUNZU, A. B. et al. Rb-Sr whole rock ages of the lueshe, Kirumba and Numbi igneous complexes (Kivu, Democratic Republic of Congo) and the break-up of the Rodinia supercontinent. **Journal Of African Earth Sciences**, [s.l.], v. 26, n. 1, p.29-36, jan. 1998. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/s0899-5362\(97\)00134-6](http://dx.doi.org/10.1016/s0899-5362(97)00134-6).

KERR, P.F. 1959. **Optical Mineralogy**. Mcgraw-Hill Book Co. 3. Ed., New York. 442p.

KRETZ, R. Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. **Geochimica Et Cosmochimica Acta**, [s.l.], v. 46, n. 3, p.411-421, mar. 1982. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(82\)90232-0](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(82)90232-0).

KRETZ, R. Symbols of rock-forming mineral. **American Mineralogist**, 68, 277-279, 1983.

KUDO, A. M.; WEILL, D. F. An igneous plagioclase thermometer. **Contributions To Mineralogy And Petrology**, [s.l.], v. 25, n. 1, p.52-65, 1970. Springer Nature. <http://dx.doi.org/10.1007/bf00383062>.

KUSHIRO, I. Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. **American Journal Of Science**, [s.l.], v. 258, n. 8, p.548-554, 1 out. 1960. American Journal of Science (AJS). <http://dx.doi.org/10.2475/ajs.258.8.548>.

KUSHIRO, I. Partial Melting of a Fertile Mantle Peridotite at High Pressures: An Experimental Study Using Aggregates of Diamond. **Earth Processes: Reading the Isotopic Code**, [s.l.], p.109-122, jan. 1996. American Geophysical Union. <http://dx.doi.org/10.1029/gm095p0109>.

LECHEMINANT, A. N.; HEAMAN, L. M. Mackenzie igneous events, Canada: Middle Proterozoic hotspot magmatism associated with ocean opening. **Earth And Planetary Science Letters**, [s.l.], v. 96, n. 1-2, p.38-48, dez. 1989. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821x\(89\)90122-2](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821x(89)90122-2).

LE ROEX, A. P. et al. Geochemical and mineralogical evidence for the occurrence of at least three distinct magma types in the 'famous' region. **Contributions To Mineralogy And Petrology**, [s.l.], v. 77, n. 1, p.24-37, mar. 1981. Springer Nature. <http://dx.doi.org/10.1007/bf01161499>.

LIMA, M . I. C. et al. **Folha SD-24, Salvador. Cap. 1 - Geologia. Projeto RADAMBRASIL**, Brasil, Ministério das Minas e Energia, Secretaria Geral, 1981. 24:27-192.

LONGHI, J. Multicomponent phase diagrams and the phase equilibria of basalts. In Workshop on Magmatic Processes of Early Planetary Crusts. **LPI Technical Report Number** 82-01:90-94, 1981.

LUDWIG, K. R. Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. (2003) Berkeley Geochronology Center, Berkeley, 70.

MARTINS-NETO M. Mantle plume, rifting and the Early Neoproterozoic glaciation in the São Francisco craton and Araçuaí fold belt, southeastern Brazil. In: **Int. Conf. on Basement Tectonics**, 14, Ouro Preto, Abstracts, p. 32-34, 1998.

MARTINS-NETO, M. Tectonics and sedimentation in a paleo/mesoproterozoic rift-sag basin (Espinhaço basin, southeastern Brazil). **Precambrian Research**, [s.l.], v. 103, n. 3-4, p.147-173, out. 2000. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/s0301-9268\(00\)00080-2](http://dx.doi.org/10.1016/s0301-9268(00)00080-2).

MARUYAMA, S. et al. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the Core–Mantle Boundary. **Gondwana Research**, [s.l.], v. 11, n. 1-2, p.7-37, jan. 2007. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2006.06.003>.

MASCARENHAS, J. F. et al. **Província São Francisco**. In: ALMEIDA, F. F. M. & HASUI, Y. (Coords.). O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Edgard Blücher, 1984., p. 46-122.
Mascarenhas J.F. e Garcia T.W. **Texto explicativo do mapa geocronológico do Estado da Bahia**. SGM. 1987. 186 p.

MATHEZ, E. A. Refinement of the Kudo-Weill plagioclase thermometer and its application to basaltic rocks. **Contributions To Mineralogy And Petrology**, [s.l.], v. 41, n. 1, p.61-72, 1973. Springer Nature. <http://dx.doi.org/10.1007/bf00377654>.

MACDONALD, G. A.; KATSURA, T.. Chemical Composition of Hawaiian Lavas1. **Journal Of Petrology**, [s.l.], v. 5, n. 1, p.82-133, 1 jan. 1964. Oxford University Press (OUP). <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/5.1.82>.

MCDONOUGH, W. F.; SUN, S. S. The composition of the Earth. **Chemical Geolog.**120:223-253, 1995.

MENEZES, R. C. L. et al. GEOQUÍMICA E GEOCROLOGIA DE GRANITOS ANOROGÊNICOS TONIANOS (ca. 914–899 Ma) DA FAIXA ARAÇUAÍ NO SUL DO ESTADO DA BAHIA. **Revista Geonomos**, [s.l.], v. 20, n. 1, p.1-13, 31 jul. 2012. GEONOMOS. <http://dx.doi.org/10.18285/geonomos.v20i1.21>.

MENEZES LEAL, A. B. **Contribuição ao estudo petrológico e geoquímico dos enxames de diques máficos de Uauá, Bahia**. 126 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, IG, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1992.

MENEZES LEAL, A. B. et al. Geologia da Bahia. Vol. 2. Capítulo XII. Diques Máficos. In: Johildo Salomão Figueirêdo Barbosa; Juracy de Freitas Mascarenhas; Luiz César Corrêa Gomes; José Maria Landim Dominguez. (Org.). GEOLOGIA DA BAHIA. PESQUISA E ATUALIZAÇÃO DE DADOS. 1 ed. Salvador: Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, 2012, v. 2, p. 199-232.

MINSTER, J. F. et al. Systematic use of trace elements in igneous processes. Part II: inverse problem of the fractional crystallization process in volcanic suites. **Contr.Mineral. Petrol.**, 61:49-77, 1977.

MIYASHIRO, A. Petrology and plate tectonics. **Reviews Of Geophysics**, [s.l.], v. 13, n. 3, p.94-98, 1975. Wiley-Blackwell. <http://dx.doi.org/10.1029/rg013i003p00094>.

MORAES BRITO, C. **Caracterização geológica, geoquímica e petrográfica dos diques máficos proterozóicos da região de Salvador, Bahia**. 153 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, IG, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1992.

MORAES FILHO, J. C. R.; LIMA, E. S. **Região de Itapetinga, sul da Bahia (borda SE do cráton do São Francisco): geologia e recursos minerais**. Salvador: Convênio CPRM/CBPM. 2007. Série Arquivos Abertos n ° 27. p. 63.

MORE: Mecanismo online para referências, versão 2.0. Florianópolis: UFSC Rexlab, 2013. Disponível em: < <http://www.more.ufsc.br/> >. Acesso em: 31/07/2017.

MORIMOTO, N. Nomenclature of pyroxenes. **American Mineralogist**, Lancaster, v. 73, p. 1123-1133, 1988.

NACHIT, H. et al. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. **Comptes Rendus Hebdomadaires de l'Academie des Sciences**, 301(11), 813-818, 1985.

NOCE, C. et al. Age of felsic volcanism and the role of ancient continental crust in the evolution of the Neoproterozoic Rio das Velhas Greenstone belt (Quadrilátero Ferrífero, Brazil): U-Pb zircon dating of volcanoclastic graywackes. **Precambrian Research**, [s.l.], v. 141, n. 1-2, p.67-82, 7 nov. 2005. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2005.08.002>.

O'HARA, M. J.. The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. **Earth-science Reviews**, [s.l.], v. 4, p.69-133, 1968. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252\(68\)90147-5](http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252(68)90147-5).

OLIVEIRA R. C. L. M. Idade, Petrografia e Geoquímica do Magmatismo Anorogênico Criogeniano e Toniano no Sul do Estado da Bahia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2010.

OLIVEIRA E. P. et al. New U-Pb zircon/baddeleyite ages on Archaean to Neoproterozoic LIPS (mafic dykes) of the São Francisco Craton, Brazil, and their potential use for palaeocontinent reconstruction. In: Mertanen S., Pesonen L.J., Sangchan P. (eds) Supercontinent Symposium 2012. University of Helsinki, Finland. Programme and Abstracts, pp. 94–95, 2012.

PEARCE, J. A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J. eds. Continental basalts and mantle xenoliths, Nantwich, Cheshire: **Shiva Publications**, pp. 230-249, 1983.

PEARCE, J. A.; CANN, J. R.. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. **Earth And Planetary Science Letters**, [s.l.], v. 19, n. 2, p.290-300, jun. 1973. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821x\(73\)90129-5](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821x(73)90129-5).

PEARCE, T.H. A contribution to the theory of variation diagrams. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 19, 42-57, 1968.

PEDREIRA, A. J., et al. **Projeto Bahia: Geologia da Chapada Diamantina**. Salvador, DNPM/CPRM, 1975. Vol 2.

PEDROSA-SOARES, A. et al. The Araçuaí West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. **Precambrian Research**, [s.l.], v. 110, n. 1-4, p.307-323, 1 ago. 2001. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/s0301-9268\(01\)00174-7](http://dx.doi.org/10.1016/s0301-9268(01)00174-7).

PEDROSA-SOARES, A. C.; ALKMIM, F. F. HOW MANY RIFTING EVENTS PRECEDED THE DEVELOPMENT OF THE ARAÇUAÍ-WEST CONGO OROGEN? **Revista Geonomos**, [s.l.], v. 19, n. 2, p.244-251, 13 fev. 2013. GEONOMOS. <http://dx.doi.org/10.18285/geonomos.v19i2.56>.

PEREIRA, L. M. **Geologia, petrografia e geoquímica dos Diques Máficos da Porção Sudeste do Bloco Gavião, Bahia, Brasil**. 2007. 39 f. Monografia (Graduação) - Curso de Geologia, Igeo, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2007.

PEREIRA VARJÃO, L. M. **Geologia, Petrografia e Litogeoquímica dos Diques Máficos da porção Sudeste do Bloco Gavião, Bahia, Brasil**. 2011. 114 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, IGEO, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2011.

PEUCAT J. J. et al. Geochronology of granulites from the south Itabuna-Salvador-Curaçá Block, São Francisco Craton (Brazil): Nd isotopes and U-Pb zircon ages. **Journal of South American Earth Sciences**, 31:397-413, 2011.

PINHEIRO, A. C. O. **Geologia e Petrografia do Enxame de Diques máficos de Itapé, Bahia**. 2009. 77 f. Monografia (Graduação) - Curso de Geologia, IGEO, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2009.

PINHEIRO, A. C. O. **Geologia, Petrografia, Litoquímica e Química Mineral do Enxame de Diques Máficos de Itapé, Bahia**. 2012. 144 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, IGEO, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2012.

RENNE P. R. et al. Ar⁴⁰/Ar³⁹ dating of 1.0-1.1 Ga Magnetizations from the São Francisco and Kalahari Cratons: Tectonic Implications for Pan-African and Brazilian Mobile Belts. **Earth and Planetary Science Letters**, 101:349- 366, 1990.

REUNIÃO ANUAL DA SBPC, 65., 2013, Recife. **O Oceano Atlântico e sua história geológica**. Recife: Sbpcc, 2013. 20 p.

RICHARD, L. R. **Minpet Software. Mineralogical and Petrological data processing system**. Versão 2.02. Copyright (1988-1995).

ROLLINSON, H. 1993. **Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation Interpretation**. Longman Group Ltd, UK.

ROSA, M. L. S. et al. Geochronology of the South Bahia Alkaline Province (NE Brazil). **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 66: A648, 2002.

ROSA, M. L. S. et al. Idade (Pb-Pb) e aspectos petrográficos e litogeoquímicos do Complexo Floresta Azul, Sul do Estado da Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**. 33:13-20, 2003.

ROSA, M. L. S. et al. Idade U-Pb da mineralização de sodalita-sienito (Azul-Bahia) no stock Litchfieldítico Itaju do Colônia, Sul do Estado da Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 1, p.111-121. 2005a.

ROSA, M. L. S. et al. Magmatismo Alcalino Intraplaca Neoproterozoico no Sul do Estado da Bahia: O Batólito Nefelina-Sienítico Itarantim. **Revista Brasileira de Geociências**. 35, 47-58, 2005b.

ROSA, M. L. S. et al. Neoproterozoic anorogenic magmatism in the Southern Bahia Alkaline Province of NE Brazil: U–Pb and Pb–Pb ages of the blue sodalite syenites. **Lithos**, [s.l.], v. 97, n. 1-2, p.88-97, ago. 2007. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2006.12.011>.

ROSSET, A. et al. Genesis and geodynamic significance of Mesoproterozoic and Early Cretaceous tholeiitic dyke swarms from the Sao Francisco Craton (Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, 24, 69-92, 2007.

SATO K. **Evolução crustal da Plataforma Sul Americana, com base na geoquímica isotópica SmNd**. Doutorado (Tese), Universidade de São Paulo, São Paulo. 299p, 1998.

SILVA FILHO, M. A. et al. **Projeto Sul da Bahia**. Relatório Final. Convênio DNPM/CPRM, Salvador, CPRM, 1974. Vol. 15.

SILVA, L. C. et al. REAVALIAÇÃO DA EVOLUÇÃO GEOLÓGICA EM TERRENOS PRÉ-CAMBRIANOS BRASILEIROS COM BASE EM NOVOS DADOS U-Pb SHRIMP, PARTE II: ORÓGENO ARAÇUAÍ, CINTURÃO MINEIRO E CRÁTON SÃO FRANCISCO MERIDIONAL(*). **Revista Brasileira de Geociências**, [s.l.], v. 32, n. 4, p.513-528, dez. 2002.

SILVA, L. C. et al. Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Araçuaí Orogen, eastern Brazil: New evidence for the breakup stage of the São Francisco–Congo Palecontinent. **Gondwana Research**, [s.l.], v. 13, n. 4, p.527-537, jul. 2008. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2007.06.002>.

SILVEIRA, E. M. et al. First precise U–Pb baddeleyite ages of 1500Ma mafic dykes from the São Francisco Craton, Brazil, and tectonic implications. **Lithos**, [s.l.], v. 174, p.144-156, ago. 2013. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2012.06.004>.

STUSSI, J. M.; CUNEY, M.. Nature of Biotites from Alkaline, Calc-alkaline and Peraluminous Magmas by Abdel-Fattah M. Abdel-Rahman: A Comment. **Journal Of Petrology**, [s.l.], v. 37, n. 5, p.1025-1029, 1996. Oxford University Press (OUP). <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/37.5.1025>.

SUN, S. S.; MCDONOUGH, W. F. 1989. **Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes**. In: A.D. Saunders & M.J. Norry (Eds.) *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society. London, pp. 313-345.

TACK, L. Early Neoproterozoic magmatism (1000 a€ 910 Ma) of the Zadinian and Mayumbian Groups (Bas-Congo): onset of Rodinia rifting at the western edge of the Congo craton. **Precambrian Research**, [s.l.], v. 110, n. 1-4, p.277-306, 1 ago. 2001. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/s0301-9268\(01\)00192-9](http://dx.doi.org/10.1016/s0301-9268(01)00192-9).

TANNER DE OLIVEIRA, M. A. F. **O Enxame de Diques Máficos de Olivença: Aspectos Geoquímicos e Petrogenéticos**. 159 f. Tese (Doutorado) - Curso de Geologia, IG, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989.

TEIXEIRA, W. et al. U-Pb zircon and baddeleyte age and tectonic interpretation of the Itabuna alkaline suite, São Francisco Craton, Brazil. **J. South Am. Earth Sci.**, 10:91-98, 1997.

THOMPSON, R. N. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. **Scot. Geol.**, 18, 49-107, 1982.

TREIUL, M.; VARET, J. 1973. **Critères volcanologiques, pétrologiques et géoquímiques de la gène et de La différenciation des magmas basaltiques: exemple de l'Afar**. Bolletín de La Societé Géologique de France, 7(15) 506p.

TROMPETTE, R. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). **Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa**. Rotterdam, A.A. Balkema, 350 p, 1994.

VALENTE, S. C., RIBEIRO, J. F. O. C. Estimativas das temperaturas de cristalização dos magmas das suítes de alto -TiO₂ e baixo -TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar, RJ. *Revista Universidade Rural: Série Ciências Exatas e da Terra, Seropédica, RJ: EDUR*, v.23, n.1-2, p. 107-110, jan.- dez., 2004.

VICAT, J. P.; POUCKET, A. Nature du magmatisme lié à une extension pré panafricaine : les dolérites des bassins de Comba et de SembéOuesso (Congo). **Bull. Soc Géol. France**. 166 (4) : pp 355-364, 1995.

VIEIRA Jr, N. 1990a. **Processos magmáticos: I – Um Algoritmo de Identificação**. *Pesquisas*, 17(1-2):45-52.

VIEIRA Jr, N. 1990b. **Processos magmáticos: II – Métodos de Quantificação**. *Pesquisas*, 17(1-2):53-61.

WEAVER, B. L. The origin of ocean island basalt end-member compositions: Trace element and isotopic constraints. **Earth and Planetary Science Letters**, 104:381-397, 1991.

WHITE, W. M. Oceanic Island Basalts and Mantle Plumes: The Geochemical Perspective. **Annual Review Of Earth And Planetary Sciences**, [s.l.], v. 38, n. 1, p.133-160, abr. 2010. Annual Reviews. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev-earth-040809-152450>.

WHITNEY, D. L.; EVANS, B. W.. Abbreviations for names of rock-forming minerals. **American Mineralogist**, [s.l.], v. 95, n. 1, p.185-187, 23 dez. 2009. Mineralogical Society of America. <http://dx.doi.org/10.2138/am.2010.3371>.

WILSON, M. **Igneous Petrogenesis**. Chapman and Hall, London, 466pp, 1989.

WINCHESTER, J. A. Different Moinian amphibolite suites in northern Ross-shire. **Scottish Journal Of Geology**, [s.l.], v. 12, n. 3, p.187-204, 1 nov. 1976. Geological Society of London. <http://dx.doi.org/10.1144/sjg12030187>.

YAVUZ, F.; ÖZTAS, T.. BIOTERM—A program for evaluating and plotting microprobe analyses of biotite from barren and mineralized magmatic suites. **Computers & Geosciences**, [s.l.], v. 23, n. 8, p.897-907, out. 1997. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/s0098-3004\(97\)00071-x](http://dx.doi.org/10.1016/s0098-3004(97)00071-x).

YODER, C. E.; TILLEY, C. E. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. **Journal Petrology**, v. 3, p. 342-532, 1962.

ZANETTIN, B. Proposed new chemical classification of volcanic rocks. **Episodes**, 7, 19-20, 1984.

ZHANG, M.; GUO, Z. Origin of Late Cenozoic Abaga–Dalinoer basalts, eastern China: Implications for a mixed pyroxenite–peridotite source related with deep subduction of the Pacific slab. **Gondwana Research**, [s.l.], v. 37, p.130-151, set. 2016. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2016.05.014>

ZINDLER, A.; HART, S. Chemical Geodynamics. **Annual Review Of Earth And Planetary Sciences**, [s.l.], v. 14, n. 1, p.493-571, maio 1986. Annual Reviews. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev.ea.14.050186.002425>.