



UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

FACULDADE DE GEOLOGIA

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO

**Petrogênese dos basaltos de baixo-TiO₂ do Enxame de Diques
da Serra do Mar na Região dos Lagos, RJ.**

Mestrando: Thiago Dutra dos Santos

Orientação: Dra. Beatriz Paschoal Duarte (DGRG/FGEL/UERJ)

Co-orientação: Dr. Sérgio de Castro Valente (DEGEOC/IA/UFRuralRJ)

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis

Rio de Janeiro

2006

FICHA CATALOGRÁFICA

DUTRA, THIAGO.

Petrogênese dos basaltos de baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar na Região dos Lagos, RJ. [Rio de Janeiro] 2006.

XIII, 111 p. 29,7 cm (Faculdade de Geologia – UERJ, Msc., Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais, 2006).

Dissertação – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, realizada na Faculdade de Geologia.

1. Litogeoquímica dos diques de basalto na Região dos Lagos. 2. Modelos de cristalização fracionada. 3. Modelos de fusão parcial modal. 4. Modelos binários de mistura de fontes. 5. Modelos geodinâmicos.

I - FGEL/UERJ

II – Título (série)

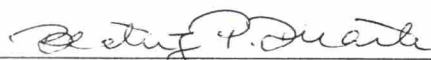
ATA DE DEFESA DE DISSERTAÇÃO DE MESTRADO INTITULADA: **PETROGÊNESE DOS BASALTOS DE BAIXO TIO₂, DO ENXAME DE DIQUES DA SERRA DO MAR NA REGIÃO DOS LAGOS, RJ**, DE AUTORIA DO ALUNO **THIAGO DUTRA DOS SANTOS**, PARA OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS, ÁREA DE CONCENTRAÇÃO EM TECTÔNICA, PETROLOGIA E RECURSOS MINERAIS.

Às 14h do dia 20 de fevereiro de 2006, no Auditório do CETREINA localizado no 1º andar da UERJ, Bloco E, Pavilhão João Lyra Filho, sito à Rua São Francisco Xavier, 524, realizou-se a defesa pública da Dissertação de Mestrado intitulada **PETROGÊNESE DOS BASALTOS DE BAIXO TIO₂, DO ENXAME DE DIQUES DA SERRA DO MAR NA REGIÃO DOS LAGOS, RJ**, sob orientação da Profª. Drª. Beatriz Paschoal Duarte (DGRG/UERJ). A sessão foi presidida pelo Coordenador do Programa, Prof. Egberto Pereira (DEPA/UERJ), que nos termos regimentais convocou os membros da Banca Examinadora constituída pelos Professores Doutores: Beatriz Paschoal Duarte (DO/USP/1998), Márcio Martins Pimentel (DO/University Oxford/1991) e Claudia Sayão Valladares (DO/USP/1996). Em seguida o Presidente deu a palavra ao mestrando para apresentar a súmula do trabalho realizado. Finda a apresentação, o mestrando foi argüido pelos examinadores, que emitiram o parecer abaixo:

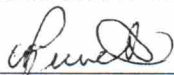
A dissertação apresenta alta qualidade científica, apresentando e discutindo em profundidade novos dados petrológicos para o Enxame de Diques da Serra do Mar. O candidato mostrou muito domínio e segurança no tema. Não há necessidade de modificações no texto original.

Drª. Beatriz Paschoal Duarte	<input checked="" type="checkbox"/> Aprovado	<input type="checkbox"/> Reprovado
Dr. Márcio Martins Pimentel	<input checked="" type="checkbox"/> Aprovado	<input type="checkbox"/> Reprovado
Drª. Claudia Sayão Valladares	<input checked="" type="checkbox"/> Aprovado	<input type="checkbox"/> Reprovado

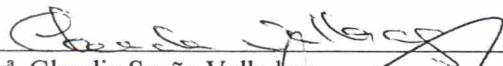
Face aos resultados acima, o Presidente deu por encerrada a sessão, declarando o mestrando **THIAGO DUTRA DOS SANTOS**, aprovado / reprovado, sendo que a presente Ata, após lida e aprovada, foi firmada pelos três Examinadores e pelo Coordenador do Programa. Rio de Janeiro, 20 de fevereiro de 2006.



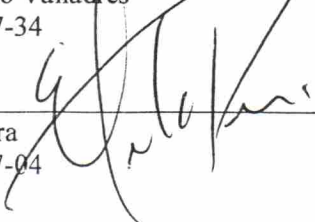
Drª. Beatriz Paschoal Duarte
CPF: 758.369.047-15



Dr. Márcio Martins Pimentel
CPF: 152.946.681-49



Drª. Claudia Sayão Valladares
CPF: 783.950.547-34


Dr. Egberto Pereira
CPF: 810.108.777-04

Dedicatória

*Dedico esta dissertação ao meu avó Inácio (in memoriam)
(Pequenos homens constróem grandes coisas
e grandes coisas são para sempre)!*

Agradecimentos

Gostaria de agradecer, em primeiro lugar a minha mãe Neuza, que me deu suporte integral durante toda minha vida e que sempre apoiou minhas escolhas. Outra parte fundamental de mim, e a quem gostaria de agradecer especialmente é minha irmã, Thaísa que desde o primeiro dia de nossas vidas, e então desde sempre, me inspirou confiança e determinação e nunca me deixou fraquejar e nem desistir dos meus ideais. Minha vó Neuza me deu amor incondicional e por ela nutro uma grande admiração. Agradeço ao meu grande avó Inácio, foi a pessoa que me ensinou minhas primeiras lições na vida e nelas eu me baseio ainda hoje. Também gostaria de agradecer, ainda que não haja uma grande cumplicidade, ao meu pai Sérgio, por ter me ensinado uma única coisa, sempre faça bem feito para nunca precisar fazer de novo. Um agradecimento especial a minha noiva Erica. Agradeço aos meus padrinhos, Inácio e Nilda e as minhas primas Hellen e Giselen, todos por terem confiado e me dado amor e carinho nos dias difíceis.

Agradeço a todos os amigos, em especial aos de infância: Rafael II, Rodrigo Taioba, Rodrigo Tirulipa, Thot (grande amigo), Vinícius, Henrique, Rafael I e outros que fizeram e ainda fazem parte de um grande time de amigos. Agradeço com grande estima aos grandes amigos da geologia da UFRuralRJ: Gilliatt, Júlio, Katiane, Gilmar, Luciana, Digo Bello, Maíra, Marcelo, Theodor, Escadinha, Fábio. Em especial a Lílian, que hoje se faz mais do que uma amiga, ao meu afilhado Matheus e ao Fábio, uma família feliz.

Agradeço aos amigos que tornaram esta dissertação mais fácil. Agradecimento em especial a Artur Corval, sem ele fazer esta dissertação seria muito mais complicado; a Michele Arena, sempre, por ter ajudado intensamente nas descrições e em tudo mais; a Richard Saraiva, pela grande ajuda com a formatação dos dados e pelos momentos de descontração, ao LeoCad, pela digitação do mapa de campo, as estagiárias Natália Famelli e Juliana Vinha, por tornar os campos mais divertidos e ao apoio dado no gabinete.

Em especial gostaria de agradecer aos orientadores Beatriz Paschoal Duarte, por ter apoiado e orientado com afinco esta dissertação e Sérgio Valente, por tudo, desde a orientação até conselhos pessoais, por se mostrar uma pessoa de postura e grande dignidade, capaz de interromper os sábados em família para que esta dissertação pudesse ser concluída. Agradeço também à equipe técnica do LGPA-UERJ e do LGA-UFRuralRJ.

Em geral, gostaria de agradecer as pessoas que cruzaram nossos caminhos durante nossa vida e que fizeram de um jeito ou de outro algo memorável e digno de ser lembrado. De uma forma ou de outra existe um pedacinho de cada um nesta dissertação, seja na escrita ou no pensamento.

De coração, mais uma vez obrigado.

Resumo

Diques de basaltos toleíticos de baixo-TiO₂ ocorrem na porção oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar, na Região dos Lagos, entre Niterói e Búzios. Eles têm direções, preferencialmente, NE-SW, subordinadamente, NNE-SSW e mais raramente, NW-SE, e formas intrusivas variáveis. Os basaltos são holocristalinos a hipocristalinos, inequigranulares a equigranulares, intergranulares e intersertais. Eles são constituídos essencialmente de plagioclásio, augita e/ou pigeonita, com olivina corroída, minerais opacos e apatita como minerais acessórios e biotita, bowlingita, idingisita, uralita e saussurita como minerais secundários. A assembléia de fenocristais destas rochas foi estimada em 15% de olivina, 40% de augita e 45% de plagioclásio. Os rochas inserem-se numa série basáltica subalcalina de afinidade toleítica de baixo-TiO₂ pouco expandida (MgO= 8,13-5,91%peso), não tendo sido encontradas amostras representativas de líquidos basálticos primários. Esta suíte predominante foi denominada Suíte Costa Azul. No entanto, os dados litogeoquímicos apontam para a existência de mais que uma suíte de baixo-TiO₂ na área de estudo que, segundo modelos de fusão parcial em equilíbrio modal, poderiam ter sido geradas por diferentes quantidades de fusão a partir de uma mesma fonte com granada residual. Em termos regionais, a suíte Costa Azul pode ser relacionada com a Suíte Esmeralda que ocorre na subprovincia Sul de Paraná-Etendeka, muito embora abrangendo um espectro mais amplo de razões Ti/Y. As rochas da suíte Costa Azul evoluíram por 42% de cristalização fracionada envolvendo uma assembléia de fenocristais composta por 15% de olivina, 40% de augita e 45% de plagioclásio, sem mudança de assembléia fracionante. Misturas de componentes mantélicos empobrecidos (mínimo de 72% de D-MORB) e enriquecidos (máximo de 28% de manto litosférico subcontinental) estão associadas à petrogênese desta suíte. Misturas entre componentes do tipo pluma e litosféricos não conseguem explicar as composições parentais da suíte. Os modelos petrogenéticos permitiram a proposição de um modelo geodinâmico envolvendo delaminação do manto litosférico subcontinental englobado por células convectivas ascendentes do manto sublitosférico subjacente em níveis astenosféricos pouco profundos durante um estágio avançado de rifteamento do supercontinente Gondwana.

Abstract

Low-TiO₂, tholeiitic basalt dykes occur eastwards the Serra do Mar Dyke Swarm within the Região dos Lagos from Niterói up to Búzios city. The dykes strike preferentially NE-SW bearing variable intrusive structures. The basalts are holo- to hypocrystalline, equigranular to inequigranular rocks with mostly intergranular and intersertal textures. They are composed mostly by plagioclase, augite and/or pigeonite and have corroded olivine, opaque minerals and apatite as accessory phases. Secondary minerals are represented by biotite, bowlingite, iddingsite, uralite and saussurite. The phenocrysts assemblage comprise 15% olivine, 40% augite and 45% plagioclase. The rocks comprise a low-TiO₂, subalkaline, tholeiitic basaltic suite hereafter called the Costa Azul suite. Nevertheless, lithochemical data point to the existence of more than one low-TiO₂ suite in the study area. Geochemical modelling has shown that these suites can be related by different degrees of partial melting from a similar mantle source with residual garnet. The Costa Azul suite can be related with the Esmeralda low-TiO₂ basaltic suite within the Paraná-Etendeka CFB province due south Brazil although comprising a wider Ti/Y ratio range. The rocks of the Costa Azul suite evolved by 42% of fractional crystallisation involving a phenocryst assemblage with 15% olivine, 40% augite and 45% plagioclase. Binary mixing modelling point to at least 72% of a D-MORB component and 28% of a subcontinental lithospheric mantle (SCLM) component in the petrogeneses of the Costa Azul basalts. Models involving mixing between plume-like asthenospheric and SCLM components cannot explain the geochemistry of parental liquids in the Costa Azul suite. A geodynamic model involving continental lithosphere delamination and entrainment by ascending convection cells from the underlying asthenospheric depleted mantle during an advanced stage of Gondwana rifting is depicted on the basis of the petrogenetic models proposed for the Costa Azul suite.

ÍNDICE DE FIGURAS E TABELAS

FIGURAS

Figura 1.1: (a) Mapa de localização do Orógeno Ribeira (b) Mapa de localização do Enxame de Diques da Serra do Mar, com delimitação da área de estudo da presente dissertação (retângulo vermelho).

6

Figura 2.1: Mapa geológico simplificado do Orógeno Ribeira. Legenda: (1) Sedimentos Quaternários; (2) Sedimentos Terciários; (3) Rochas alcalinas do Cretáceo/Terciário; (4) Granitóides Brasilianos sin- a pós-colisionais (4-9): 4) Biotita granitos pós-colisionais (510-480 M.a, G₅), 5) Granitos contemporâneos às zonas de cisalhamento D₃ (535-520 M.a, G₄), 6) Granitos e charnoquitos tardi-colisionais (ca. 560 M.a, G₃), 7) Granitos porfiróides sin-colisionais (590-560 M.a), 8) Leucogranitos e charnoquitos do tipo S ou híbridos sin-colisional (ca. 580 M.a, G₂); Granitóides com idades indeterminadas (9-10) 9) Hornblenda granito gnaisse, 10) Suítes Anta e São Primo; (11) Arco Magmático Rio Negro (790-620 Ma.); Terreno Ocidental (12-17): Megasseqüência Andrelândia (12-14): 12) Seqüência Rio do Turvo em *facies* granulito de alta pressão, 13) Seqüência Rio do Turvo, 14) Seqüência Carrancas; 15) Complexo Mantiqueira, 16) Fácies distais da Megasseqüência Andrelândia no Domínio Juiz de Fora, 17) Complexo Juiz de Fora, 18) Complexo Embu Indiviso; Terreno Paraíba do Sul (19-20): 19) Grupo Paraíba do Sul, 20) Complexo Quirino; Terreno Oriental (21-22): 21) Sucessão metassedimentar Italva, 22) Sucessão metassedimentar Costeiro; Terreno Cabo Frio (23-24): 23) Sucessão Búzios e Palmital, 24) Complexo Região dos Lagos (retirado de Heilbron *et al.*, 2004).

8

Figura 2.2: Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná (Bellieni *et al.*, 1986; Nardy *et al.*, 2001): (1) embasamento cristalino; (2) sedimentos pré-vulcânicos (principalmente paleozóicos); (3) rocha vulcânicas básicas a intermediárias da Província Ígnea Paraná-Etendeka (Brasil); (4) rochas ácidas do tipo Palmas da Província Magmática do Paraná; (5) Rochas ácidas do tipo Chapecó da Província Magmática do Paraná; (6) Enxame de diques do Arco de Ponta Grossa e da Serra do Mar; (7) sedimentos pós-vulcânicos (principalmente do Cretáceo Inferior (adaptado de Marques & Ernesto, 2004).

14

Figura 3.1: Diagramas de rosetas exibindo os principais *trends* estruturais dos diques do Enxame de Diques da Serra do Mar. (a)- *trends* gerais do enxame; (b) - *trends* da região entre Niterói

e Cabo Frio; (c) - <i>trends</i> da suíte de alto-TiO ₂ do enxame; (d) - <i>trends</i> da suíte de baixo-TiO ₂ do enxame.	35
Figura 3.2: Dique com xenólitos métricos da rocha encaixante, alguns mostrando possíveis processos de assimilação, localizado na Praia de Geribá em Búzios (Sem ponto).	37
Figura 3.3: Dique com margem resfriada (<i>chilled margin</i>) de aproximadamente 11 cm em Saquarema, RJ (Ponto AR-TD-04).	37
Figura 3.4: Crescimento de calcita e pirita em estrias que denotam componente transcorrente dextral. Pedreira Litorânea, São Pedro d'Aldeia (Ponto CF-TD-13).	38
Figura 3.5: Forma intrusiva típica dos diques aflorantes na área de estudo. Praia das Conchas, em Búzios (Ponto FC-TD-01).	39
Figura 3.6: Forma intrusiva bifurcada de dique na Praia das Conchas, em Búzios (Ponto FC-TD-01).	39
Figura 3.7 Forma de intrusão do dique exibindo um padrão escalonado (<i>en échelon</i>). Neste padrão a direção da extensão é normal aos segmentos indicando uma rotação do campo de <i>stress</i> regional. As setas indicam a direção da extensão normal. Ponto AR-TD-04.	40
Figura 3.8: Textura intergranular, onde grãos de augita anédricos (seta) ocupam os interstícios de grãos de plagioclásio subédricos. Lâmina SQ-TD-01b. Nicóis cruzados.	41
Figura 3.9: Textura intersetal, onde vidro vulcânico alterado (cor de interferência marrom) encontra-se nos interstícios de grãos de plagioclásio. Lâmina SQ-TD-01e. Nicóis cruzados.	42
Figura 3.10: Textura glomeroporfirítica, dada pelo agrupamento dos fenocristais de plagioclásio. Lâmina AR-TD-04a. Nicóis cruzados.	42
Figura 3.11: Textura subofítica com inclusão parcial de grãos de plagioclásio, preferencialmente colunares subédricos a euédricos, em cristais de augita. Lâmina CF-TD-06b. Nicóis cruzados. O retângulo amarelo mostra a augita subofítica.	43
Figura 3.12: Grãos de plagioclásio subédricos a euédricos apresentando zonamento composicional. Lâmina CF-TD-04. Nicóis cruzados.	44
Figura 3.13: Fenocristal de augita subédrica com zonamento composicional. Presença de uralita nas bordas. Lâmina CF-TD-03a. Nicóis paralelos.	45

Figura 3.14: Fenocristal de olivina euédrica exibindo minerais de alteração nas fraturas (bowlingita e idingisita). Lâmina CF-TD-03e. Nicóis paralelos.	45
Figura 3.15: Grãos de minerais opacos anédricos mostrando crescimento <i>subsolidus</i> . Lâmina CF-TD-02a. Nicóis paralelos.	46
Figura 3.16: Xenocristal de plagioclásio subédrico corroído mostrando geminação simples, incomum nos fenocristais de plagioclásio destas rochas. Lâmina CF-TD-02e. Nicóis paralelos.	47
Figura 3.17: Diagrama TAS (Total de Álcalis <i>versus</i> Sílica) de discriminação de séries (Irvine & Baragar, 1971) para os diabásios estudados. Dados recalculados para 100% em base anídrica.	51
Figura 3.18: Diagrama AFM de discriminação de séries toleítica e calcialcalina (Irvine & Baragar, 1971) para os diabásios estudados. A = Na ₂ O + K ₂ O; F = Fe ₂ O ₃ ^t ; M = MgO (em %peso). Dados recalculados para 100% em base anídrica.	51
Figura 3.19: Diagrama de classificação de rochas (LeMaitre, 1989) para as amostras estudadas. Dados recalculados para 100% em base anídrica.	53
Figura 3.20: Diagramas de classificação de rochas para as amostras estudadas (Winchester & Floyd, 1977). (a) - Nb/Y <i>versus</i> Zr/TiO ₂ ; (b) - Zr/TiO ₂ <i>versus</i> SiO ₂ .	54
Figura 4.1: Diagramas de variação para MgO para elementos maiores discriminantes de processos evolutivos para a suíte de baixo-TiO ₂ da área estudada. As curvas lineares e polinomiais, suas respectivas equações e quadrados dos coeficientes de correlação (R ²) são mostrados no diagrama.	58
Figura 4.2: Diagramas de variação para MgO para elementos traços discriminantes de processos evolutivos para a suíte de baixo-TiO ₂ da área estudada. As curvas lineares e polinomiais, suas respectivas equações e quadrados dos coeficientes de correlação (R ²) são mostrados no diagrama.	59
Figura 4.3: Concentrações de elementos traços da amostra parental CF-TD-14b da suíte de baixo-TiO ₂ da área de estudo plotadas num diagrama de variação multi-elementar normalizado para condrito (Thompson, 1982; Sun, 1980 e Hawkesworth <i>et al.</i> , 1984).	65
Figura 4.4: Concentrações de elementos traços da amostra parental CF-TD-14b da suíte de baixo-TiO ₂ da área de estudo	

plotadas num diagrama de elementos terras-raras normalizado para condrito (**Nakamura, 1974 e Haskin et al., 1968**). 66

Figura 4.5: Diagrama de elementos traços móveis e imóveis normalizado para condrito com o resultado do modelo de cristalização fracionada para os basaltos da suíte de baixo-TiO₂ estudada. O elemento Ta não foi considerado na modelagem devido a possíveis processos de contaminação durante a preparação das amostras (**Anexo III**). 67

Figura 4.6: Diagrama mostrando os testes de modelos de fusão parcial em equilíbrio modal para discriminação das fontes das suítes de baixo-TiO₂ do enxame na área. O retângulo vermelho delimita o intervalo de F gerador de magmas basálticos toleíticos (**Mysen & Kushiro, 1977; Jacques & Green, 1980**). F= a quantidade de fusão parcial. 73

Figura 4.7: Diagrama La/Nb versus La/Yb discriminante das suítes de baixo-TiO₂ (Serrana e Búzios) do Enxame de Diques da Serra do Mar, baseado em razões de elementos traços incompatíveis imóveis (**Monteiro & Valente, 2003**) com as amostras estudadas nesta dissertação. * Amostras retiradas de **Tetzner, 2002**. ** Amostras retiradas de **Ludka, 1997; Corval, 2005**. O campo da suíte Costa Azul inclui 21 amostras analisadas nesta dissertação e 9 amostras da suíte Búzios. 75

Figura 4.8: Diagrama Ti/Y versus Ti/Zr discriminante das suítes de baixo-TiO₂ (Esmeralda e Gramado) da Província Magmática Paraná-Etendeka, baseado em razões de elementos traços incompatíveis imóveis (**Hergt et al., 1991; Peate et al., 1997**) com as amostras estudadas nesta dissertação. 76

Figura 5.1: Diagrama de variação normalizado para o padrão de **Thompson (1982), Sun (1980) e Hawkesworth et al., (1984)**, onde é plotada a amostra parental da suíte de baixo-TiO₂ da área de estudo (CF-TD-14b) e amostras representativas de componentes do tipo pluma (TDC58P-Tristão da Cunha; **LeRoex et al., 1990** e G111-Gough; **Sun & McDonough, 1989**) e do tipo empobrecido (D-MORB; **Salters & Stracke, 2004**). 80

Figura 5.2: Diagrama de variação normalizado para o padrão de **Thompson (1982), Sun (1980) e Hawkesworth et al., (1984)**, onde é plotada a amostra parental da suíte de baixo-TiO₂ da área de estudo (CF-TD-14b), os exemplos de lamprófiros de alto-TiO₂ e baixo-TiO₂ da série alcalina do Enxame de Diques da Serra do Mar (**Valente, 1997**), um lamprófiro de alto-TiO₂ (CF-TD-03e) coletado na área de estudo, e um representante dos basaltos de cordilheiras oceânicas (D-MORB; **Salters & Stracke, 2004**). 80

Figura 5.3: Diagrama La/Yb versus La/Nb com resultados do modelo binário entre um componente empobrecido (D-MORB; **Salters & Stracke, 2004**) e fértil (G111-Gough; **Sun & McDonough, 1989**). A amostra parental da suíte de baixo-TiO₂ da área de estudo (CF-TD-14b) aparece plotada no diagrama. Os intervalos de mistura (losangos) a 10% de *f*. 83

Figura 5.4: Diagrama normalizado mostrando os testes de modelos binários para mistura de fontes do tipo empobrecida (D-MORB) e enriquecida (MLSC_{modelo}) onde é plotada a amostra parental da suíte de baixo-TiO₂ da área de estudo (CF-TD-14b), bem como, os valores de *f*=88%, 80% e 72% do componente do tipo D-MORB na mistura. 88

Figura 5.5: Bloco diagrama mostrando o modelo geodinâmico de geração dos diabásios de baixo-TiO₂ que ocorrem na área de estudo. 91

TABELAS

Tabela 2.1: Valores das razões isotópicas de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (Sr_i); ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (Nd_m) e Pb ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb_m; ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb_m; ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb_m para cada suíte discriminada (**Cordani et al., 1988; Piccirillo et al., 1989; Peate & Hakesworth, 1996; Mantovani et al., 1985^a; Petrini et al., 1987; Marques et al., 1999**). 17

Tabela 2.2: Valores das razões entre elementos traços incompatíveis e TiO₂ (em%peso) usados como índices discriminantes das suítes de baixo-TiO₂ e alto-TiO₂ para a Província basáltica Paraná-Etendeka (**Peate, 1997, 1999**). 18

Tabela 2.3: Tabela de dados de fusão parcial do sistema peridotítico sob condições de pressões de 20 Kbar e 35 Kbar (**Mysen & Kushiro, 1977**). Minerais normativos CIPW: Ne=nefelina, Ol=olivina, Hy=hiperstênio. Minerais da moda: Ol=olivina, Opx=ortopiroxênio, Cpx=clinopiroxênio, Esp=espinélio, Gr=granada. 30

Tabela 2.4: Tabela de dados de fusão parcial do sistema peridotítico (pirólito) sob condições de pressões e temperaturas variadas (**Green & Ringwood, 1967**). %FP=quantidade de fusão parcial, Ol=olivina, Qz=quartzo, Pg=plagioclásio, Px=piroxênio, Gr=granada, Al=alumínio. 31

Tabela 2.5: Tabela de dados de fusão parcial do sistema peridotítico sob condições hidratadas (**Kushiro, 1972**).

PH ₂ O=pressão parcial de água; P _T =pressão total, %FP=quantidade de fusão parcial, Ne=nefelina normativa.	32
Tabela 2.6: Tabela de dados de fusão parcial do sistema peridotítico sob condições hidratadas a altas pressões (Kushiro, 1972). PH ₂ O=pressão parcial de água; %FP=quantidade de fusão parcial, Ol=olivina, Gr=granada.	33
Tabela 3.1: Valores máximos, mínimos, médias, desvios-padrão e coeficientes de variação de óxidos e elementos dos diabásios do EDSM (Fe ₂ O ₃ ^t é ferro total sob a forma de ferro férrico; LOI é a perda ao fogo e n é o número de amostras).	49
Tabela 3.2: Valores das amostras estudadas, bem como os valores de máximos, mínimos, médias e desvios-padrão da norma CIPW. Todos os valores são expressos em %peso. Os minerais normativos são os seguintes: Q=quartzo, Hy=hiperstênio, Ol=olivina, Ne=nefelina, Or=ortoclásio, Ab=albita, An=anortita, Di=diopísídeo, Mt=magnetita, Il=ilmenita e Ap=apatita.	52
Tabela 3.3: Relação de amostras de diabásio estudadas discriminadas em suítes de baixo-TiO ₂ segundo os critérios de Bellieni et al., 1983; Hergt et al., 1991 .	55
Tabela 4.1 – Valores dos quadrados de coeficientes de correlação de Pearson (R ²) e níveis de significância (NS) para os basaltos de baixo-TiO ₂ da área estudada. (R ²) _L = coeficiente de correlação linear, (R ²) _P = coeficiente de correlação polinomial, NS _L = nível de significância para a correlação linear, NS _P = nível de significância para a correlação polinomial e n = número de amostras. Valores de NS<95% indicam dispersão.	60
Tabela 4.2: Variação da razão entre elementos traços incompatíveis imóveis na suíte de baixo-TiO ₂ da área de estudo.	62
Tabela 4.3: Variação da razão entre elementos traços incompatíveis imóveis dentro da suíte de baixo-TiO ₂ e suas respectivas concentrações de MgO em % de peso.	63
Tabela 4.4: Critérios geoquímicos para a discriminação de três tipos fundamentais de fontes geradoras de magmas basálticos.	65
Tabela 4.5: Concentrações normalizadas dos elementos traços incompatíveis no líquido mais evoluído modelo (C _L ^{Modelo} _(N)) e no líquido mais evoluído medido (C _L ^{Medido} _(N)) (amostra CF-TD-03a). %C _{L(N)} é a diferença, em porcentagem, do C _L ^{Modelo} _(N) e C _L ^{Medido} _(N) .	68

Tabela 5.1 – Amostras utilizadas na modelagem binária de fontes, bem como suas respectivas concentrações de MgO (%peso) e o tipo de rocha.	81
Tabela 5.2 – Concentrações normalizadas para o padrão de Thompson, (1982) dos elementos traços incompatíveis utilizados na modelagem binária para misturas de fontes. Os componentes são aqueles listados na Tabela 5.1 .	81
Tabela 5.3: Composição do manto litosférico subcontinental local modelo normalizada para o padrão de Thompson et al., 1982 . Valores normalizados das razões La/Yb e La/Nb também são indicados na tabela.	87

ÍNDICE

Dedicatória	i
Agradecimentos	ii
Índice	iii
Índice de tabelas e figuras	v
Resumo	xii
<i>Abstract</i>	xiii

Capítulo 1: Introdução

1.1 Introdução	2
1.2 Objetivos	2
1.3 Justificativa	3
1.4 Métodos de trabalho	4
1.5 Localização e vias de acesso	5

Capítulo 2: Revisão temática

2.1 Modelos geodinâmicos para o segmento central do Orógeno Ribeira	7
2.2 Modelos geodinâmicos para a reativação da porção meridional da Plataforma Sul-Americana no Cretáceo Inferior	12
2.3 Províncias basálticas continentais Cretáceas da porção meridional da Plataforma Sul-America: Paraná-Etendeka, bacias de rifte e o Enxame de Diques de Ponta Grossa	15
2.4 Petrogênese basáltica toleítica e implicações geodinâmicas	26

Capítulo 3: Dados de campo, petrografia e litogeoquímica

3.1 Introdução	34
3.2 Dados de campo	35
3.3 Petrografia	40
3.4 Litogeoquímica	47

Capítulo 4: Petrogênese da suíte de baixo-TiO₂

4.1 Introdução	57
4.2 Processos evolutivos e discriminação de fontes	57
4.3 Modelagem geoquímica do processo de cristalização fracionada	66
4.4 Modelagem geoquímica do processo de fusão parcial: Quantas fontes?	70
4.5 Comparações regionais	74
4.6 Conclusões	77

Capítulo 5: Modelos geodinâmicos

5.1 Introdução	78
5.2 Modelos binários para mistura de fontes	78
5.3 Proposição de um modelo geodinâmico	88

5.4 Conclusões	91
Capítulo 6: Considerações finais	
6.1 Conclusões	93
6.2 Propostas para trabalhos futuros	95
Referências bibliográficas	97
ANEXO I: Mapa geológico do Enxame de Diques da Serra do Mar na área de estudo	
ANEXO II: Dados litogeoquímicos	
ANEXO III: Métodos analíticos	
ANEXO IV: Análise regressiva	

CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO

1.1: Apresentação

Esta dissertação é um requisito parcial para a obtenção do grau de mestre no Programa de Pós-graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da Faculdade de Geologia da Universidade Estadual do Rio de Janeiro (UERJ).

O tema focado nesta dissertação é a petrogênese dos diques de basalto toleítico, do Cretáceo Inferior, que integram o Enxame de Diques da Serra do Mar (**Valente, 1997**) na Região dos Lagos, litoral do Estado do Rio de Janeiro.

A dissertação foi desenvolvida sob a orientação da Dra. Beatriz Paschoal Duarte, da Faculdade de Geologia (FGEL) da UERJ, e co-orientação do Dr. Sérgio de Castro Valente, do Grupo de Estudos em Petrologia (GEP) do Departamento de Geociências da UFRuralRJ.

1.2: Objetivos

O objetivo geral deste projeto de dissertação de mestrado foi estudar a petrogênese dos diques de basalto toleítico, do Cretáceo Inferior, que ocorrem na Região dos Lagos no Estado do Rio de Janeiro.

Objetivos específicos relacionados a este projeto incluem:

1. Discriminação de suítes basálticas toleíticas na área de estudo ($22^{\circ}45' - 23^{\circ}00' S$ e $41^{\circ}45' - 43^{\circ}07' W$);
2. Modelamento petrogenético dos processos evolutivos e de fusão parcial para as suítes discriminadas;
3. Estudo comparativo com outras suítes magmáticas contemporâneas no sul/sudeste do Brasil; e

4. Proposição de modelos geodinâmicos relacionados à fragmentação do Gondwana no Cretáceo Inferior.

1.3: Justificativas

A provincialidade geoquímica, em termos de suítes basálticas de baixo-TiO₂ e alto-TiO₂, é um dos aspectos mais relevantes associados ao estudo de províncias basálticas continentais. A origem desta provincialidade tem sido atribuída, fundamentalmente, a processos de fusão parcial de fontes distintas ou, alternativamente, a processos de fusão parcial diferencial a partir de uma mesma fonte (*p.ex.*: **Fodor et al., 1985; Gibson et al., 1995 a,b**).

A série toleítica do Enxame de Diques da Serra do Mar foi originalmente descrita, por diferentes autores, como constituída exclusivamente por uma suíte de alto-TiO₂ (*p.ex.*: **Comin-Chiaramonti et al., 1983; Valente et al., 1998a**). No entanto, dados recentes indicam que a série também inclui suítes de baixo-TiO₂, tanto na região de Búzios (**Tetzner et al., 2001**) quanto na região serrana (**Ludka, 1997; Monteiro & Valente, 2003**) do Estado do Rio de Janeiro. A caracterização de suítes de baixo-TiO₂ na série toleítica implica, necessariamente, na provincialidade geoquímica do Enxame de Diques da Serra do Mar, à semelhança do que ocorre em Paraná-Etendeka, por exemplo (**Peate, 1997**). Obviamente, a provincialidade geoquímica do Enxame de Diques da Serra do Mar resultará em modelos petrogenéticos substancialmente distintos daqueles ora existentes e terá implicação direta com os processos de rifteamento do Gondwana no Cretáceo Inferior que, em última instância, são os controladores dos regimes de fusão parcial mantélica.

A produção, interpretação e integração de dados petrológicos, estruturais, estratigráficos, e geocronológicos, dentre outros, tem permitido construir modelos geodinâmicos para o Cretáceo Inferior do sudeste do Brasil (*p.ex.*: **Turner et al., 1994; Gibson et al., 1995b; Turner & Hawkesworth, 1995**). Estes modelos podem servir não somente à elucidação de processos mantélicos e crustais complexos, mas também à compreensão dos parâmetros

que controlam a geração e distribuição de reservas minerais como, por exemplo, de óleo e gás em bacias sedimentares localizadas em áreas de rifteamento continental. Importantes reservas de gás e óleo do Brasil se localizam em bacias sedimentares vizinhas à área foco deste projeto. De uma maneira geral, a formação destas bacias está também associada ao rifteamento continental que resultou na formação deste enxame no sudeste do Brasil durante o Cretáceo (*p.ex.*: **Chang et al., 1992**). Novos dados geoquímicos para a série toleítica do Enxame de Diques da Serra do Mar poderão contribuir para o refinamento dos modelos geodinâmicos para o magmatismo máfico do Cretáceo na porção centro-sul da Placa Sul-Americana.

1.4: Métodos de trabalho

Este projeto de mestrado foi desenvolvido com base nas seguintes etapas metodológicas principais:

1. Levantamento bibliográfico sobre temas afins à pesquisa (contexto geodinâmico e magmatismo das províncias basálticas continentais do Cretáceo Inferior no sul-sudeste do Brasil e petrologia de rochas basálticas);
2. Análise de imagens de satélite, RADAR e fotografias aéreas disponíveis em várias escalas para a elaboração de um mapa preliminar com as ocorrências de diques na área de estudo;
3. Levantamento de campo, incluindo: a) a localização do afloramento (com uso de *GPS*); b) a caracterização estrutural e morfológica do dique (medidas de espessura, orientação e possíveis estruturas de fluxo); c) caracterização litológica dos diques e suas rochas encaixantes (descrição de litotipos, tipos de rochas encaixantes e presença ou ausência de xenólitos e/ou nódulos); e d) coleta de amostras representativas e, preferencialmente, inalteradas;

4. Análise petrográfica das amostras inalteradas coletadas, com estudo sob microscópio de luz transmitida (fases transparentes);
5. Seleção e preparação de vinte e uma amostras para proceder às análises litogeoquímicas; outras nove amostras foram compiladas de **Tetzner, 2002**.
6. Produção de dados geoquímicos de rocha total para elementos maiores e traços, incluindo os elementos terras raras;
7. Organização e análise qualitativa e quantitativa dos dados geoquímicos para a identificação de suítes magmáticas;
8. Modelamento petrogenético das suítes magmáticas identificadas na área alvo, utilizando-se os dados geoquímicos e petrográficos obtidos;
9. Integração dos dados e comparação com outras suítes já definidas para o Enxame de Diques da Serra do Mar e outras províncias basálticas do sul-sudeste do Brasil; e
10. Elaboração do documento final da tese e defesa da mesma.

1.5: Localização e vias de acesso

A área de estudo insere-se no litoral do Estado do Rio de Janeiro entre os municípios de Niterói e Búzios. A área está limitada aproximadamente pelos meridianos ($22^{\circ}45'-23^{\circ}00'$ S e $41^{\circ}45'-42^{\circ}45'$ W) (**Figura 1.1**). O acesso à área, a partir do Rio de Janeiro, pode ser feito atravessando-se a Ponte Rio-Niterói, e seguindo-se pela BR 101 até Rio Bonito e pela RJ 124 até cerca de 4 km antes da cidade de São Pedro d'Aldeia no entroncamento com a RJ 106, que leva ao distrito de Tamoios onde há uma entrada para sudeste em direção a Búzios.

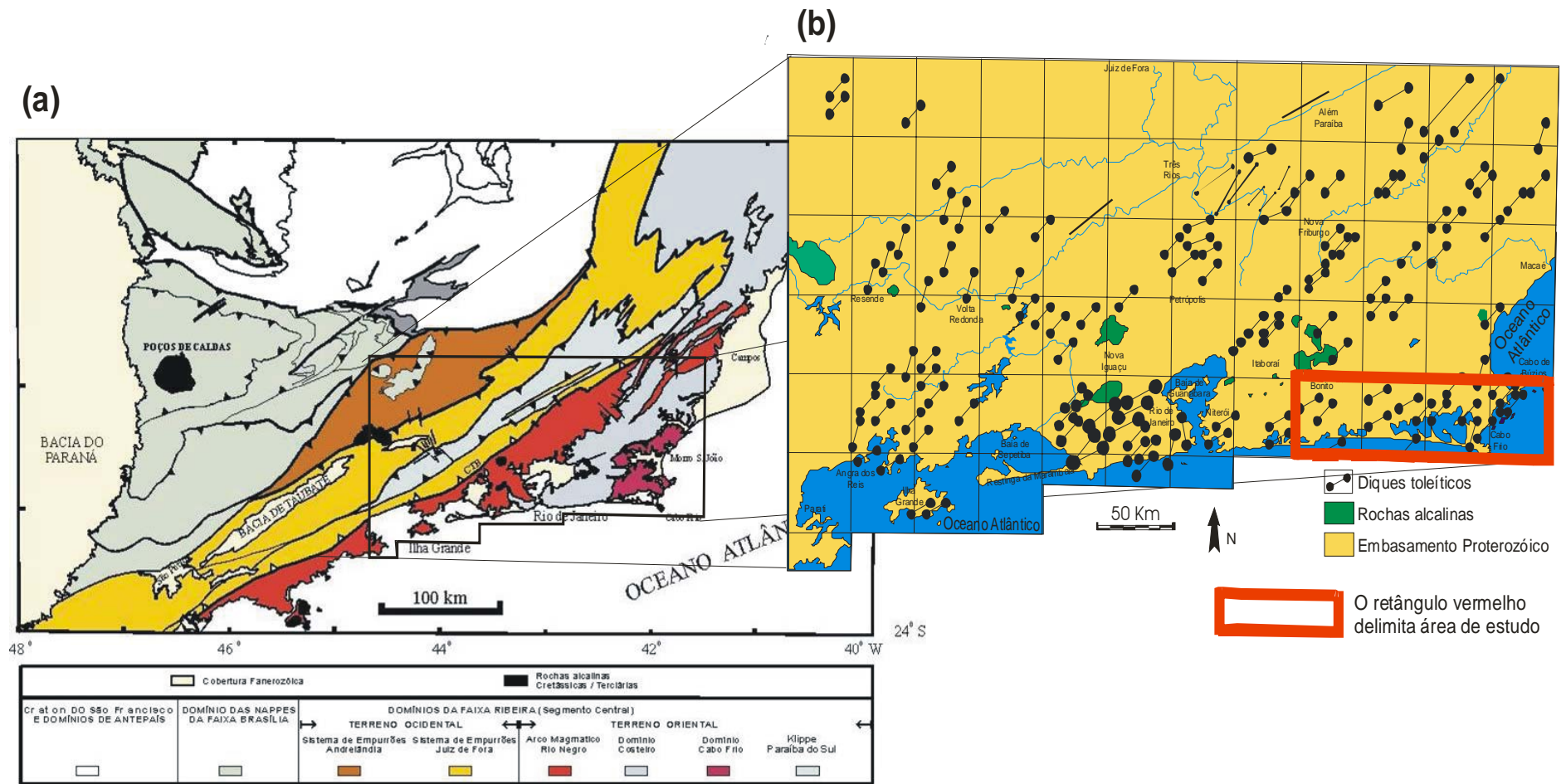


Figura 1.1: (a) Mapa de localização do Orógeno Ribeira (b) Mapa de localização do Enxame de Diques da Serra do Mar, com delimitação da área de estudo da presente dissertação (retângulo vermelho).

CAPÍTULO 2: REVISÃO TEMÁTICA

2.1: Modelos geodinâmicos para o segmento central do Orógeno Ribeira

O segmento central do Orógeno Ribeira insere-se na Província Mantiqueira (**Almeida & Hasui, 1984; Heilbron *et al.*, 2004**) e resultou de um processo de colisão continental Neoproterozóica a Cambro-Ordoviciano (**Heilbron *et al.*, 2000; Schmitt *et al.*, 2004**).

O Orógeno Ribeira (**Figura 2.1**) tem cerca de 1.400 Km de extensão ao longo da costa brasileira, sendo limitado a norte pelo Orógeno Araçuaí, a sul pelo Orógeno Apiaí e pelo Cráton Luís Alves, a leste por bacias de rifte do Cretáceo e a oeste por uma zona de interferência com o Orógeno Brasília (**Heilbron *et al.*, 2004**). A direção preferencial dos terrenos tectônicos deste orógeno é NE-SW. Estes compartimentos são limitados por zonas de cisalhamento oblíquas, com destaque para o Contato Tectônico Central que separa os terrenos oriental e ocidental do orógeno (**Almeida *et al.*, 1998**). Uma zona de interferência com o Orógeno Brasília foi identificada a oeste, onde os terrenos tectônicos orientam-se NNW-SSE, formando sucessões de *nappes* com empilhamento tectônico vergente para E-ESE, rumo ao Cráton do São Francisco ou tangente a sua borda meridional (**Trouw *et al.*, 1994**).

O Orógeno Ribeira é subdividido em cinco terrenos tectono-estratigráficos separados ora por falhas de empurrão, ora por zonas de cisalhamento oblíquas transpressivas. Estes terrenos são denominados Ocidental, Paraíba do Sul, Embu, Oriental e Cabo Frio (**Figura 2.1**) (**Heilbron *et al.*, 2004**). A colisão entre estes terrenos foi caracterizada pelo imbricamento de escamas crustais com vergência para oeste, em direção a margem do Cráton do São Francisco. Os quatro primeiros terrenos foram amalgamados há ca. 580 Ma enquanto o Terreno Cabo Frio representa uma colagem posterior, ca. 520 Ma (**Heilbron *op. cit.*; Schmitt *et al.*, 2004**).

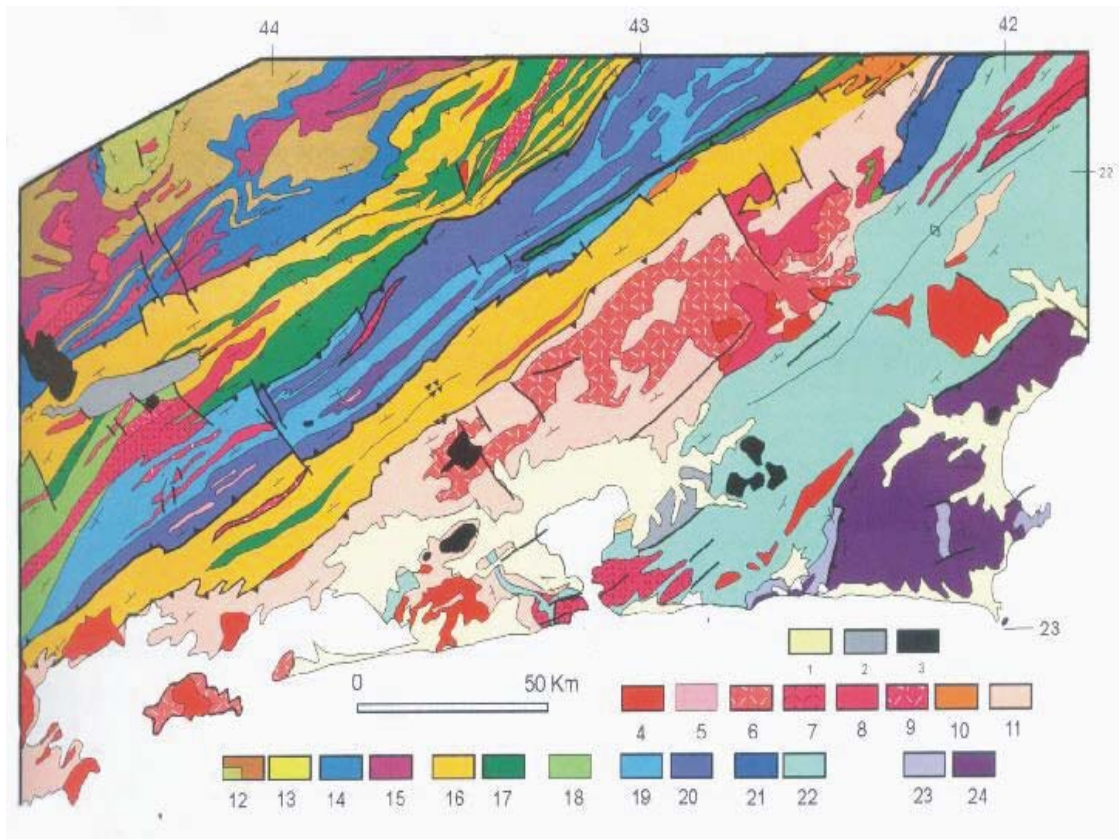


Figura 2.1: Mapa geológico simplificado do Orógeno Ribeira. Legenda: (1) Sedimentos Quaternários; (2) Sedimentos Terciários; (3) Rochas alcalinas do Cretáceo/Terciário; (4) Granitóides Brasilianos sin- a pós-colisionais (4-9): 4) Biotita granitos pós-colisionais (510-480 M.a, G₅), 5) Granitos contemporâneos às zonas de cisalhamento D₃ (535-520 M.a, G₄), 6) Granitos e charnoquitos tardi-colisionais (ca. 560 M.a, G₃), 7) Granitos porfiróides sin-colisionais (590-560 M.a), 8) Leucogranitos e charnoquitos do tipo S ou híbridos sin-colisional (ca. 580 M.a, G₂); Granitóides com idades indeterminadas (9-10) 9) Hornblenda granito gnaiss, 10) Suítes Anta e São Primo; (11) Arco Magmático Rio Negro (790-620 Ma.); Terreno Ocidental (12-17): Megasseqüência Andrelândia (12-14): 12) Seqüência Rio do Turvo em *facies* granulito de alta pressão, 13) Seqüência Rio do Turvo, 14) Seqüência Carrancas; 15) Complexo Mantiqueira, 16) Fácies distais da Megasseqüência Andrelândia no Domínio Juiz de Fora, 17) Complexo Juiz de Fora, 18) Complexo Embu Indiviso; Terreno Paraíba do Sul (19-20): 19) Grupo Paraíba do Sul, 20) Complexo Quirino; Terreno Oriental (21-22): 21) Sucessão metassedimentar Italva, 22) Sucessão metassedimentar Costeiro; Terreno Cabo Frio (23-24): 23) Sucessão Búzios e Palmital, 24) Complexo Região dos Lagos (retirado de **Heilbron et al., 2004**). O terreno Embu não está representado no mapa.

O Orógeno Ribeira, bem como a zona de interferência com o Orógeno Brasília, apresentam registros de estágios orogênicos diacrônicos (**Campos-Neto & Figueiredo, 1995; Campos-Neto, 2000; Trouw et al., 2000; Schmitt**

et al., 2004). Este diacronismo é resultante da interação, em épocas distintas, de outros paleocontinentes e/ou micro-paleocontinentes (p.ex: Paranapanema ou Paraná, Serra do Mar, Cabo Frio) e/ou arcos de ilhas com a Placa São Francisco-Congo. No Orógeno Ribeira, o principal estágio de colisão foi responsável pela geração das principais estruturas dúcteis, pelo metamorfismo e pela geração de granitóides. Este estágio colisional ocorreu há 580-560 Ma e resultou também na zona de interferência com o Orógeno Brasília. Um estágio colisional tardio ocorreu por volta de 535-510 Ma e é representado pela docagem do Terreno Cabo Frio ao Orógeno Ribeira.

A construção do Orógeno Ribeira foi precedida por um estágio pré-colisional, ocorrido no intervalo de 630 a 595 Ma, que originou o Arco Magmático Rio Negro, localizado no Terreno Oriental (**Figura 2.1**). O fechamento do Oceano Adamastor, há ca. 590-560 Ma em resposta a uma subducção para sudeste, gerou uma colisão oblíqua entre os paleocontinentes São Francisco-Congo e Serra do Mar. Esta colisão resultou num empilhamento de terrenos de leste para oeste-noroeste, caracterizada por zonas de encurtamento frontal e zonas com componente transpressivo dextral (**Heilbron et al., 1995; Machado et al., 1996; Heilbron & Machado, 2003**).

Três principais fases de deformação dúctil e dois pulsos metamórficos foram identificados no Orógeno Ribeira, principalmente no Terreno Ocidental (**Heilbron et al., 1998; 2000**). A principal fase de deformação dúctil ($D_1 + D_2$) é contemporânea ao primeiro evento metamórfico (M_1), sendo consistente com o modelo de colisão oblíqua. Este evento metamórfico ocorreu entre 595 e 565 Ma, sendo caracterizado por gradientes metamórficos inversos, com uma paragênese mineral de pressão intermediária (6-7 Kbar) encontrada na foliação principal. A temperatura metamórfica aumenta em direção a leste, do Terreno Ocidental para Oriental, e o pico metamórfico também gerou migmatitos e granitóides do tipo-S. As estruturas dúcteis da fase ($D_1 + D_2$) são dobras apertadas, variando de recumbentes a bem inclinadas, zonas de cisalhamento dúctil e forte lineação mineral. Esta fase ($D_1 + D_2$) é representativa de um intenso processo de encurtamento crustal devido a cisalhamento dúctil. A fase de deformação dúctil compressiva seguinte (D_3) gerou dobras sub-verticais e

zonas de cisalhamento transpressivas com orientação para norte. Esta fase é contemporânea ao segundo pulso metamórfico (M_2) ocorrido entre 540 a 520 Ma e caracterizado por minerais metamórficos retrogressivos tanto nos Terreno Oriental quanto no Ocidental. Megaestruturas relacionadas à fase D_3 são a Megasinforme Paraíba do Sul, a Megaatiforme do Rio de Janeiro e a Zona de Cisalhamento Transpressivo Paraíba do Sul (**Heilbron et al., 2004**). Uma última fase de deformação dúctil (D_4) é bem menos expressiva, tendo produzindo crenulações abertas a fechadas, com eixos N-S e planos axiais sub-verticais, indicativos de compressão E-W. Na fase D_4 originaram-se dois regimes de zonas de cisalhamento variando desde vertical a inclinada. O primeiro regime corresponde a um cisalhamento dextral NE-SW desenvolvido no Terreno Ocidental. O segundo regime é expresso por uma zona de cisalhamento sinistral NW-SE, sendo registrado em todos os terrenos tectônicos. As zonas de cisalhamento associadas a D_3 e D_4 serviram de condutos de ascensão para granitos tardi-colisionais (**Valladares et al., 1995; Ebert et al., 1995**).

A granitogênese do Orógeno Ribeira pode ser dividida em duas etapas. A etapa pré-colisional é representada por rochas granitóides do Arco Magmático Rio Negro, ocorrendo apenas no Domínio Costeiro (**Tupinambá et al., 1998**) dentro do Terreno Oriental. A etapa colisional é representada por granitóides sin-colisionais a tardi-colisionais que ocorrem tanto no Terreno Ocidental quanto no Terreno Oriental. Estes granitóides são mais abundantes no Domínio Juiz de Fora e em direção à costa, indicando espessamento crustal como resultado desta colisão. O evento tardi-colisional é representado por leucogranitos metaluminosos a fortemente peraluminosos relacionados à zona de cisalhamento sub-vertical D_3 . Batólitos e *stocks* leucograníticos sin- D_3 são abundantes no *Klippe* Paraíba do Sul e no Terreno Oriental. Pequenos *plutons* e *stocks* calci-alcalinos de alto-K a calci-alcalinos intrudem no Domínio Costeiro, sendo os mesmos relacionados a um alojamento pós-colisional (**Heilbron et al., 1998; 2000**).

O estágio orogênico tardio relacionado a docagem do Terreno Cabo Frio ocorreu durante ca. 535-510 Ma (**Schmitt et al., 2004**) (**Figura 2.1**). O Terreno

Cabo Frio é caracterizado por rochas com xistosidade sub-horizontal relacionada a uma primeira fase de deformação (D_1) com transporte tectônico para NNW. Essa xistosidade foi posteriormente dobrada e redobrada em estilos isoclinais recumbentes com eixo para NNW nos terrenos Oriental e Paraíba do Sul, e no Terreno Ocidental (D_2 e D_3 ; **Heilbron et al., 1982**). O metamorfismo típico do Terreno Cabo Frio corresponde a pressões médias a altas. Alguns autores têm sugerido que a docagem tardia do Terreno Cabo Frio está relacionada com o rápido fechamento de uma bacia oceânica, localizada entre o Arco Magmático Rio Negro (Terreno Oriental) e a borda sul do Paleocontinente do Congo (**Heilbron et al., 2000; Heilbron & Machado, 2003**).

A evolução do Orógeno Ribeira termina com um estágio pós-colisional há ca. 510-480 Ma bem evidente nos terrenos Oriental e Cabo Frio, e que marca a transição para um regime tectônico extensional como resultado do colapso do orógeno (**Heilbron et al., 2000; Heilbron & Machado, 2003**). O plutonismo pós-colisional é caracterizado, em geral, por granitos calci-alcálicos sob a forma de *stocks* circulares ou diques e soleiras (**Heilbron et al., 2004**). Com exemplos deste magmatismo podem ser citados os granitos Parati, Ilha Grande, Pedra Branca (ca. 510 Ma), Teresópolis, Nova Friburgo e Sana (**Penha, 1989; Pires et al., 1982; Penha e Wiedemann, 1984; Junho, 1993; Heilbron et al., 1995; Machado & Demange, 1992; 1994; Porto Jr & Valente, 1989; Tupinambá, 1999**).

Não há registros geológicos marcantes para o segmento central do Orógeno Ribeira no Paleozóico. A plataforma Sul-Americana passou por um estágio de quiescência tectônica e conseqüente cratonização a partir do estágio pós-colisional do Orógeno Ribeira (**Almeida & Hassui, 1984**). Após este período de quiescência, iniciou-se um período de eventos tectônicos associados à reativação Sul-Atlântica responsável pelo início da fragmentação do Supercontinente Gondwana, durante o Jurássico Superior-Cretáceo Inferior (ca. 137-130 Ma), e posterior formação do Oceano Atlântico Sul (**Schobbenhaus et al., 1984; Almeida & Hasui, op cit.; Cordani et al., 2000**).

2.2: Modelos geodinâmicos para a reativação tectônica da porção meridional da Plataforma Sul-Americana no Cretáceo Inferior

Os principais eventos da reativação Sul-Atlântica incluem magmatismo toleítico e alcalino e a formação de bacias do tipo rifte ao longo da margem continental brasileira (**Chang et al., 1992; Milani & Thomaz Filho, 2000; Mizusaki & Thomaz Filho, 2004**).

O rifteamento do Supercontinente Gondwana Oeste, que originou as bacias do S-SE do Brasil, começou durante o Cretáceo Inferior (ca. 137 Ma) como consequência de extensão litosférica ortogonal (**Chang et al., 1992**) possivelmente associada à passagem da litosfera continental sobre a pluma de Tristão da Cunha (**Mohriak et al., 2002**).

A sedimentação Mesozóica nas bacias de rifte começou no Jurássico Superior/Cretáceo Inferior (Neocomiano, ca. 137-130 M.a) (**Chang et al., 1992**) com o rifteamento da porção mais ao sul da Placa Sul Americana, tendo sido precedida por extrusão de derrame basáltico nas bacias do Paraná, Pelotas, Santos, Campos e Espírito Santo. As lavas mais antigas datadas para os derrames das bacias de rifte têm idades de $138,1 \pm 3,5$ Ma (K/Ar; **Fodor et al., 1983/84**). A estratigrafia geral, do Jurássico Superior até o Cretáceo Inferior, destas bacias marginais da margem leste brasileira pode ser representada por cinco megasseqüências: continental, evaporítica transicional, plataforma carbonática rasa, transgressiva marinha e regressiva marinha (**Chang et al., 1990**). A megasseqüência continental (fase *sin-rifte*) é associada a falhamentos sintéticos e antitéticos formando alguns *half-grabens* preenchidos por sedimentos flúvio-deltáicos. A megasseqüência transicional é caracterizada por depósitos evaporíticos desde a Bacia de Santos até a Bacia de Sergipe-Alagoas. O movimento do sal, típico desta megasseqüência, constitui um dos mais importantes controles nas feições estratigráficas e estruturais das bacias. A megasseqüência marinha (fase *drifte*) pode ser subdividida em uma superseqüência carbonática de mar restrito (Albiano a Turoniano) e uma

superseqüência siliciclástica de mar aberto (Cretáceo Superior a Quaternário), sendo esta subordinadamente dividida em seqüências transgressiva marinha e regressiva marinha (**Cainelli & Mohriak, 1999**).

O padrão estrutural de formação das bacias de rifte é predominantemente controlado por falhamentos lístricos, com falhas de transferência perpendicularmente às direções daquelas, resultando em bacias do tipo *pull apart* (**Milani & Thomaz Filho, 2000**).

A porção centro-sul da Placa Sul Americana é constituída por várias províncias basálticas continentais de idade Cretácea (**Almeida, 1986; Almeida & Carneiro, 1989**). O magmatismo toleítico é representado pelo Enxames de Diques da Serra do Mar (*p.ex.* **Comin-Chiaramonti et al., 1983; Valente et al., 1998a,b; 1999a,b; Regelous, 1993; Garda, 1995, Guedes et al., 1999; Lobo et al., 1999 a,b**) e de Ponta Grossa (*p.ex.* **Piccirillo et al., 1990**), pelos derrames basálticos das bacias de rifte (*p.ex.* **Misuzaki et al., 1992; Fodor et al., 1983/84; Fodor & Vetter, 1984; Almeida et al., 1996; Caineli & Mohriak, 1999; Thomaz Filho et al., 2000; Mohriak et al., 2002**) e pelo derrame basáltico da Província Paraná-Etendeka (*p.ex.* **Piccirillo & Melfi, 1988; Turner et al., 1999a,b**) ocorrido no intervalo de 137-127 Ma (rocha total e plagioclásio, Ar-Ar, **Turner et al., 1994**).

Os estágios iniciais de rifteamento do Gondwana foram caracterizados por uma rotação no sentido horário da porção sul da América do Sul, com o desenvolvimento de deformação interna, indicada pela extensão na direção NE-SW observada nos enxames de diques de Ponta Grossa e do Leste do Paraguai. As idades dos diques de Ponta Grossa (*ca.* 134-130 Ma) e sua afinidade química com os basaltos Pitanga e Paranapanema (norte da Província Paraná-Etendeka) demonstraram que esta deformação interna esteve intimamente associada à geração dos derrames basálticos ocorrendo em resposta à deformação transcorrente (**Turner et al., 1994**).

Os diques da Serra do Mar, bem como os diques da Namíbia, encontram-se orientados segundo uma direção preferencial NE-SW, ou seja, sub-paralelamente às respectivas linhas de costa do momento da colocação.

As direções dos enxames de diques configuram, aproximadamente, uma junção tríplice (**Figura 2.2**) e são indicativas dos campos de esforços predominantes à época do rifteamento (**Hawkesworth et al., 1992**).

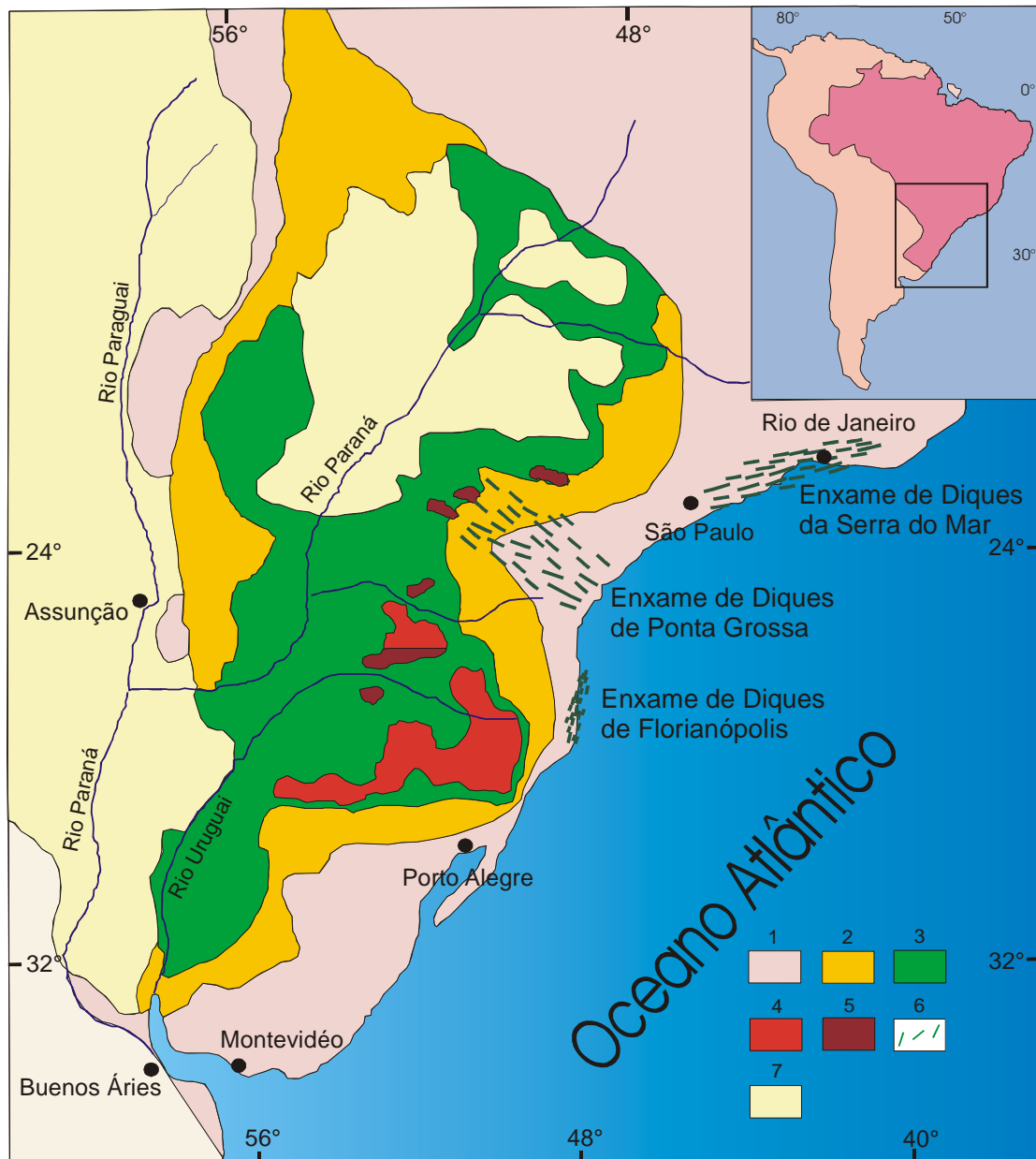


Figura 2.2: Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná (**Bellieni et al., 1986; Nardy et al., 2001**), com destaque para a Província Paraná-Etendeka na América do Sul: (1) embasamento cristalino; (2) sedimentos pré-vulcânicos (principalmente paleozóicos); (3) rocha vulcânicas básicas a intermediárias; (4) rochas ácidas do tipo Palmas; (5) Rochas ácidas do tipo Chapecó; (6) Enxame de diques do Arco de Ponta Grossa e da Serra do Mar; (7) sedimentos pós-vulcânicos (principalmente do Cretáceo Inferior); (modificado de **Marques & Ernesto, 2004**).

A evolução tectônica da margem passiva Atlântica ficou totalmente configurada no Terciário, quando se formaram pequenas bacias sedimentares (p.ex: Itaboraí e Resende, RJ) na área emersa do Setor Norte da Província Geotectônica Neoproterozóica Mantiqueira (**Cordani et al., 2000**), com sedimentação predominantemente clástica e magmatismo alcalino restrito associado (p.ex: **Klein & Valença, 1984**).

2.3: Províncias basálticas continentais Cretáceas da porção meridional da Plataforma Sul-Americana: Paraná-Etendeka, bacias de rifte, enxames de Diques da Serra do Mar, de Florianópolis e de Ponta Grossa

O Enxame de Diques da Serra do Mar constitui uma das principais províncias basálticas continentais da Plataforma Sul-Americana, juntamente com o Enxame de Diques de Ponta Grossa, o Enxame de Diques de Florianópolis, a Província Paraná-Etendeka e os basaltos das bacias de rifte do Sul e Sudeste do Brasil (Pelotas, Santos, Campos e Espírito Santo).

A erupção dos derrames basálticos e subordinadamente efusivas ácidas e intermediárias da Província Paraná-Etendeka ocorreu associadamente ao rifteamento do Gondwana no Cretáceo Inferior. Esta intensa atividade ígnea cobriu uma área de cerca de 1.200.000 Km², abrangendo a porção meridional do Brasil e também parte do Uruguai, Paraguai e Argentina, além do oeste da Namíbia, gerando um volume estimado de aproximadamente 800.000 Km³ (**Figura 2.2**). A idade para este magmatismo abrange o período de aproximadamente 137 a 127 Ma (rocha total e plagioclásio, Ar-Ar; **Hawkesworth et al., 1992; Renne et al., 1992; Turner et al., 1994**). As rochas vulcânicas desta província são representadas amplamente por basaltos e basaltos andesíticos toleíticos caracterizados pela presença de dois piroxênios (augita e pigeonita) (**Piccirillo & Melfi, 1988**).

Os basaltos da província Paraná-Etendeka foram inicialmente inseridos em duas suítes discriminadas, dentre outros critérios geoquímicos, por suas

diferentes concentrações de TiO_2 (**Bellieni et al., 1984; Mantovani et al., 1985**). Essas suítes foram denominadas de baixo- TiO_2 ($\text{TiO}_2 < 2\%$ peso) e alto- TiO_2 ($\text{TiO}_2 > 2\%$ peso). Alternativamente, **Hergt et al. (1991)** sugeriram uma discriminação baseada nos teores das razões de Ti/Y , qual seja, de alto- Ti/Y (> 310) e de baixo- Ti/Y (< 310).

Os basaltos toleíticos da Província Paraná-Etendeka são diferenciados, isto é, não apresentam composições primárias (mais de 90% apresentam valores de $\#Mg$ menores que 0,56). **Peate et al., (1992)** propuseram uma subdivisão dos derrames em seis tipos distintos de magmas. As variedades de baixo- TiO_2 constituíram, assim, as suítes Gramado e Esmeralda, enquanto que as variedades de alto- TiO_2 foram incluídas nas suítes Urubici, Pitanga, Ribeira e Paranapanema. Estas suítes basálticas e de rochas vulcânicas ácidas e intermediárias associadas, ocorrem preferencialmente em áreas geográficas distintas, possibilitando dividir a Província Paraná-Etendeka em duas regiões com diferentes características (**Piccirillo & Melfi, 1988**). A subprovíncia sul, situada em latitudes superiores a aproximadamente 26°S , é caracterizada pela predominância de rochas básicas de baixo- TiO_2 (70% em volume), intermediárias (cerca de 17%) e ácidas (aproximadamente 13%). A subprovíncia norte, localizada em latitudes inferiores a aproximadamente 26°S , é caracterizada por um grande volume (cerca de 99%) de rochas básicas de alto- TiO_2 , ausência de rochas intermediárias e pequena proporção de ácidas (**Peate, 1997, 1999; Marques & Ernesto, 2004**).

Dados obtidos por estudos isotópicos das rochas vulcânicas da Província Paraná-Etendeka sugerem que as rochas básicas e intermediárias de baixo- TiO_2 da subprovíncia do sul sofreram significativos processos de contaminação crustal. Em contrapartida, os basaltos da subprovíncia norte não foram significativamente afetados por este processo evolutivo. A **Tabela 2.1** mostra os valores das razões isotópicas de Sr, Nd e Pb discriminantes das suítes de baixo- TiO_2 e alto- TiO_2 , bem como os intervalos que caracterizam cada suíte.

Tabela 2.1: Valores das razões isotópicas medidas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_m$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_m$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m$ para as suítes discriminadas na Província Paraná-Etendeka (**Cordani et al., 1988; Piccirillo et al., 1989; Peate & Hakesworth, 1996; Mantovani et al., 1985; Petrini et al., 1987; Marques et al., 1999**).

	Gramado	Esmeralda	Ribeira	Pitanga	Paranapanema	Urubici
Suíte	Baixo-TiO ₂	Baixo-TiO ₂	Alto-TiO ₂	Alto-TiO ₂	Alto-TiO ₂	Alto-TiO ₂
Localização	Sul	Sul	Norte	Norte	Norte	Sul
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_m$	0,7046-0,7135	0,7046-0,7135	0,7055-0,7059	0,7058-0,7062	0,7058-0,7062	0,7046-0,7066
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_m$	0,5128-0,5122	0,5128-0,5122	0,5125-0,5124	0,5124-0,5123	0,5124-0,5123	0,5125-0,5123
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m$	18,33-18,90	18,33-18,90	17,91-17,96	17,85-18,02	17,85-18,02	17,46-18,45
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m$	15,60-15,69	15,60-15,69	15,53-15,55	15,52-15,54	15,52-15,54	15,46-15,58
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m$	38,50-38,94	38,50-38,94	38,40-38,46	38,33-38,43	38,33-38,43	38,02-38,45

As suítes de baixo-TiO₂, Gramado e Esmeralda, encontram-se localizadas na subprovíncia sul na Província Paraná-Etendeka (**Petrini et al., 1987; Marques & Ernesto, 2004**). O magma do tipo Gramado possui composição equivalente ao basalto Tafelberg em Etendeka (**Erlank et al., 1984**), ocupando 30% do derrame preservado, aflorando predominantemente nas escarpas da Formação Serra Geral. O magma do tipo Esmeralda é representado por uma unidade menor do que o Gramado, representando cerca de 5% a 10% do derrame preservado, localizando-se principalmente em direção à parte central da província (**Peate et al., 1992**).

As suítes de alto-TiO₂ Pitanga, Ribeira e Paranapanema encontram-se presentes na subprovíncia norte em Paraná-Etendeka. O magma do tipo Pitanga constitui mais que 25% dos derrames, seguido por Paranapanema, em torno de 25% e, por último, Ribeira, com cerca de 5% (**Peate et al., 1999**). Já o magma do tipo Urubici é composicionalmente equivalente ao magma do tipo Khumib em Etendeka (**Duncan et al., 1988**), ocupa no máximo 5% do derrame preservado e aflora em escarpas ao longo da Serra Geral, no sul da Província. A **Tabela 2.2** exhibe os valores das razões entre elementos traços incompatíveis discriminantes das suítes de baixo-TiO₂ e alto-TiO₂ para a Província basáltica Paraná-Etendeka (**Peate, 1997,1999**).

Tabela 2.2: Valores das razões entre elementos traços incompatíveis e de TiO₂ (%peso) usados como índices discriminantes das suítes de baixo-TiO₂ e alto-TiO₂ para a Província basáltica Paraná-Etendeka (**Peate, 1997, 1999**).

Índice	Baixo-TiO ₂		Alto-TiO ₂			
	Gramado	Esmeralda	Ribeira	Pitanga	Paranapanema	Urubici
TiO ₂	≤ 2%	≤ 2%	~2%	>3%	2-3%	>3%
Ti/Y	<310	<310	>310	>350	>330	>500
Ti/Zr	<70	>60	>65	>60	>60	>57
Zr/Y	3,5-6,5	2,0-5,0	3,5-7,0	>5,5	4,0-7,0	>6,5
Sr/Y	<13	<9	5,0-17	>14	4,5-15	>14
Ba/Y	<19	<12	6,0-19	>14	5,0-19	>14

A gênese dos basaltos toleíticos da Província Paraná-Etendeka tem sido associada a fontes sublitosféricas relacionadas à pluma de Tristão da Cunha (p.ex: **White & McKenzie, 1989; Wilson, 1992, Gibson et al., 1995a**). Entretanto, devido a diferenças composicionais e isotópicas significativas entre as rochas toleíticas desta província e as vulcânicas modernas associadas à pluma, especula-se que os líquidos de composição primária da pluma tenham sofrido variações substanciais durante os últimos 130 Ma, devido à interação com o manto litosférico empobrecido e frio (**Gibson et al., 1995b; Ewart et al., 1998; Gibson et al., 2005**). Esta premissa se faz necessária para qualquer modelo que relacione a pluma com a gênese dos basaltos toleíticos da Província Paraná-Etendeka no intuito de esclarecer a origem das suítes de baixo- TiO₂ e alto-TiO₂. Alternativamente, um modelo mais simples postula que as rochas toleíticas da província foram originadas a partir de um manto litosférico heterogêneo, que entrou em fusão devido a uma anomalia térmica subjacente (p.ex: Tristão da Cunha; **Peate & Hawkesworth, 1996; Comin-Chiaramonti et al., 1997**). Os dados geoquímicos e isotópicos (**Marques et al., 1999**) parecem corroborar esta última hipótese. Modelos de mistura binária (**Faure, 1986**) indicam que um membro final provável é o componente mantélico EMI, que é dominante, enquanto o outro membro final poderia ser o componente mantélico EMII. Este último apresenta composições isotópicas similares às suítes de baixo-TiO₂ da subprovíncia sul da Província Paraná-Etendeka. Todas as suítes de alto-TiO₂ da subprovíncia norte são

significativamente dominadas pelo componente mantélico do tipo EMI (**Marques et al., op.cit.**).

A margem continental S/SE do Brasil compreende as bacias de rifte do Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas. Estas bacias de rifte ocupam, atualmente, a planície costeira, a plataforma continental e o talude da porção oeste do Oceano Atlântico Sul (**Chang et al, 1988; 1990**). Estas bacias originaram-se a partir de mecanismos que causaram a quebra do Supercontinente Gondwana Oeste, como consequência de extensão crustal ortogonal (**Chang et al., 1992**) possivelmente associada à passagem da litosfera subcontinental sobre a pluma de Tristão da Cunha durante o Neocomiano (c.a. 137-130 Ma.) (**Thomaz Filho et al., 2000; Mohriak et al, 2002**). O rifteamento foi precedido por extrusão de derrames basálticos nestas bacias, bem como na Bacia do Paraná. **Fodor et al. (1983/84)** realizaram estudos geoquímicos e geocronológicos (rocha total; K-Ar) para estes basaltos, obtendo idades $138,1 \pm 3,5$ Ma para os basaltos de Santos.

Fodor & Vetter (1984) analisaram basaltos das bacias de Espírito Santo, Campos e Santos, obtendo idades (rocha total; K-Ar) de 138 a 105 Ma. Deste modo, eles podem ser genericamente considerados contemporâneos aos basaltos continentais da província Paraná-Etendeka (**Turner et al., 1994; Renne et al., 1996a,b; Stewart et al., 1996**) e aos diques toleíticos dos enxames de Ponta Grossa e da Serra do Mar (**Regelous, 1993**). **Fodor & Vetter (op.cit.)** separaram três principais grupos de acordo com suas características composicionais, quais sejam: 1) SiO_2 : 49-54%peso, TiO_2 : 0,5-3,0%peso, $\text{FeO}^\dagger/\text{MgO}$: 0,6-5,0 e La/Yb_n : 1-6. Assim, foram caracterizados os seguintes grupos: (1) basaltos enriquecidos em elementos incompatíveis, tais como K (alguns com $\text{K}_2\text{O} > 2,0$ %peso), Rb (>18 ppm), Zr (>120 ppm) e elementos terras raras leves. Algumas amostras deste grupo apresentaram teor de $\text{FeO}^\dagger = 16$ %peso, muitas com teor de SiO_2 entre 51-54 %peso. Este grupo apresentou características semelhantes aos basaltos toleíticos da Província Paraná-Etendeka; 2) basaltos menos enriquecidos em elementos incompatíveis ou transicionais, com teores de $\text{K}_2\text{O} < 0,40$ %peso e um padrão uniforme de elementos terras raras. Este grupo apresentou características

semelhantes aos diabásios do Atlântico Norte e basaltos FAMOUS; 3) uma amostra de basalto empobrecido, com razão $Ce/Yb_n = 0,7$, onde $Ce_n = 4$. Baseado nas características composicionais destes grupos, os basaltos enriquecidos foram classificados como P- e T-MORB (*Mid-ocean ridge basalt*; p.ex: $Zr/Nb \cong 4-25$), os transicionais como T-MORB (p.ex.: $Zr/Nb \cong 8-27$) e os empobrecidos como N-MORB (p.ex.: $Zr/Nb > 30$). Segundo **Fodor & Vetter (op. cit.)**, as razões de elementos traços dos basaltos da margem sudeste do Brasil implicam derivação a partir de uma fonte mantélica heterogênea com variáveis proporções de misturas de materiais de manto empobrecido (N-MORB) e do tipo pluma (P-MORB, p.ex: Tristan da Cunha). As diferenças composicionais devem refletir, em parte, diferentes zonas de fusão durante a fragmentação do supercontinente Gondwana, onde a descompressão adiabática mantélica gradual, durante o rifteamento, deve ter propiciado fusões simultâneas, porém a diferentes profundidades, quais sejam: superiores, mais empobrecidas, e inferiores, mais enriquecidas. Fusões que produziram magmas enriquecidos, transicionais e empobrecidos marcam a transição de basaltos continentais, antes do rifteamento e separação, para basaltos do tipo N-MORB, após o estabelecimento do Oceano Atlântico Sul. Enquanto componentes mantélicos do tipo P-MORB foram considerados para as composições enriquecidas de alguns basaltos (p.ex: $Zr/Nb < 8$), a contaminação crustal foi, possivelmente, o processo responsável para o enriquecimento composicional em alguns elementos (p.ex: $Ti/Zr = 40 - 57$; $La/Yb_n = 5-6$ e $\delta^{18}O_{(V-SMOW)} = +12,2$), observado nos outros dois tipos.

Mizusaki et. al. (1992) apresentaram dados geoquímicos e propuseram um modelo petrogenético para os basaltos de Campos. Segundo estes autores, a fonte geradora do vulcanismo em Campos foi predominantemente astenosférica, sem contribuição litosférica substancial (p.ex: fonte fértil, amostra parental com $La/Yb_n = 0,97$), possivelmente do tipo pluma. Modelos quantitativos de fusão modal em equilíbrio indicaram que cerca de 20% de fusão parcial de uma fonte mantélica do tipo granada lherzolito poderia gerar as razões La/Yb_n dos basaltos de Campos (*i.e.* 0,9-1,0 até 4,4-7,1; **Lobo, 2000**). Já em Pelotas, a fonte da suíte de alto- TiO_2 é do tipo enriquecida com pelo menos alguma contribuição litosférica. O modelo de fusão não modal em

equilíbrio mostrou que uma mesma fonte mantélica não seria capaz de originar as diferentes razões observadas nas suítes de baixo-TiO₂ (La/Yb_n= 2,50) e alto-TiO₂ (La/Yb_n= 5,05) encontradas em Pelotas. A suíte de alto-TiO₂ pode ter sido gerada por cerca de 22% de fusão parcial de uma fonte mantélica do tipo granada lherzolito e a suíte de baixo-TiO₂ de Pelotas pode ter sido gerada por cerca de 28% de fusão parcial de uma fonte mantélica também do tipo granada lherzolito mas menos enriquecida que aquela relacionada à suíte de alto-TiO₂ (**Lobo, op. cit.**).

O Enxame de Diques de Ponta Grossa adquiriu sua configuração durante o Cretáceo Inferior (**Figura 2.2**). O magma basáltico intruiu no embasamento cristalino de idade Pré-Devoniana (**Piccirillo & Melfi, 1988**) por meio de fraturas e falhas de distensão transversais às estruturas do embasamento sob a forma, principalmente, de diques (**Almeida, 1986**). Estes diques distribuem-se desde a região costeira Atlântica até as bordas dos derrames da Província Paraná-Etendeka, cortando tanto o embasamento cristalino da Bacia do Paraná, como também suas rochas sedimentares Paleozóicas (principalmente a Formação Itararé e o Grupo Passa Dois). Os diques deste enxame encontram-se alinhados preferencialmente na direção NW-SE e subordinadamente a NE-SW. Alguns diques apresentam extensão com mais de 100 Km e até centenas de metros de espessura (**Marini et al., 1967; Almeida, op. cit.**). O alojamento destes diques ocorreu durante as fases iniciais de rifteamento e/ou flexura, cortando os derrames basálticos mais antigos (**Piccirillo et al., 1990**). O estudo das espessuras dos diques permitiu estimar uma distensão crustal mínima de 3 Km para a região de Ponta Grossa, em virtude da colocação destes corpos hipoabissais (**Pinese, 1989**).

As idades K-Ar e Ar-Ar (rocha total e plagioclásio) dos diques de Ponta Grossa estão entre $132,0 \pm 10$ a $129,2 \pm 0,4$ Ma (**Rocha-Campos et al., 1988; Renne et al., 1996a**), sendo estas correlacionáveis temporalmente com os derrames basálticos da Província Paraná-Etendeka (137 a 127 Ma; **Turner et al., 1994**). De acordo com os dados geoquímicos, os diques deste enxame apresentam predominantemente caráter básico (cerca de 87% dos diques), ocorrendo em menor volume rochas intermediárias (cerca de 10%) e ácidas

(cerca de 3%). Os diabásios deste enxame não apresentam composições primárias (p.ex: #Mg<65). Os diques básicos apresentam uma certa semelhança aos derrames de alto-TiO₂ do tipo Paranapanema da subprovíncia norte, sendo os mais abundantes os que apresentam teor de TiO₂ entre 2 e 3% (cerca de 66%) do que os que possuem TiO₂>3% (cerca de 14%). Subordinadamente (cerca de 20%), ocorrem diques com baixo-TiO₂, à semelhança dos derrames de baixo-TiO₂ da subprovíncia sul (TiO₂ ≤2%) da Província do Paraná-Etendeka (**Piccirillo et al., 1988, 1990; Marques, 2001**). Dados químicos e isotópicos revelaram que estes diques não sofreram significativos processos de contaminação crustal, com razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_i<0,7060 (**Piccirillo et al., op.cit.**).

Dados paleomagnéticos indicam que os diques do enxame são mais jovens do que as vulcânicas da Província Paraná-Etendeka mais antigas situadas a noroeste, tendo sido, provavelmente, os alimentadores das rochas vulcânicas extravasadas a nordeste da Bacia do Paraná. Os dados químicos e isotópicos revelaram que componentes astenosféricos não representam fatores significantes quanto à gênese destes diques (**Piccirillo et al., 1990**).

O Enxame de Diques da Serra do Mar ocorre ao longo da região costeira abrangendo os estados de São Paulo e Rio de Janeiro e uma boa parte nos estados do Espírito Santo e Santa Catarina (**Figura 2.2**) (**Comin-Chiaramonti et al., 1983; Hawkesworth et al., 1992; Garda, 1995; Valente, 1997**). Os diques que constituem este enxame ocorrem, em geral, com atitudes subverticais, tendo alguns extensão superior a 15 Km. Os diques podem apresentar várias dezenas de metros de espessura, mas, em geral, as espessuras encontram-se em torno de 1,0 a 3,0 metros. Estes diques orientam-se predominantemente a N40-50°E (**Almeida, 1986**), estando encaixados em rochas metamórficas da *facies* transicional anfibolito/granulito da porção central da Faixa Ribeira (**Comin-Chiaramonti et al., op.cit.**). Intrusões compostas e múltiplas, efeitos metassomáticos localizados e estruturas atípicas já foram observados nestes diques no Rio de Janeiro (**Porto Jr. & Valente, 1989; Porto Jr. et al., 1991; Duarte et al., 1991; Valente et al., 1991, 1992a, 1992b**). Os diques do Enxame de Diques da Serra do Mar são compostos por andesi-

basaltos, latibasaltos e aqueles do limite andesi-basaltos/latibasaltos. Dados petrográficos, geoquímicos e mineralógicos mostram que estes diques apresentam um caráter transicional com afinidade toleítica.

As rochas básicas do Enxame de Diques da Serra do Mar que afloram no litoral do Estado de São Paulo têm características geoquímicas que permitiram dividi-las em dois diferentes tipos de magmas (**Regelous, 1993**). Os diabásios Paraíba e Ubatuba são do Cretáceo Inferior (134-130 Ma; rocha total e plagioclásio, Ar-Ar) e, geralmente, semelhantes aos diques de Ponta Grossa e aos derrames basálticos da Província Paraná-Etendeka (**Turner et al., 1994; Stewart et al., 1996**). A maioria dos diques é caracterizada por altos teores de TiO_2 ($TiO_2 > 3\%$ peso), bem como, altas concentrações de P, Zr, Ba, Sr e Rb, correspondendo a cerca de 85% dos afloramentos, sendo os diques com teores de TiO_2 entre 2 e 3% raros (**Comin-Chiaramonti et al., 1983**). Diques basálticos toleíticos de baixo- TiO_2 ($TiO_2 < 2\%$) são ainda mais raros, perfazendo cerca de 10% do conjunto de afloramentos (**Marques & Ernesto, 2004**).

Os diabásios do Enxame de Diques da Serra do Mar na área do Estado do Rio de Janeiro não apresentam composição primária (p.ex.: #Mg <50%). O enxame compreende essencialmente uma suíte de alto- TiO_2 ($Ti/Y > 310$; **Valente et al., 1998**) e uma suíte subordinada de baixo- TiO_2 ($Ti/Y < 310$; **Monteiro & Valente, 2003**). Dados geoquímicos de rocha total e isotópicos indicaram que os toleitos alto- TiO_2 evoluíram essencialmente por AFC (*assimilation and fractional crystallization*) em diferentes graus de contaminação (**Marques & Ernesto, 2004; Corval, 2005**). No entanto, os diabásios menos evoluídos parecem ter sido amplamente preservados deste processo. Dados geoquímicos e isotópicos indicam também que estes magmas estão associados a uma fonte predominantemente astenosférica e composicionalmente similar à pluma de Tristão da Cunha (**Valente 1997; Valente, 2001**).

Os diques básicos toleíticos contendo $TiO_2 > 3\%$ peso apresentaram características geoquímicas que permitiram dividi-los em três grupos. O mais abundante é composicionalmente semelhante aos derrames de alto- TiO_2 do

tipo Urubici, da subprovíncia sul da Província Paraná-Etendeka (**Peate, 1997**), enquanto os que ocorrem subordinadamente são semelhantes aos tipos Paranapanema e Pitanga (**Corval, 2005**) da subprovíncia norte. Entretanto, cerca de 28% dos diques do Enxame de Diques da Serra do Mar, possuem características distintas daquelas dos demais diques e também dos derrames de alto-TiO₂. Os diques de baixo-TiO₂ deste enxame são composicionalmente semelhantes aos derrames de baixo-TiO₂ da subprovíncia sul da Província do Paraná que sofreram significativa contaminação crustal ($Sr_i > 0,7060$). Segundo **Marques & Ernesto (2004)**, existe uma grande similaridade entre os diques de baixo-TiO₂ e os basaltos de Campos, cuja província é adjacente ao Enxame de Diques da Serra do Mar, especialmente no que se refere às concentrações de elementos como Zr, Y, Nb e terras raras. Contudo, dados geoquímicos recentes de elementos traços incompatíveis (**Dutra et al., 2005**) indicam que os diabásios da suíte de baixo-TiO₂ de Búzios e os basaltos de Campos representam magmas composicionalmente distintos. Além desta incompatibilidade, a razão $La/Y_N = 1,13$ de uma amostra dos basaltos de Campos é marcadamente diferente da razão $La/Y_N = 0,37$ da amostra parental dos diabásios de baixo-TiO₂, tendo ambas conteúdos semelhantes de MgO (~7,80% peso). Esta é uma forte indicação de que ambos não foram originados a partir de uma mesma fonte ou por mesmas quantidades de fusão parcial. Os derrames e diques toleíticos de baixo-TiO₂ com idades entre 126,1 e 131,9 Ma que ocorrem em Angola (Bacia de Kwanza; **Marzoli et al., 1999**), que no estágio de pré-deriva encontravam-se localizados adjacente ao Enxame de Diques da Serra do Mar, não mostram evidências de contaminação crustal, que provocou o enriquecimento acentuado em elementos de grande raio iônico (Rb, Ba, K, Ta, e terras raras leves) nos diques da Serra do Mar. Portanto, os diques de baixo-TiO₂ da Serra do Mar podem ter feito parte do conjunto de diques alimentadores de derrames que atualmente só são encontrados em Angola (**Marques & Ernesto, 2004; Dutra et al., op.cit.**).

O Enxame de Diques de Florianópolis é melhor representado na Ilha de Santa Catarina, próximo à borda SE da Província Paraná-Etendeka no sul do Brasil (**Figura 2.2**). Os diques encontram-se verticais a sub-verticais cortando rochas do embasamento cristalino, principalmente granitos do Proterozóico

Superior (Ciclo Brasileiro). A maioria dos diques apresenta orientação N30-55°E e, subordinadamente, N15-45°E, correspondendo às direções do embasamento cristalino. Existe ainda alguns diques com orientações NW, ocasionalmente cortando diques de orientação NE. Estes corpos hipoabissais apresentam espessuras entre 0,5 a 10 metros. Dados em Ar-Ar sugerem idades entre $119,0 \pm 0,9$ Ma e $128,3 \pm 0,5$ Ma com dois picos de magmatismo, o primeiro há aproximadamente 119-122 Ma e o segundo com 126-128 Ma. Entretanto, não se pode afirmar que o alojamento destas duas fases de magmatismo ocorreu continuamente ou esporadicamente (**Raposo et al., 1998**). Estas idades são coesas com os estágios finais de rifteamento nestas latitudes, sugerindo que o alojamento destes diques encontra-se relacionado com o processo de extensão da crosta continental anterior a formação do Oceano Atlântico Sul.

Estudos geoquímicos mostram que o enxame de Florianópolis é composto principalmente por basaltos (**Marques et al., 1993**). Estes diques são similares geoquimicamente com os derrames basálticos de Paraná-Etendeka (**Piccirillo & Melfi, 1988**) e com os diabásios do Enxame de Diques de Ponta Grossa (**Piccirillo et al., 1990**). Cerca de 90% dos diques básicos deste enxame são de alto-TiO₂ (TiO₂>3%), enquanto só 10% pertencem ao tipo baixo-TiO₂ (TiO₂<2%) (**Marques, 2001**). Os diques de baixo-TiO₂ são representados por basaltos toleíticos, andesi-basaltos toleíticos e andesitos toleíticos, enquanto os de alto-TiO₂ são principalmente representados por andesi-basaltos toleíticos, com subordinados lati-andesito, lati-basaltos e latitos. Os diques de baixo-TiO₂ possuem características geoquímicas semelhantes às dos derrames de baixo-TiO₂ da subprovíncia sul da Província do Paraná. Os diques de alto-TiO₂ são geralmente semelhantes aos derrames de alto-TiO₂ da subprovíncia sul da Província do Paraná. No entanto, foi identificado um pequeno grupo de diques semelhantes aos derrames de alto-TiO₂ da subprovíncia norte da Província do Paraná, mas com maior enriquecimento em elementos incompatíveis com grande raio iônico, indicando que os magmas que o originaram podem ter sido afetados por contaminação crustal mascarando, assim, as características geoquímicas originais (**Marques & Ernesto, 2004**). Ainda em caráter preliminar, dados isotópicos de Pb

sugerem o envolvimento de um componente mantélico altamente enriquecido em Pb radiogênico (tipo HIMU) na gênese dos magmas de uma parte dos diques alto-TiO₂ do Enxame de Diques de Florianópolis (**Marques et al., 2003**).

2.4 Petrogênese basáltica toleítica e implicações geodinâmicas

Uma revisão dos processos petrogenéticos associados ao sistema basáltico, bem como sua inserção em contextos geodinâmicos, será apresentada a seguir. Esta revisão foi feita com base em livros especializados (*p.ex.*: **Hall, 1989; Wilson, 1989**) e trabalhos clássicos ou recentes publicados em revistas científicas.

Basalto é a rocha ígnea vulcânica mais abundante na Terra. Ela ocorre, em geral, sob a forma de derrames e intrusões hipabissais de diabásios. A composição mineral essencial (em %vol.) dos basaltos é representada por plagioclásio cálcico (labradorita) (35 a 50%), augita (20 a 40%), magnetita ou ilmenita (5 a 15%) e quantidades muito variáveis de matriz vítrea. A textura predominante é afanítica a microgranular. Os basaltos são usualmente rochas de coloração cinza-escuro a preto, com tonalidades avermelhadas a amarronzadas devido à presença de óxidos e hidróxidos de ferro gerados pela ação intempérica. Basaltos podem apresentar estrutura maciça, vesicular ou amigdaloidal. Zeólitas, quartzo, carbonatos, vidro vulcânico e argilominerais (estes últimos como produtos da alteração do vidro) podem preencher as amígdalas ou ocorrer na matriz. Em geral, na maioria das rochas basálticas mais antigas, o material vítreo encontra-se devitrificado.

A diferenciação da suíte toleítica pode originar a sequência basalto-andesito-riolito. Basaltos toleíticos apresentam, normalmente, fenocristais de olivina (um mineral ausente da matriz), ortopiroxênios e/ou clinopiroxênios, e uma matriz essencialmente constituída de um piroxênio rico em cálcio (geralmente, augita) em coexistência com um piroxênio pobre em cálcio (geralmente, pigeonita) e plagioclásio cálcico (geralmente labradorita ou

bytonita). Os basaltos toleíticos apresentam teores de K_2O e Na_2O , respectivamente, inferiores a 0,8% e 1,8% e 2,2% e 3,2% (em peso), além de baixos teores de álcalis incorporados no plagioclásio.

Basaltos toleíticos ocorrem em uma diversidade de ambientes tectônicos mas são principalmente intraplaca (oceânica e continental).

Basaltos de assoalho oceânico são formados em ambientes de margens litosféricas divergentes. Em geral, apresentam *trend* toleítico. Este tipo de basalto, denominado MORB (*Mid-Ocean Ridge Basalt*), é caracterizado por valores baixos de K, Ba, P, Sr, U, Th e Zr, Fe_2O_3/FeO e K_2O/Na_2O , e razões isotópicas $^{87}Sr/^{86}Sr$ igualmente baixas (cerca de 0,70300). Por outro lado, apresentam elevadas razões K/Ba, K/Rb e Zr/Nb. O empobrecimento de elementos terras raras leves e elementos incompatíveis resulta da extração a partir do manto superior de imensas massas de magmas basálticos desde o Arqueano que, como indica sua natureza toleítica, são gerados sob condições de baixas pressões e em grande quantidade de fusão parcial. Os basaltos do tipo MORB podem ser divididos, basicamente, em três tipos: N-MORB (normal), T-MORB (transicional) e P-MORB (pluma). Os basaltos N-MORB são característicos do assoalho oceânico. Já os P-MORB são basaltos formados a partir de líquidos produzidos no manto profundo fértil em focos de anomalias térmicas locais; as plumas. Conseqüentemente, são de ocorrência pontual e limitada, apresentando razões K/Ba, K/Rb e Zr/Nb mais baixas que as dos basaltos N-MORB. Os basaltos P-MORB também são mais ricos em elementos terras raras leves e apresentam maiores razões isotópicas $^{87}Sr/^{86}Sr$. Existe uma transição, entre os N-MORB e os P-MORB conhecida como T-MORB, cuja origem é creditada a uma mistura em proporções variáveis entre os dois tipos supracitados.

A gênese dos magmas basálticos toleíticos continentais é, essencialmente, a mesma daquela relacionada a magmas basálticos do tipo MORB. Entretanto, os magmas toleíticos continentais atravessam uma espessa

crosta continental e, desse modo, encontram-se sujeitos a processos de contaminação o que implica em maiores teores de K_2O e SiO_2 , bem como em alguns elementos incompatíveis.

Os basaltos continentais intraplaca apresentam composições de elementos maiores similares aos basaltos de ilhas oceânicas. A gênese de ambos basaltos está associada a focos de anomalias térmicas pontuais e persistentes situados abaixo das placas litosféricas, ou seja, a plumas e *hotspots*. A origem destas anomalias térmicas reside em níveis profundos do manto fértil. Os tipos de basaltos formados variam de toleíticos a fortemente alcalinos, estes últimos associados com nefelinitos, ankaratritos, melilita nefelinitos, leucititos, melilitos, traqui-andesitos, traquitos, havaíitos, mugearitos, benmoreitos, fonolitos, comenditos e pantalleritos.

A variabilidade composicional dos basaltos em diferentes ambientes tectônicos evidencia uma heterogeneidade composicional do manto. Portanto, não é somente a quantidade de fusão parcial e o ambiente tectônico que controlam o quimismo das séries magmáticas basálticas; importa, também, em que condições composicionais encontrava-se o manto que as originou.

Dados experimentais sugerem que as fontes mais prováveis para líquidos basálticos incluem tanto rochas básicas quanto ultrabásicas, e que a composição do líquido basáltico é determinada por sua profundidade no manto no momento da fusão parcial (**Kuno, 1960; Kushiro & Kuno, 1963**). Neste contexto, as rochas que melhor se enquadram como rochas fontes são os peridotitos, piroxenitos e hornblenditos, além dos basaltos e equivalentes metamórficos (anfíbolitos e eclogitos). Atualmente, a composição peridotítica é amplamente aceita para representar o manto terrestre. Este postulado é corroborado por diversas evidências, tais como, dados geofísicos, principalmente os sísmicos, e geotérmicos, pela natureza dos nódulos mantélicos ultramáficos encontrados nos basaltos e nos kimberlitos, na mineralogia de alguns peridotitos do tipo alpino, indicando o equilíbrio sob

pressões correspondentes, àquelas prevalecentes no manto superior, e por experiências de fusão parcial em rochas ultramáficas. Logo, o peridotito é aceito, amplamente, como a fonte geradora mais provável de basaltos por fusão parcial (**Wilson, 1993**). Subordinadamente, o eclogito também pode ser uma fonte geradora de magmas primários basálticos (**Yoder & Tilley, 1962**).

Nódulos mantélicos, predominantemente peridotíticos e subordinadamente eclogíticos, são encontrados freqüentemente em basaltos alcalinos, kimberlitos, lamprófiros alcalinos e, mais raramente, em olivina toleítos. Em geral, estes nódulos são granada piroxenitos, granada peridotitos e espinélio peridotitos. A origem mais provável para estes nódulos mantélicos está relacionada a fragmentos arrancados pelo magma das paredes do conduto magmático durante a ascensão e, secundariamente, pelo acúmulo de cristais máficos no magma.

Magmas de composição basáltica ou picrítica podem ser produzidos pela fusão experimental de vários tipos de rocha, com composição desde basalto a peridotito. As composições dos líquidos basálticos podem variar muito em função de parâmetros fundamentais, tais como pressão e grau de fusão parcial da fonte. A pressão é um parâmetro controlador fundamental, porque sob diferentes pressões, diferentes tipos de assembléias mineralógicas equilibram-se. Uma fonte sob pressão de 0 a 10 Kbar, por exemplo, é composta por olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio e plagioclásio. A rocha é, portanto, um plagioclásio peridotito. Com o aumento da pressão para 10 a 25 Kbar, a assembléia mineralógica muda, passando a ser constituída por olivina, Al-ortopiroxênio, Al-clinopiroxênio e espinélio, ou seja, um espinélio peridotito. De modo similar, sob uma pressão maior que 25 Kbar, olivina, ortopiroxênio e granada aparecem como fases estáveis, constituindo um granada peridotito. Além da composição, o grau de fusão parcial a que uma determinada fonte é submetida também controla as composições dos líquidos primários (**Takahashi & Kushiro, 1983**).

Vários autores experimentaram fundir diversas fontes, sob diversos intervalos de pressões e diferentes graus de fusão de modo a estudar os processos de fusão parcial de fontes mantélicas para obtenção de líquidos basálticos (p. ex: **Yoder & Tilley, 1962; Green & Ringwood, 1967; Mysen & Kushiro, 1977; Jaques & Green, 1980; Villiger et al., 2004**).

Mysen & Kushiro (1977) realizaram experimentos de fusão parcial de uma fonte granada peridotítica utilizando dois nódulos mantélicos distintos, sendo um do manto superior empobrecido e outro com composições do manto superior normal. Os experimentos foram realizados sob condições de pressões de 20 Kbar e 35 Kbar e os resultados são sumarizados na **Tabela 2.3**.

Tabela 2.3: Tabela de dados de fusão parcial do sistema peridotítico sob condições de pressões de 20 Kbar e 35 Kbar (**Mysen & Kushiro, 1977**). Ne=nefelina, Ol=olivina, Hy=hiperstênio. Minerais da moda: Ol=olivina, Opx=ortopiroxênio, Cpx=clinopiroxênio, Esp=espinélio, Gr=granada.

20 Kbar					
Quantidade de fusão parcial		<2%	2-25%	25-42%	42-60%
Produto		Álcali-basalto	Olivina -toleíta	Picrito basalto	Komatiíta
Resíduo		-	Ol+Opx+Cpx±Esp (Lherzolito)	Ol+Opx (Harzburgito)	Ol (Dunito)
CIPW		Ne	Ol+Hy	-	-
35 Kbar					
Quantidade de fusão parcial	<2%	2-25%	25-45%	45-75%	>75%
Produto	-	Álcali-picrito basalto	Olivina -toleíta	Picrito basalto	Komatiíta
Resíduo	-	Ol+Opx+Cpx+Gr (Gr-lherzolito)	Ol+Opx+Cpx (Lherzolito)	Ol+Opx (Harzburgito)	Ol (Dunito)

Jaques & Green (1980) fundiram experimentalmente um espinélio peridotito a 15 Kbar de pressão e mostraram que com o incremento do grau de

fusão parcial gerava líquidos composicionalmente distintos. Assim, com 15% de fusão, o líquido apresentava composição olivina basáltica. Com aumento do grau de fusão para o intervalo entre 20% e 30%, o líquido adquiriu natureza olivina toleítica e sob 40% a 60% de fusão, o líquido apresentou um caráter komatiítico picrítico. Já **Green & Ringwood (1967)** estudaram a fusão parcial de um pirólito, ou seja, uma fonte mantélica modelo, composta por uma parte de basalto para três partes de peridotito alpino. Os resultados experimentais destes últimos autores são sumarizados na **Tabela 2.4**.

Tabela 2.4: Tabela de dados de fusão parcial do sistema peridotítico (pirólito) sob condições de pressões e temperaturas variadas (**Green & Ringwood, 1967**). %FP=quantidade de fusão parcial, Ol=olivina, Qz=quartzo, Pg=plagioclásio, Px=piroxênio, Gr=granada, Al=alumínio.

Fonte	Temperatura	Profundidade	Pressão	Líquido	% FP
Peridotito metassomatizado	-	0-15 Km	-	Qz-toleíta	<25%
Pg-pirólito	1150°C	15-35 Km	9 Kbar	Ol-toleíta	25%
Px-pirólito	1300°C	35-70 Km	13,5-18 Kbar	Al-Ol-toleíta e basanita	20%
Px-pirólito	1300°C	35-70 Km	13,5-18 Kbar	Ol-toleíta (pobre em Al)	30%
Gr-pirólito	1400°C	~90 Km	27 Kbar	Picrito basalto	40%

Mais recentemente, dados experimentais de fusão parcial de diversas fontes e seus respectivos produtos em condições de altas pressões foram publicados (*p.ex.* **Yaxley, 2000; Wasylenki et al., 2003; Villiger et al., 2004; Liu & O'Neill, 2004**).

Yaxley (2000) estudou a fusão parcial de uma mistura de peridotito homogêneo fértil + basalto oceânico sob condições de pressão a 3,5 GPa (isto

é, 35 Kbar) e temperaturas de aproximadamente 1450° a 1500°C. Esta fonte equivale a um granada lherzolito sob temperaturas próximas ao *solidus*, gerando um líquido picrítico com nefelina normativa como produto da fusão parcial incipiente.

O papel desempenhado pelos voláteis também é importante no sistema de formação das rochas basálticas. **Kushiro (1972)** realizou os trabalhos pioneiros do sistema basáltico hidratado e os seus resultados são sumarizados na **Tabela 2.5**.

Tabela 2.5: Tabela de dados de fusão parcial do sistema peridotítico sob condições hidratadas (**Kushiro, 1972**). P_{H_2O} =pressão parcial de água; P_T =pressão total, %FP=quantidade de fusão parcial, Ne=nefelina normativa.

P_{H_2O}	Fonte	% FP	Líquido basáltico
$\geq P_T$	Peridotito	Alta	Mais rico em SiO_2 e MgO
$\leq P_T$	Peridotito	Alta	Menos rico em SiO_2 e MgO
$\geq P_T$	Peridotito	Baixa	Apresenta nefelina normativa

A fusão parcial de um peridotito na presença de voláteis, em um intervalo e pressão de 10 a 15 Kbar, mostrou que a composição do líquido muda de quartzo normativa para olivina hiperstênio normativa e olivina nefelina normativa até nefelina larnito normativa, em resposta ao aumento do grau de fusão parcial (**Boettcher et al., 1974**).

A **Tabela 2.6** apresenta os dados obtidos por **Mysen & Kushiro (1977)**, que fundiram parcialmente um nódulo de granada peridotito a 20 Kbar com

1,9% de água e concluíram que, na presença de água, a percentagem de fusão parcial em condições semelhantes é maior.

Tabela 2.6: Tabela de dados de fusão parcial do sistema peridotítico sob condições hidratadas a altas pressões (**Kushiro, 1972**). PH₂O=pressão parcial de água; %FP=quantidade de fusão parcial, Ol=olivina, Gr=granada.

PH ₂ O	Pressão	Fonte	Temperatura	% FP	Líquido
1,9%	20 Kbar	Gr-peridotito	1460°C	pouca	Ol-toleíto
1,9%	20 Kbar	Gr-peridotito	1500°C	33,5	Picrito basalto
1,9%	20 Kbar	Gr-peridotito	1525°C	60,0	Komatiíto

Aspectos relevantes referentes aos estudos experimentais de fusão parcial descritos anteriormente incluem os seguintes itens:

1. Fontes espinélio-lherzolíticas empobrecidas e férteis fundem a maiores e menores temperaturas, respectivamente;
2. Sistemas peridotíticos hidratados fundem mais que os anídricos sob a mesma temperatura;
3. Sistemas peridotíticos hidratados têm menores temperaturas de fusão que os anídricos;
4. Sistemas peridotíticos fundem a menores temperaturas sob menores pressões;
5. A fusão inicial de um granada lherzolito a altas pressões (30 Kbar) ocorre a temperaturas menores que a fusão do eclogito e produz um líquido álcali-basalto picrito.

CAPÍTULO 3: DADOS DE CAMPO, PETROGRAFIA E LITOGEOQUÍMICA

3.1. Introdução

As rochas que integram o Enxame de Diques da Serra do Mar são basaltos toleíticos do Cretáceo Inferior que intrudem, principalmente, os granitóides e gnaisses do segmento central da Faixa Ribeira de idade Neoproterozóica-Siluriana (**Heilbron et al., 2000; Schimtt et al., 2004**). Muito embora o pico do magmatismo toleítico no Cretáceo Inferior tenha sido há c.132Ma (*p.ex.*: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, plagioclásio e rocha total; **Turner et al., 1994**), idades mais antigas também foram registradas em diabásios na parte ocidental do enxame com idades variando de $192,9\pm 2,2$ até $133,9\pm 0,5$ Ma (*p.ex.*: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, rocha total; **Guedes, 2001**).

Estudos anteriores (*p.ex.*: **Corval, 2005**) discriminaram diabásios de alto-TiO₂ e baixo-TiO₂ no Enxame de Diques da Serra do Mar com base em critérios apresentados na literatura ($2\%\text{peso} < \text{TiO}_2 < 2\%\text{peso}$, $310 < \text{Ti/Y} < 310$; **Bellieni et al., 1984; Hergt et al., 1991**).

Diques basálticos toleíticos da suíte de baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar ocorrem na área de estudo da presente dissertação de mestrado, qual seja, a Região dos Lagos no litoral do Estado do Rio de Janeiro. Eles ocorrem principalmente na área de Búzios (**Tetzner, 2001**) e Cabo Frio, no Terreno Cabo Frio do Orógeno Ribeira (**Heilbron et al., 2004**). Estes diques apresentam orientações bem regulares, segundo a direção NE-SW, sendo comumente verticais. As espessuras desses diques podem variar de centimétricas a métricas, enquanto que suas extensões podem chegar a dezenas de quilômetros. Vale ressaltar que diques de baixo-TiO₂ também ocorrem na região serrana do Estado do Rio de Janeiro (**Ludka, 1997; Monteiro & Valente, 2003**), dentro do assim denominado Domínio Costeiro do Terreno Oriental do Orógeno Ribeira (**Heilbron et al., 2000**). Os diques da região serrana não foram estudados no presente trabalho.

3.2. Dados de campo

Os trabalhos de campo desta dissertação foram feitos na Região dos Lagos, entre Niterói e Cabo Frio, tendo sido descritos 24 diques (**Anexo I**). Os dados de campo de Búzios foram compilados de **Tetzner (2002)**. Em geral, a qualidade dos afloramentos é boa, devido à exposição dos mesmos em costões de praias, cortes de estrada e pedreiras.

Ao se comparar os *trends* dos diques das suítes de alto-TiO₂ e baixo-TiO₂ (**Valente et al., 2005**) é possível concluir que a suíte de baixo-TiO₂ apresenta somente o *trend* preferencial do enxame, qual seja N35-45°E. (**Figura 3.1**).

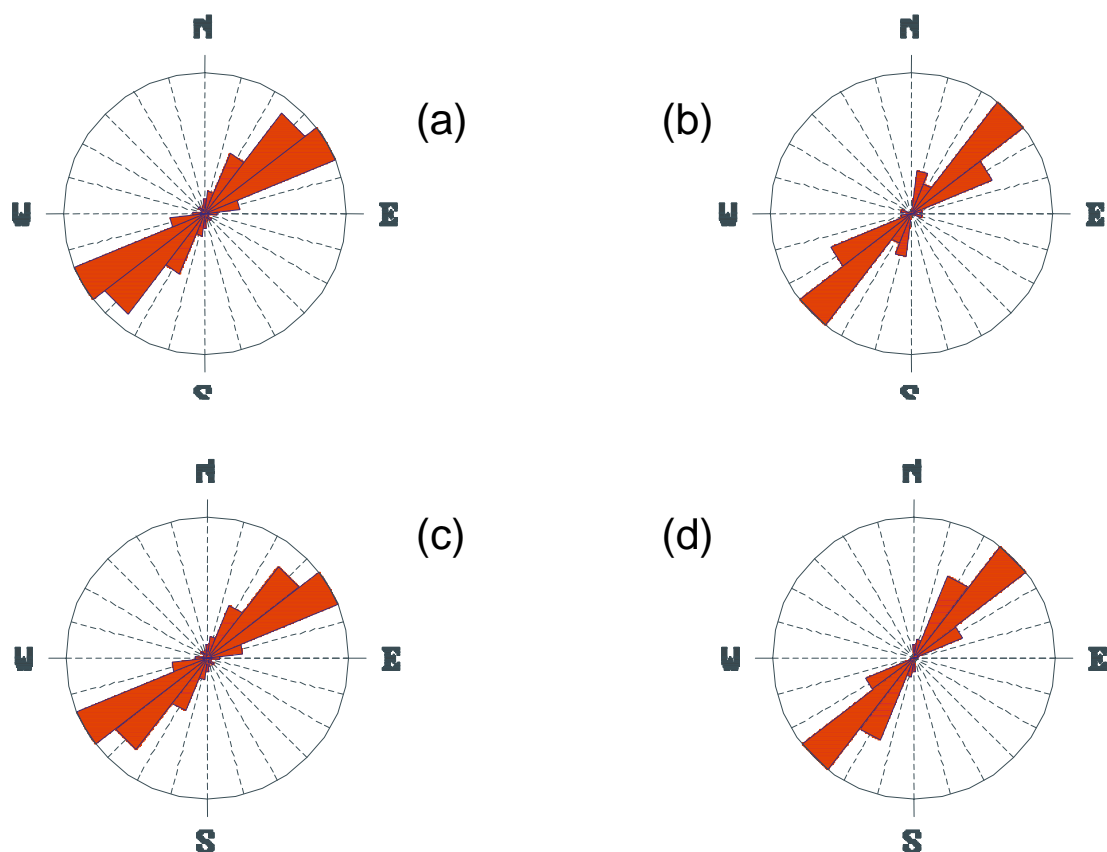


Figura 3.1: Diagramas de rosetas exibindo os principais *trends* estruturais dos diques do Enxame de Diques da Serra do Mar. **(a)**- *trends* gerais do enxame; **(b)** - *trends* da Região dos Lagos, entre Niterói e Cabo Frio; **(c)** - *trends* da suíte de alto-TiO₂ do enxame; **(d)** - *trends* da suíte de baixo-TiO₂ do enxame.

Todavia, a suíte de alto-TiO₂ apresenta, de forma subordinada, a direção NW-SE, além da direção predominante NE-SW. Os diques orientados segundo a direção NW-SE também estão encaixados em estruturas Neoproterozóicas a Cambrianas, possivelmente também reativadas no Cretáceo, sendo, de modo geral, subordinadas às estruturas NE-SW. Estas estruturas NW-SE controlam mudanças bruscas no curso do Rio Paraíba do Sul. Os diques que ocorrem na região de Niterói a Cabo Frio apresentam os três *trends* estruturais do enxame.

A granulometria dos diabásios estudados varia de fina a média, nas bordas dos diques, e fina a grossa em suas porções centrais. Diferentes tipos de apófises, bem como ramificações, pontes e bifurcações podem ser observadas na maioria dos diques. A espessura dos diques encontrados varia de dezenas de centímetros a dezenas de metros (0,40 m a 150,0 m), sendo comumente de 2 a 4 metros. A maioria dos diques apresenta-se diaclasado, possivelmente em resposta a um rápido resfriamento. Estas fraturas ocorrem sub-paralela a paralelamente e ortogonais aos contatos dos diques com as rochas encaixantes. Os corpos mais alterados exibem esfoliação esferoidal.

Gnaisses fortemente bandados a migmatíticos, biotita-gnaisses porfiroblásticos, leucognaisses e granodiorito-gnaisses são as rochas encaixantes dos diques na área de estudo. Vale ressaltar a ocorrência de xenólitos métricos da rocha encaixante, alguns mostrando possíveis processos de assimilação em alguns diques (**Figura 3.2**).

No campo, os diques apresentam coloração caracteristicamente preta-esverdeada, contatos bruscos com as rochas encaixantes, onde, usualmente apresentam bordas de resfriamento (*chilled margins*) caracterizadas por uma granulometria mais fina (**Figura 3.3**).



Figura 3.2: Dique com xenólitos métricos da rocha encaixante, alguns mostrando possíveis processos de assimilação, localizado na Praia de Geribá em Búzios (Próximo ao ponto FC-WT-18; Tetzner, 2002).



Figura 3.3: Dique com margem resfriada (*chilled margin*) de aproximadamente 11 cm em Saquarema, RJ (Ponto AR-TD-04).

Alguns diques têm estrias, denotando um componente transcorrente, usualmente dextral (**Figura 3.4**). Estas estrias são marcadas pelo crescimento de calcita e, mais raramente, pirita estiradas.

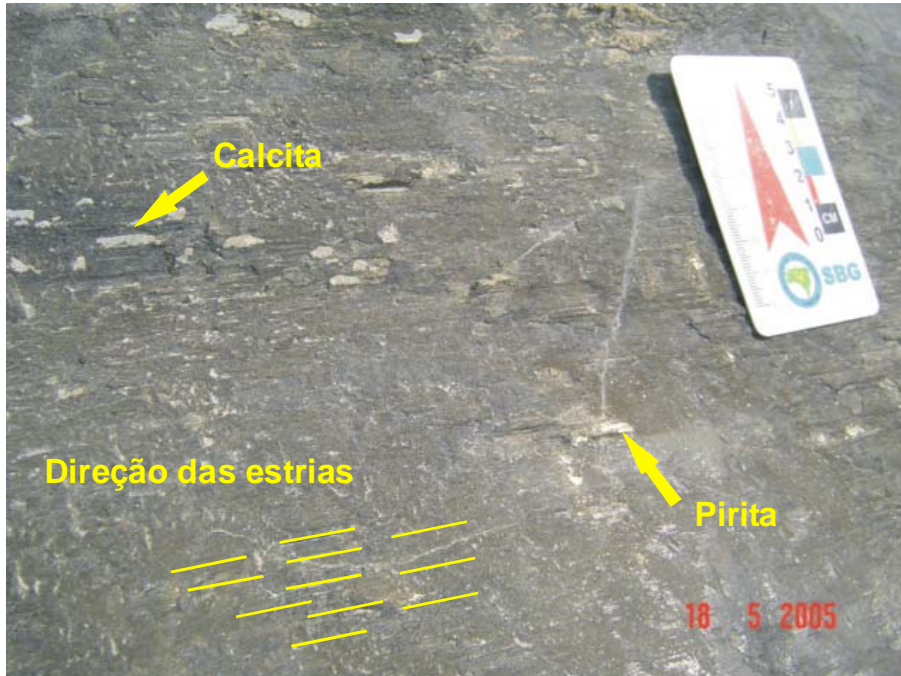


Figura 3.4: Crescimento de calcita e pirita em estrias que denotam componente transcorrente dextral. Pedreira Litorânea, São Pedro d'Aldeia (Ponto CF-TD-13).

A revisão a respeito das formas de intrusão, bem como as diversas informações a respeito da tectônica, das principais estruturas e dos mecanismos de alojamento dos diques basálticos na região foram fundamentalmente feita com base na dissertação de mestrado de **Tetzner (2002)**.

A forma de intrusão destes diques, de modo geral, é retilínea (**Figura 3.5**). No entanto, podem ocorrer diques bifurcados (**Figura 3.6**), sigmoidais, diques em *zig-zag* e escalonados (**Figura 3.7**), degraus, pontes e tocos.



Figura 3.5: Forma intrusiva típica dos diques aflorantes na área de estudo. Praia das Conchas, em Búzios (Ponto FC-TD-01).



Figura 3.6: Forma intrusiva bifurcada de dique na Praia das Conchas, em Búzios (Ponto FC-TD-01).



Figura 3.7: Forma de intrusão do dique exibindo um padrão escalonado (*en échelon*). Neste padrão a direção da extensão é normal aos segmentos indicando uma rotação do campo de *stress* regional. As setas indicam a direção da extensão normal em Saquarema, RJ. (Ponto AR-TD-04).

3.3 Petrografia

Todas as amostras coletadas nos trabalhos de campo relacionados a esta dissertação de mestrado foram laminadas. A análise petrográfica sob microscópio de luz transmitida incluiu aspectos relacionados à constituição mineralógica (assembléia de fenocristais e matriz), texturas e estruturas das rochas estudadas. Esta etapa também serviu à seleção de amostras inalteradas ou parcialmente alteradas para as análises litogeoquímicas. O intervalo granulométrico utilizado na descrição textural foi fino (< 1 mm); médio (1-3 mm) e grosso (> 3 mm). Os critérios petrográficos adotados nesta dissertação foram baseados principalmente em **Deer et al. (1992)** e **MacKenzie (1982)**.

A granulometria das amostras dos diques, em geral, varia de fina a média (<1 a 3 mm). Entretanto, existem amostras que apresentam granulometria variando de média a grossa (1 a > 3 mm), devido ao fato de

terem sido coletadas na parte central de diques mais espessos. De um modo geral, estes basaltos são predominantemente holocristalinos a hipocristalinos, inequigranulares (preferencialmente) a equigranulares (subordinadamente), intergranulares (grãos de clinopiroxênio anédricos nos interstícios de grãos de plagioclásio subédricos) (**Figura 3.8**) e intersertais (**Figura 3.9**) (vidro vulcânico preenchendo os interstícios dos plagioclásios subédricos).

A textura porfirítica foi freqüentemente observada, onde fenocristais de plagioclásio encontravam-se envolvidos por uma matriz predominantemente composta por plagioclásio e piroxênios. Em algumas lâminas observou-se uma textura glomeroporfirítica, dada pelo agrupamento dos fenocristais de plagioclásio e, mais raramente, augita, ambos freqüentemente anédricos demonstrando disequilíbrio cristal-líquido (**Figura 3.10**). Na textura porfirítica, a relação entre os fenocristais e matriz varia de 10/90% a 80/20%; entretanto a relação mais comum é 25/75%.

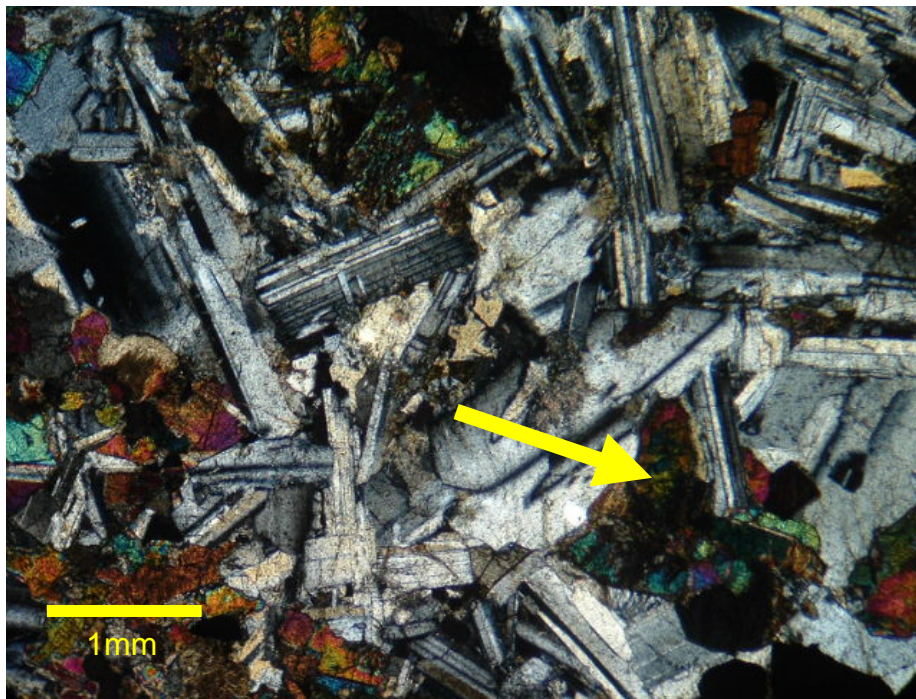


Figura 3.8: Textura intergranular, onde grãos de augita anédricos (seta) ocupam os interstícios de grãos de plagioclásio subédricos. Lâmina SQ-TD-01b. Nicóis cruzados.

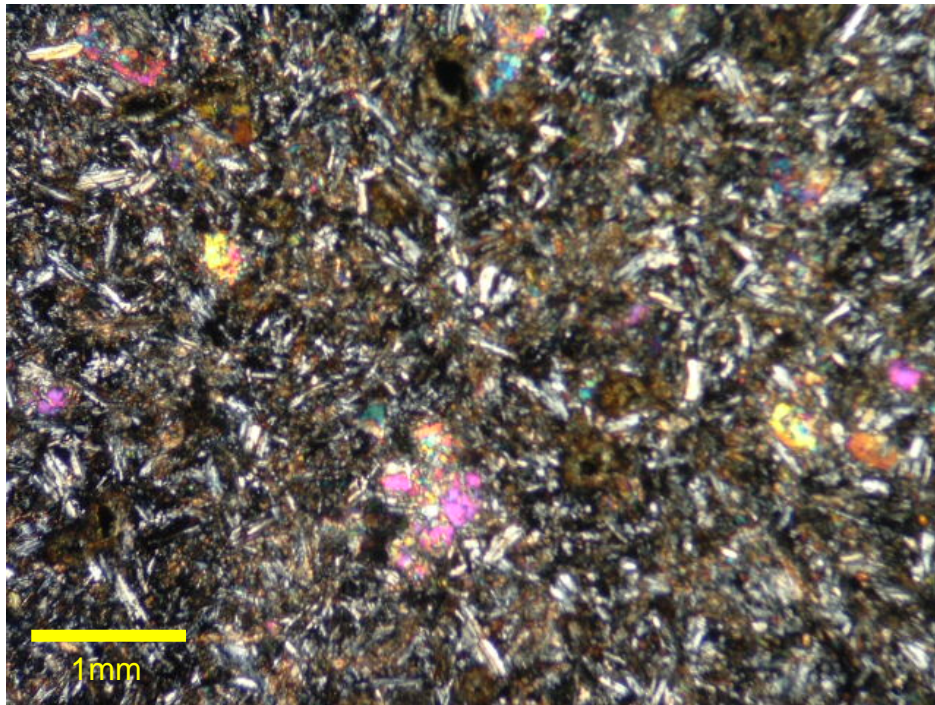


Figura 3.9: Textura intersetal, onde vidro vulcânico alterado (cor de interferência marrom) encontra-se nos interstícios de grãos de plagioclásio. Lâmina SQ-TD-01e. Nicóis cruzados.

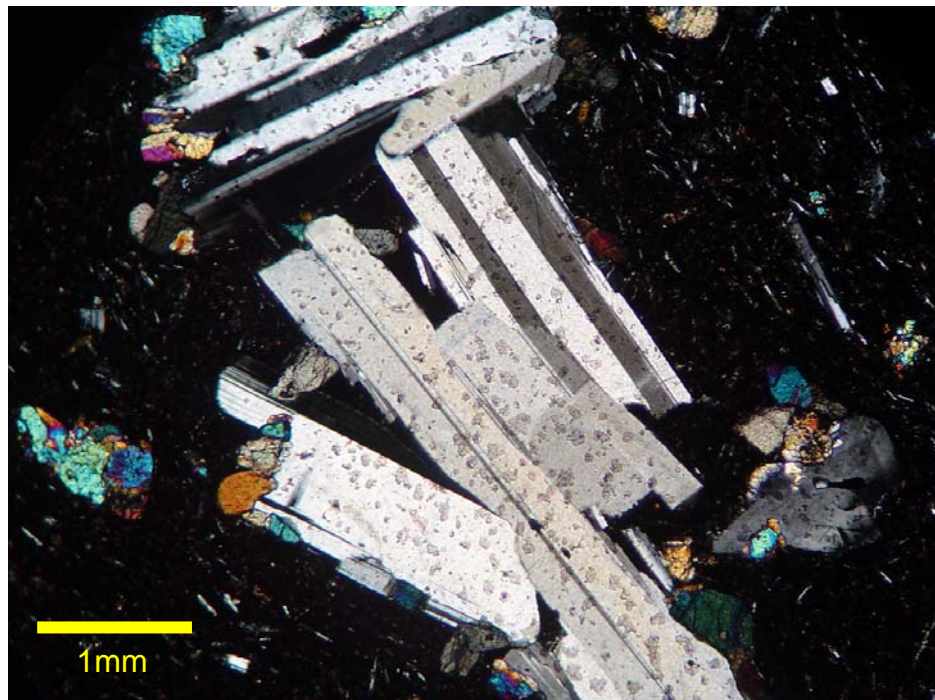


Figura 3.10: Textura glomeroporfirítica, dada pelo agrupamento dos fenocristais de plagioclásio. Lâmina AR-TD-04. Nicóis cruzados.

Texturas poiquilíticas (ofíticas e subofíticas) foram observadas, de forma local, em várias lâminas. Por exemplo, a apatita, em geral, ocorre inclusa em plagioclásio e, mais raramente, em augita e minerais opacos. De forma semelhante, grãos de plagioclásio ocorrem inclusos em clinopiroxênio (**Figura 3.11**).

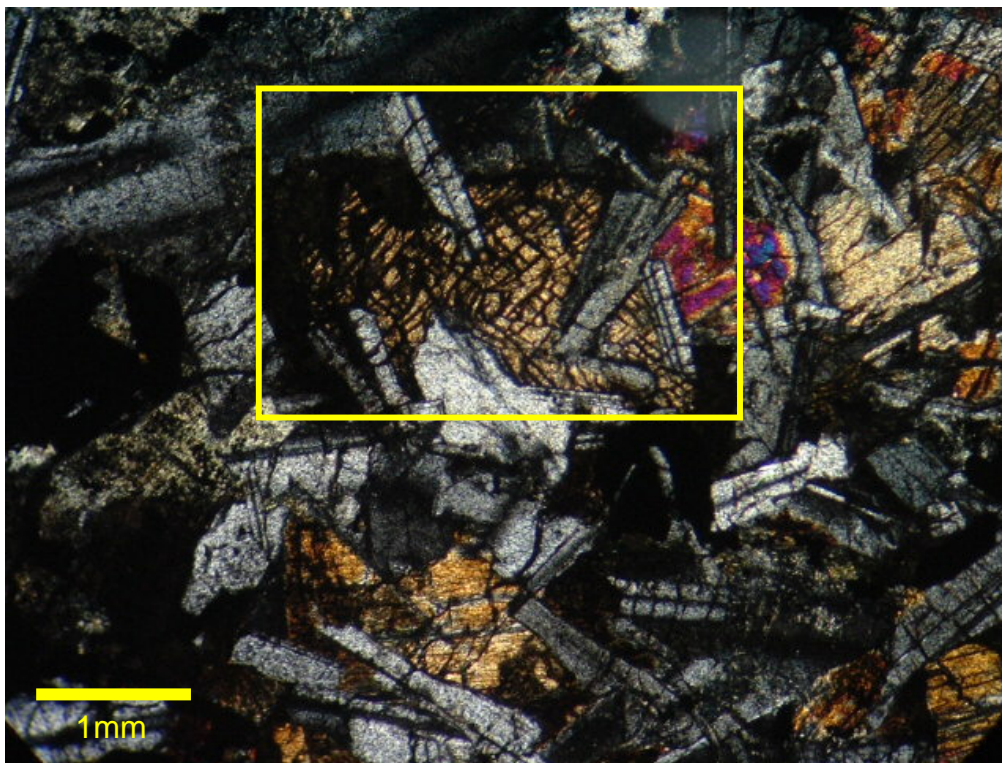


Figura 3.11: Textura subofítica com inclusão parcial de grãos de plagioclásio, preferencialmente colunares subédricos a euédricos, em cristais de augita. Lâmina CF-TD-06b. Nicóis cruzados. O retângulo amarelo mostra a augita subofítica.

A composição mineralógica das rochas estudadas é pouco variável, em geral, representada essencialmente por plagioclásio e clinopiroxênio (augita e/ou pigeonita). A assembléia de minerais acessórios inclui olivina corroída, minerais opacos e apatita. Minerais secundários comuns são a biotita, bowlingita, idingisita e uralita, bem como a saussurita sobre grãos de plagioclásio. A assembléia de fenocristais destas rochas foi estimada em 15% de olivina, 40% de augita e 45% de plagioclásio.

Os grãos de plagioclásio ocorrem como fenocristais e minerais da matriz. Eles exibem formas euédricas a anédricas. Os grãos euédricos são, em geral, colunares, comumente fraturados e alterados para saussurita nos centros, bordas, em suas fraturas e nos planos de geminação. Por vezes, o plagioclásio pode estar zonado (**Figura 3.12**).

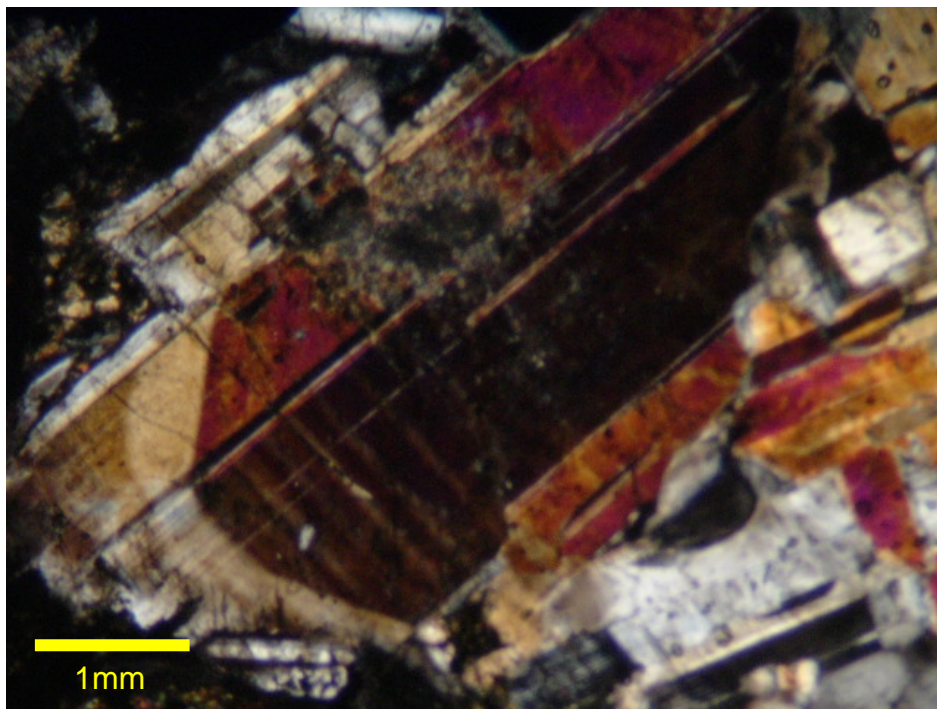


Figura 3.12: Grãos de plagioclásio subédricos a euédricos apresentando zonamento composicional. Lâmina CF-TD-04. Nicóis cruzados.

Os grãos de augita exibem formas euédricas a anédricas. Os grãos euédricos, em geral, são tabulares e freqüentemente alterados para uralita nos centros e bordas, bem como em suas fraturas (**Figura 3.13**). A augita ocorre preferencialmente na matriz. Contudo é freqüente como fenocristal, sendo o zonamento raro. A pigeonita é um mineral raro nestas lâminas, apresenta-se preferencialmente na matriz, fraturada e alterada para uralita.

A olivina é um mineral que ocorre preferencialmente em grãos pseudomórficos com coloração esverdeada a amarelada, anédrica e corroída, somente como fenocristal. Contudo, pode ocorrer euédrica, exibindo fraturas conchoidais (**Figura 3.14**).

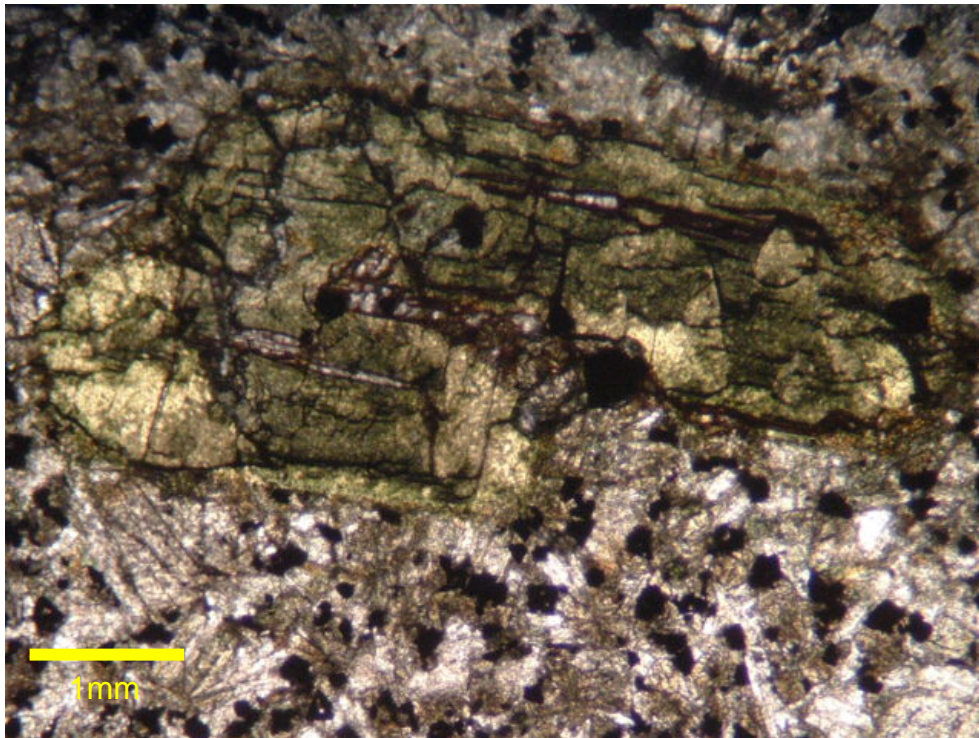


Figura 3.13: Fenocristal de augita subédrica com zonamento composicional. Presença de uralita nas bordas. Lâmina CF-TD-03a. Nicóis paralelos.

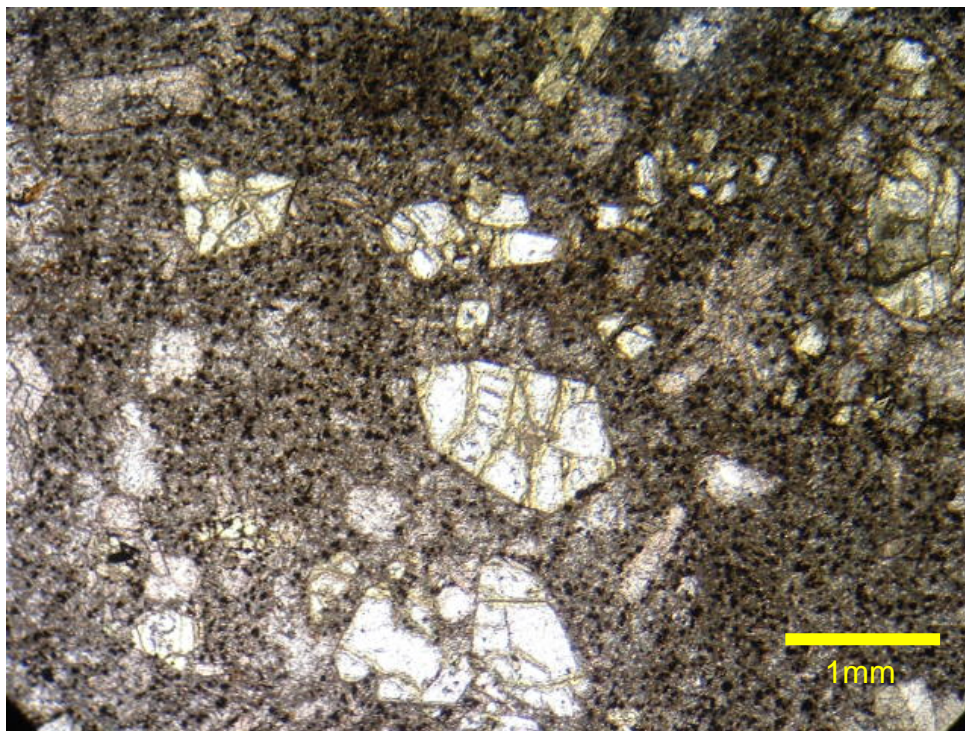


Figura 3.14: Fenocristal de olivina euédrica exibindo minerais de alteração nas fraturas (bowlingita e idingisita). Lâmina CF-TD-03e. Nicóis paralelos.

Os minerais opacos, em geral, ocorrem em duas gerações. Existem minerais opacos euédricos a subédricos tabulares e grãos anédricos dendríticos ou não. Podem estar inclusos em fenocristais de augita e plagioclásio, ou na matriz. Os minerais opacos anédricos possivelmente representam crescimento *subsolidus* devido à alteração deutérica (**Figura 3.15**).

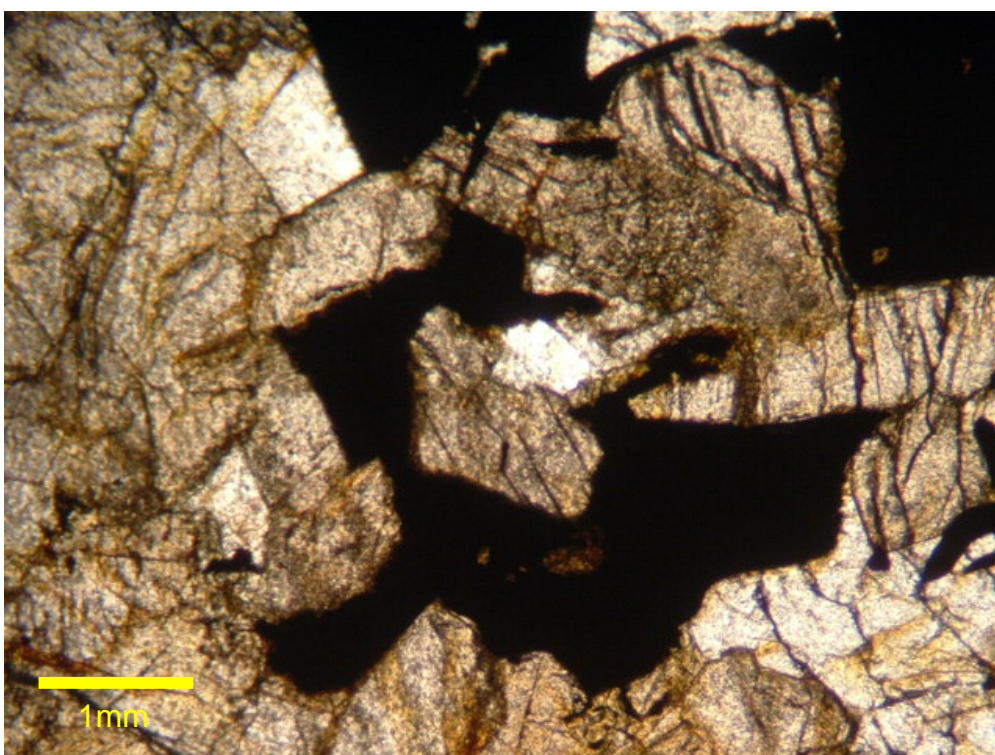


Figura 3.15: Grãos de minerais opacos anédricos mostrando crescimento *subsolidus*. Lâmina CF-TD-02a. Nicóis paralelos.

Xenocristais de plagioclásio e augita, subédricos a anédricos, corroídos, no núcleo e nas bordas e freqüentemente zonados foram encontrados em algumas amostras. Em geral, os xenocristais são mais grossos que os fenocristais das rochas, tendo cerca de 3 a 5 mm. Os xenocristais de plagioclásio apresentam geminação simples e múltipla, uma característica incomum nos fenocristais euédricos. Isto sugere que estes xenocristais devem representar grãos assimilados das rochas encaixantes (**Figura 3.16**).

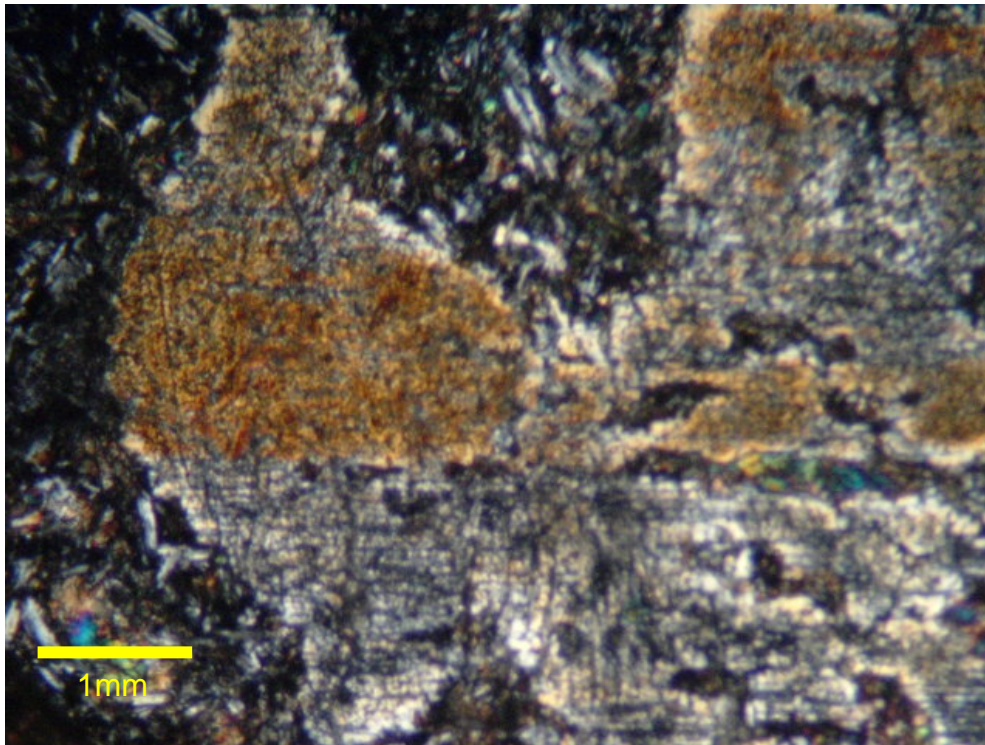


Figura 3.16: Xenocristal de plagioclásio subédrico corroído mostrando geminação simples, incomum nos fenocristais de plagioclásio destas rochas. Lâmina CF-TD-02e. Nicóis paralelos.

3.3 Litogeoquímica

Vinte e uma amostras de rochas basálticas provenientes da Região dos Lagos, entre Niterói e Búzios, mas principalmente da região de Cabo Frio, na porção leste do Enxame de Diques da Serra do Mar, foram selecionadas para as análises litogeoquímicas utilizadas neste trabalho. Adicionalmente, análises litogeoquímicas de nove amostras (**Tetzner, 2002**) de diques da região de Búzios foram compiladas da literatura e também integradas ao conjunto estudado nesta dissertação. Os dados litogeoquímicos são apresentados no **Anexo II**.

Os dados litogeoquímicos obtidos incluem: 1) elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3^t , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 e PF (perda ao fogo), 2) elementos traços incompatíveis móveis (Ba, Rb e Sr), incompatíveis

imóveis (Zr, Y e Nb), compatíveis (Ni, Cr, V, Co), elementos terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) e U, Th e Hf. Os elementos maiores neste trabalho são expressos em percentagem de peso (%peso) enquanto que os elementos traços são expressos em partes por milhão (ppm). Os dados litogeoquímicos destas amostras serão apresentados e interpretados neste capítulo. A interpretação geoquímica foi baseada, fundamentalmente, na utilização de *softwares* adequados à discriminação de séries, classificação de rochas, cálculo da norma CIPW e interpretação petrogenética. Os métodos analíticos e valores de precisão e exatidão são apresentados no **Anexo III**.

Os valores de perda ao fogo (PF) das amostras do Enxame de Diques da Serra do Mar, selecionadas para este estudo, estão, em geral, abaixo de 2%peso (média $1,63 \pm 1,26\%$ peso) (**Tabela 3.1**). Como uma aproximação, o valor de perda ao fogo (PF) das rochas pode ser uma indicação do grau de alteração. Rochas com valores elevados de PF são, geralmente, mais alteradas do que aquelas com valores mais baixos (**Irvine & Baragar, 1971**). **Regelous (1993)** afirma que os diabásios relativamente inalterados e sem matriz vítrea com $PF < 2\%$ peso do Enxame de Diques de Ponta Grossa não teriam sido afetados extensivamente por alteração *subsolidus* e intemperismo. Em contraste, tais processos teriam afetado, aparentemente, assinaturas geoquímicas em amostras vítreas com valores mais elevados de PF no mesmo enxame. Entretanto, deve ser ressaltado que as determinações de PF são susceptíveis a erros significativos de medidas em consequência, por exemplo, do ganho do peso devido à oxidação do ferro ferroso (**Lechler & Desilets, 1987**). Mesmo assim, os valores de PF podem ser usados como critério de seleção de amostras alteradas, com alguma confiança, no caso das rochas que contêm volumes relativamente pequenos de fases hidratadas, como basaltos. Deste modo, com base nos valores de PF apresentados na **Tabela 3.1**, pode considerar-se as amostras estudadas nesta dissertação de mestrado como minimamente alteradas.

Tabela 3.1: Valores máximos, mínimos, médias, desvios-padrão e coeficientes de variação de óxidos e elementos dos diabásios estudados ($\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{t}}$ é ferro total sob a forma de ferro férrico; PF é a perda ao fogo e n é o número de amostras).

Elementos	Mínimo	Máximo	Média	Desvio padrão	Coeficiente de variação	n
MgO	4,44	8,13	7,00	0,86	0,12	30
SiO ₂	46,94	54,80	48,59	2,04	0,04	30
TiO ₂	0,92	1,65	1,29	0,20	0,16	30
Al ₂ O ₃	12,76	15,68	14,22	0,72	0,05	30
Fe ₂ O ₃ ^t	7,38	15,18	12,13	1,78	0,15	30
MnO	0,12	0,24	0,19	0,02	0,13	30
CaO	7,23	13,36	11,38	1,59	0,14	30
Na ₂ O	1,96	3,81	2,42	0,41	0,17	30
K ₂ O	0,08	2,11	0,64	0,48	0,75	30
P ₂ O ₅	0,11	0,22	0,15	0,03	0,20	30
PF	0,40	6,62	1,63	1,26	0,77	30
Total	98,72	100,34	99,65	0,43	0,00	30
Ni	30	129	69,67	26,49	0,38	22
Cr	30	280	144,07	79,69	0,55	29
Sc	36	49	44,81	4,06	0,09	23
V	282	487	372,07	56,54	0,15	30
Ba	62	717	216,70	165,43	0,76	30
Rb	4	124	23,43	26,09	1,11	30
Sr	146	343	218,03	51,20	0,23	30
Y	20	39	27,53	4,69	0,17	30
Zr	50	133	81,80	20,24	0,25	30
Nb	6	15	9,20	2,54	0,28	30
La	7	21,30	11,80	3,89	0,33	30
Ce	15	44,60	24,10	7,57	0,31	30
Pr	2	5,67	3,16	0,91	0,29	30
Nd	9,70	22,30	13,34	3,10	0,23	30
Sm	2,80	5,50	3,64	0,66	0,18	30
Eu	1,09	1,72	1,31	0,18	0,13	30
Gd	3,40	6	4,42	0,68	0,15	30
Tb	0,60	1,10	0,80	0,13	0,16	30
Dy	3,80	6,60	4,84	0,74	0,15	30
Ho	0,80	1,40	1,00	0,17	0,17	30
Er	2,20	4,20	2,91	0,51	0,17	30
Tm	0,32	0,64	0,43	0,08	0,19	30
Yb	2	4,10	2,68	0,53	0,20	30
Lu	0,29	0,61	0,40	0,08	0,20	30
Hf	1,60	4	2,50	0,54	0,22	30
Th	0,70	5	1,42	0,89	0,62	30
U	0,20	1,30	0,30	0,22	0,75	30

As amostras CF-TD-16, FC-WT-O4 DQ2 e FC-WT-09 (**Anexo II**) apresentam totais dos óxidos iguais a 98,99%peso, 98,72%peso, 98,74%peso, respectivamente. Estas somas estão fora do intervalo (entre 99 e 101% peso)

geralmente considerado satisfatório para análises geoquímicas de rocha total. Mesmo assim, estas amostras foram utilizadas neste trabalho, muito embora atenção especial tenha sido dada a elas durante as interpretações para possíveis discrepâncias.

O cálculo de coeficientes de variação (isto é, o desvio padrão dividido pela média) foi feito para se ter uma estimativa da qualidade das análises (**Tabela 3.1**). Valores elevados de coeficientes de variação podem indicar:

- 1) Erro analítico (isso pode ser testado com dados de precisão e exatidão; **Anexo III**);
- 2) Alteração (isso pode ser testado pela checagem dos valores de PF e pelas variações dos elementos traços incompatíveis imóveis; p. ex. Y, Zr e Nb);
- 3) Existência de mais que uma suíte magmática.

Valores relativamente elevados de coeficientes de variação observados para óxidos e elementos como, por exemplo, o $K_2O=0,75$; $Rb=1,11$ e $Ba=0,76$ (**Tabela 3.1**) podem ser decorrentes de processos *subsolidus* devido à mobilidade dos mesmos. Em outros casos, (p.ex.: $U=0,75$; **Tabela 3.1**) podem ser decorrentes de concentrações muito próximas dos limites de detecção dos instrumentos analíticos. A exceção destes casos, a considerar-se os valores satisfatórios de precisão e exatidão obtidos (**Anexo III**), os coeficientes de variação podem estar realmente indicando a existência de mais que uma suíte magmática na série toleítica de baixo- TiO_2 na porção leste do Enxame de Diques da Serra do Mar.

As amostras estudadas caracterizam uma série subalcalina com afinidade toleítica (**Figuras 3.17 e 3.18**) (Irvine & Baragar, 1971).

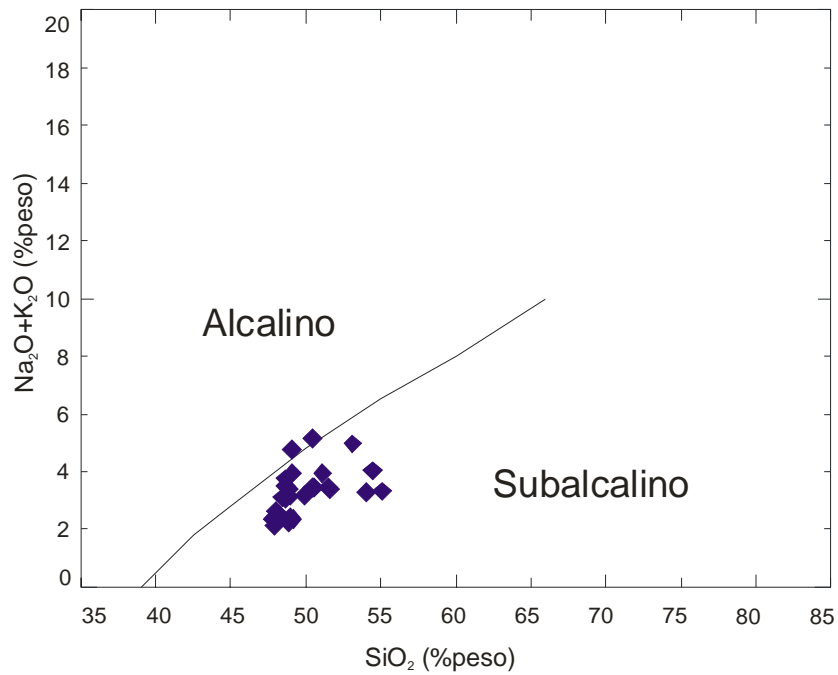


Figura 3.17: Diagrama TAS (Total de Álcalis *versus* Sílica) de discriminação de séries (Irvine & Baragar, 1971) para os diabásios estudados. Dados recalculados para 100% em base anídrica.

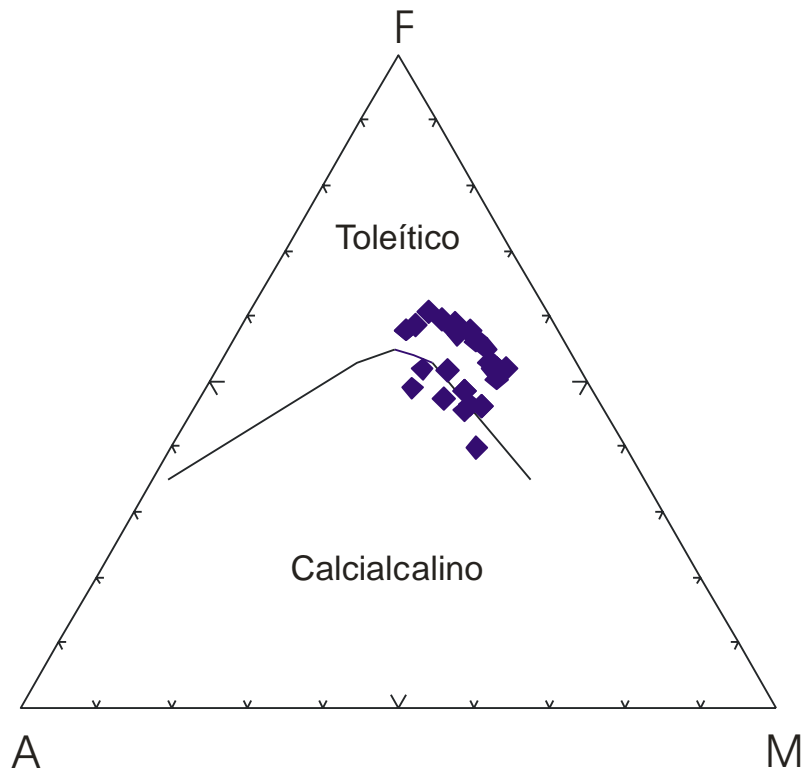


Figura 3.18: Diagrama AFM de discriminação de séries toleítica e calcialcalina (Irvine & Baragar, 1971) para os diabásios estudados. A = Na₂O + K₂O; F = Fe₂O₃^t; M = MgO (em %peso). Dados recalculados para 100% em base anídrica.

A afinidade toleítica é corroborada pela presença de hiperstênio (e ausência de nefelina) na norma CIPW em todas as amostras estudadas, com exceção de duas amostras CF-TD-11b e CF-TD-15a que apresentaram valores baixos (respectivamente, 0,84 e 0,19% de peso) de nefelina normativa (**Tabela 3.2**).

Tabela 3.2: Valores da norma CIPW, incluindo máximos, mínimos, médias e desvios-padrão. Todos os valores são expressos em %peso. Os minerais normativos são os seguintes: Q=quartzo, Hy=hiperstênio, Ol=olivina, Ne=nefelina, Or=ortoclásio, Ab=albita, An=anortita, Di=diopísídeo, Mt=magnetita, Il=ilmenita e Ap=apatita.

Amostras	Q	Or	Ab	An	Ne	Di	Hy	Ol	Mt	Il	Ap	Total
CF-TD-01	0	1,7	17,74	31,4	0	29,11	6,19	7,6	3,55	2,43	0,32	100,08
CF-TD-02b	0	1,51	18,34	28,45	0	28,61	8,55	7,85	3,97	2,4	0,36	100,08
CF-TD-03a	0	2,16	26,01	21,96	0	25,15	10,29	6,19	4,54	3,2	0,54	100,08
CF-TD-03b	0	3,19	22,33	23,46	0	26,75	11,68	4,93	4,31	2,94	0,47	100,09
CF-TD-03d	0	7,51	33,5	14,68	0	20,9	0,7	15,08	4,19	3,03	0,49	100,12
CF-TD-05	0	2,8	22,09	23,58	0	25,85	12,58	5,47	4,52	2,73	0,44	100,09
CF-TD-06a	0	1,28	18,25	28,48	0	28,57	13,36	4,38	3,65	1,79	0,29	100,09
CF-TD-07a	0	7,07	22,03	25,84	0	23,26	2,02	13,01	3,53	2,97	0,39	100,21
CF-TD-07b	0	3,02	22,7	27,45	0	26,75	8,56	5,08	2,99	3,2	0,31	100,14
CF-TD-08a	0	4,47	23,17	27,6	0	22,13	13,38	3,41	3,22	2,28	0,42	100,14
CF-TD-08b	0	4,8	22,5	27,98	0	22,53	13,06	3,38	3,21	2,24	0,39	100,14
CF-TD-09	2,74	6,38	19,7	30,28	0	18,03	16,98	0	3,22	2,38	0,39	100,13
CF-TD-11a	0,95	8,23	30,66	20,95	0	13,87	18,51	0	3,34	3,1	0,46	100,15
CF-TD-11b	0	13,22	20,25	22,58	0,84	21,29	0	15,51	3,62	2,47	0,35	100,21
CF-TD-13b	0	0,8	18,08	30,22	0	28,37	12,77	3,79	3,51	2,2	0,29	100,1
CF-TD-14b	0	7,46	19,26	27,29	0	25,37	0,46	14,59	3,32	2,03	0,27	100,14
CF-TD-15a	0	6,94	23,34	24,09	0,19	24,05	0	15,45	3,44	2,26	0,3	100,13
CF-TD-16	0	0,86	19,25	28,92	0	28,36	11,53	5,03	3,53	2,24	0,32	100,1
FC-TD-01a	0	0,49	17,36	30,28	0	29,5	8,15	8,08	3,64	2,21	0,32	100,08
FC-WT-04 DQ 2	0	2,26	17,1	32,86	0	28,01	5,32	8,61	3,31	2,27	0,29	100,07
FC-WT-06	0	3,3	21,8	24,83	0	26,66	8,42	7,4	4,24	2,92	0,46	100,08
FC-WT-09	6,33	4,31	21,78	26,58	0	20,99	13,88	0	2,62	3,17	0,39	100,11
FC-WT-14	0	1,81	19,1	29,13	0	28,17	6,26	9,47	3,67	2,13	0,29	100,1
FC-WT-28	0	1,62	19,42	29,31	0	26,86	9,16	7,1	3,99	2,2	0,36	100,06
FC-WT-31	0	1,27	19,47	29,37	0	26,79	10,61	5,95	3,99	2,21	0,36	100,06
FC-WT-36	0	2,11	19,7	26,04	0	27,31	10,89	6,21	4,32	3,03	0,41	100,07
FC-WT-48	0	1,86	17,49	31,39	0	27,42	6,92	8,61	3,63	2,37	0,34	100,07
FC-WT-62	0	2,05	17,01	30,26	0	28,42	8,39	7,51	3,65	2,4	0,34	100,07
SQ-TD-01c	6,7	5,27	20,71	27,74	0	21,13	13,97	0	2,16	2,11	0,26	100,09
SQ-TD-02	7,71	8,21	22,84	21,11	0	17,33	15,76	0	3,81	2,82	0,48	100,1
Máximo	7,71	13,22	33,5	32,86	0,84	29,5	18,51	15,51	4,54	3,2	0,54	100,21
Mínimo	0	0,49	17,01	14,68	0	13,87	0	0	2,16	1,79	0,26	100,06
Média	0,81	3,93	21,10	26,80	0,03	24,92	9,28	6,66	3,62	2,52	0,37	100,11
Desvio Padrão	2,14	3,01	3,75	3,93	0,16	3,96	5,04	4,62	0,53	0,41	0,07	0,04

As concentrações de hiperstênio normativo chegam a 18,51%peso, com valor médio de $9,28 \pm 5,04\%$ peso (**Tabela 3.2**). A grande maioria das amostras (cerca de 25 num total de 30) constitui um grupo de olivina-toleítos. Estes olivina-toleítos apresentam teores de olivina normativa variando entre 3,38%peso e 15,51%peso ($7,99 \pm 3,83\%$ peso). Apenas 5 amostras, num total de 30, classificaram-se como quartzo-toleítos, apresentando teores de quartzo normativo variando entre 0,95%peso e 7,71%peso ($4,88 \pm 2,89\%$ peso). Assim, cerca de 78% das amostras desta série são representadas por olivina-toleítos, e os 22% restantes por quartzo-toleítos. A presença de olivina normativa na maioria das amostras indica o caráter pouco evoluído desta série.

A classificação química das amostras foi baseada no diagrama TAS (**LeMaitre, 1989**). As amostras classificaram-se como basaltos, andesito-basaltos e traquibasaltos (**Figura 3.19**).

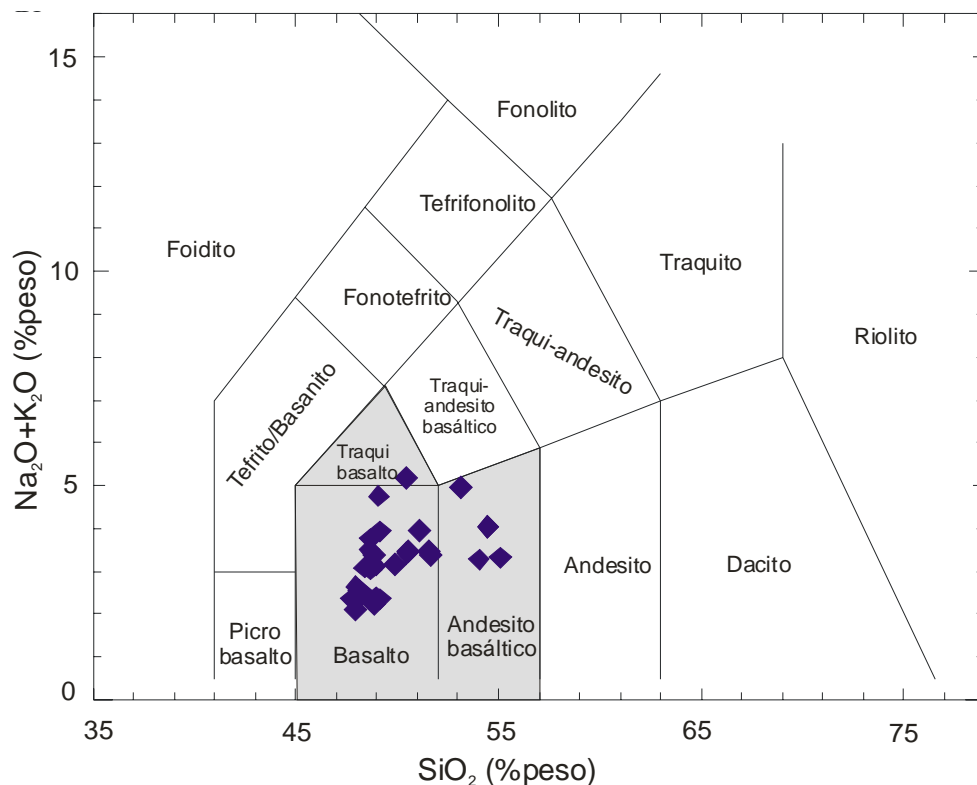


Figura 3.19: Diagrama de classificação de rochas (**LeMaitre, 1989**) para as amostras estudadas. Dados recalculados para 100% em base anídrica.

Os diagramas de classificação Nb/Y versus Zr/TiO₂ e Zr/TiO₂ versus SiO₂ (Figura 3.20a e 3.20b) (Winchester & Floyd, 1977) foram usados comparativamente ao TAS.

Nestes diagramas, as amostras plotam nos campos dos basaltos subalcalinos, andesitos basálticos e andesitos e classificam-se, portanto, semelhantemente ao TAS. Isto indica que, se houve mobilização dos óxidos, o processo não afetou substancialmente a classificação química no TAS.

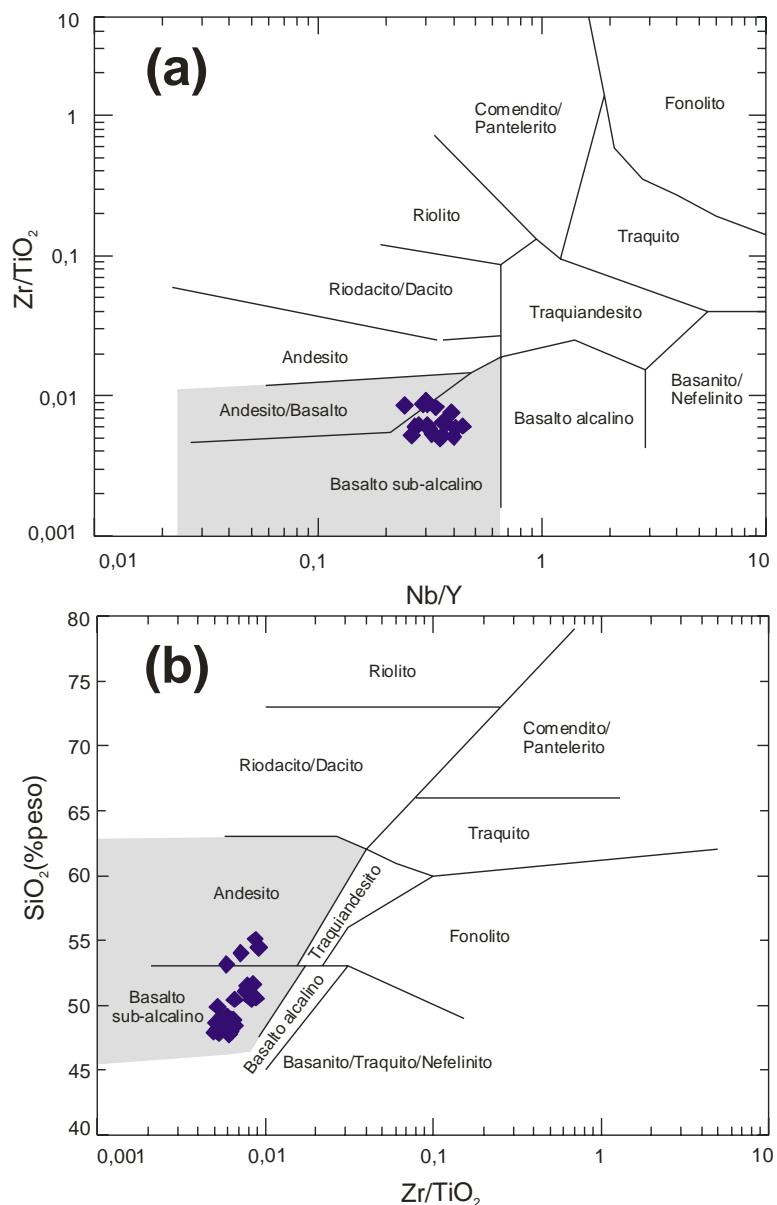


Figura 3.20: Diagramas de classificação de rochas para as amostras estudadas (Winchester & Floyd, 1977). (a) - Nb/Y versus Zr/TiO₂; (b) - Zr/TiO₂ versus SiO₂.

Todas as trinta amostras de diabásio estudadas nesta dissertação foram inseridas dentro de uma suíte de baixo-TiO₂, (**Tabela 3.3**) com base em critérios apresentados na literatura (2%peso<TiO₂<2,00%peso, 310<Ti/Y<310; **Bellieni et al., 1984; Hergt et al., 1991**). Para enquadrar-se nesta suíte de baixo-TiO₂ foi preciso obedecer pelo menos um parâmetro de acordo com os critérios adotados. Todas as amostras apresentam valores de TiO₂<2,00%peso, e apenas 8 das 30 amostras apresentam Ti/Y>310. Sendo assim, todas as amostras foram consideradas de baixo-TiO₂.

Tabela 3.3: Relação de amostras de diabásio estudadas discriminadas em suítes de baixo-TiO₂ segundo os critérios de **Bellieni et al., 1984; Hergt et al., 1991**.

Sample	TiO ₂	Ti	Y	Ti/Y
CF-TD-14b	1,03	6175	23	268
FC-TD-01a	1,131	6780	23	295
CF-TD-15a	1,14	6834	26	263
FC-WT-14	1,1	6595	25	264
CF-TD-06a	0,915	5485	28	196
FC-WT-62	1,238	7422	23	323
FC-WT-48	1,231	7380	22	335
CF-TD-16	1,133	6792	26	261
CF-TD-07a	1,518	9100	25	364
CF-TD-13Bb	1,123	6732	25	269
CF-TD-02b	1,234	7398	28	264
FC-WT-04 DQ 2	1,16	6954	20	348
CF-TD-07b	1,65	9892	28	353
CF-TD-11b	1,231	7380	29	254
CF-TD-01	1,251	7500	23	326
FC-WT-36	1,567	9394	30	313
FC-WT-28	1,138	6822	25	273
CF-TD-08a	1,164	6978	26	268
FC-WT-31	1,144	6858	25	274
CF-TD-08b	1,138	6822	24	284
SQ-TD-01c	1,1	6595	24	275
CF-TD-03d	1,535	9202	36	256
FC-WT-06	1,485	8903	30	297
CF-TD-05	1,397	8375	34	246
CF-TD-03b	1,494	8957	35	256
FC-WT-09	1,628	9760	35	279
CF-TD-03a	1,618	9700	39	249
CF-TD-09	1,223	7332	29	253
CF-TD-11a	1,506	9028	27	334
SQ-TD-02	1,458	8741	33	265
Mínimo	0,92	5485	20	196
Máximo	1,65	9892	39	364
Média	1,29	7730	28	284
Desvio padrão	0,20	1222,53	4,69	37,99
Coefficiente de variação	0,16	0,16	0,17	0,13

A amostra parental da suíte de baixo-TiO₂ é a CF-TD-14b, com valores de SiO₂= 47,22%peso, MgO= 8,13%peso, Ni= 100ppm e Cr= 280ppm. Já a amostra mais evoluída desta suíte é a CF-TD-03a, com valores de SiO₂= 47,50%peso, MgO= 5,91%peso, Ni= 30ppm e Cr= 30ppm.

CAPÍTULO 4: PETROGÊNESE DA SUÍTE DE BAIXO-TiO₂

4.1: Introdução

Dados litogeoquímicos de trinta amostras de diques de basaltos toleíticos de baixo-TiO₂ que ocorrem na área de estudo foram utilizados na análise petrogenética que será apresentada neste capítulo. A análise petrogenética envolveu tanto processos evolutivos quanto a discriminação de fontes mantélicas relacionadas à suíte estudada (**Seção 4.2**). Análise regressiva pelos mínimos quadrados (**Anexo IV**) aplicada à diagramas de variação com elementos maiores, elementos traços incompatíveis móveis (Ba, Rb e Sr) e incompatíveis imóveis (Zr, Y e Nb), tendo o MgO como índice de diferenciação, foi o método utilizado na discriminação de processos evolutivos. Diagramas multielementares normalizados para condrito (**Thompson, 1982**) foram utilizados na discriminação de prováveis fontes mantélicas. A seguir, foram modelados processos evolutivos e de fusão parcial (**Seções 4.3 e 4.4**). Finalmente, os dados litogeoquímicos dos diabásios da suíte estudada foram utilizados em comparações com basaltos que ocorrem em províncias regionais consideradas contemporâneas ao evento de fragmentação do Gondwana (**Seção 4.5**). As conclusões foram, então, apresentadas no final deste capítulo (**Seção 4.6**).

4.2 Processos evolutivos e discriminação de fontes

As **Figuras 4.1 e 4.2** e os dados da **Tabela 4.1** indicam dispersão para Al₂O₃, Fe₂O₃[†], K₂O, Ba, Rb e Sr, haja vista os valores de níveis de significância inferiores a 95%. Deste modo, interpretações petrogenéticas baseadas nestes óxidos e elementos serão evitadas ou feitas somente em associação com dados litogeoquímicos robustos.

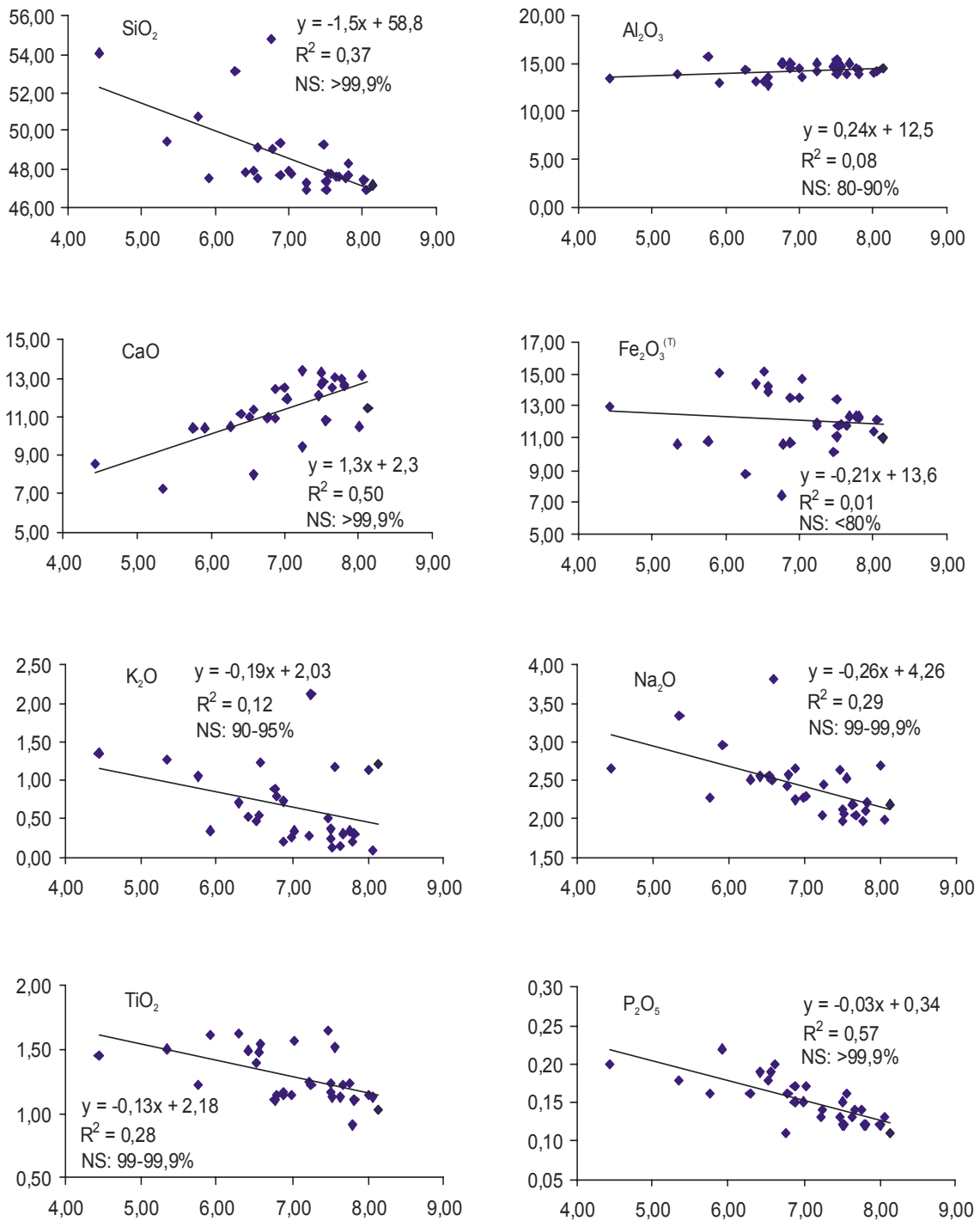


Figura 4.1: Diagramas de variação para MgO para elementos maiores discriminantes de processos evolutivos para a suíte de baixo-TiO₂ da área estudada. As curvas lineares, suas respectivas equações e quadrados dos coeficientes de correlação (R^2) são mostrados no diagrama.

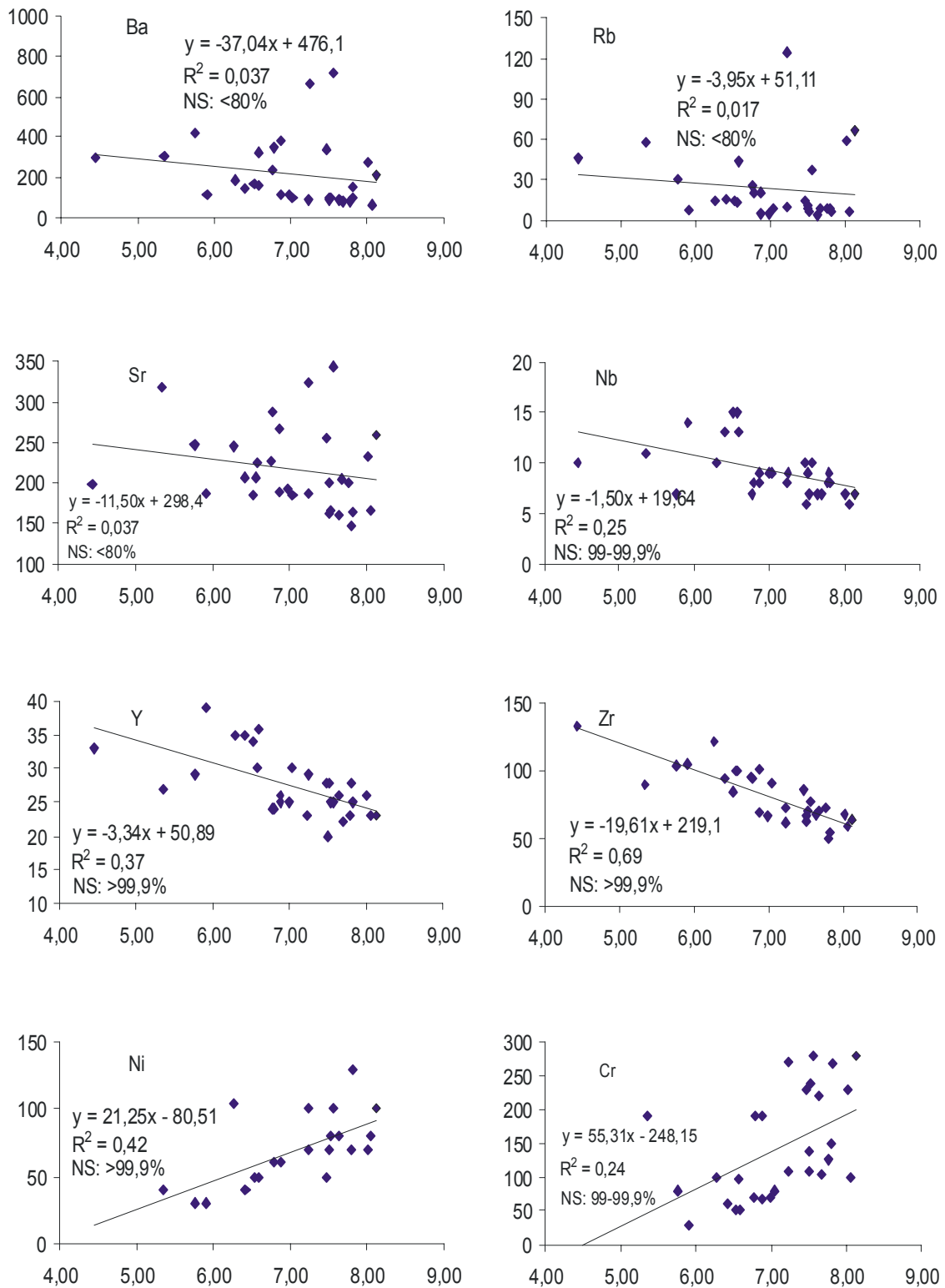


Figura 4.2: Diagramas de variação para MgO para elementos traços discriminantes de processos evolutivos para a suíte de baixo-TiO₂ da área estudada. As curvas lineares, suas respectivas equações e quadrados dos coeficientes de correlação (R^2) são mostrados no diagrama.

Tabela 4.1 – Valores dos quadrados de coeficientes de correlação de Pearson (R^2) e níveis de significância (NS) para os basaltos de baixo-TiO₂ da área estudada. (R^2)_L= coeficiente de correlação linear, (R^2)_P= coeficiente de correlação polinomial, NS_L= nível de significância para a correlação linear, NS_P= nível de significância para a correlação polinomial e n = número de amostras. Valores de NS<95% indicam dispersão.

Elemento	(R^2) _L	(R) _L	NS _L	(R^2) _P	(R) _P	NS _P	n
SiO ₂	0,374	0,612	>99,9%	0,387	0,622	>99,9%	30
TiO ₂	0,284	0,533	99%-99,9%	0,325	0,570	99,9%	30
Al ₂ O ₃	0,082	0,287	80%-90%	0,083	0,288	80%-90%	30
CaO	0,491	0,701	>99,9%	0,496	0,704	>99,9%	30
Fe ₂ O ₃ ^t	0,010	0,100	< 80%	0,016	0,126	< 80%	30
Na ₂ O	0,295	0,544	99%-99,9%	0,319	0,564	99%-99,9%	30
K ₂ O	0,124	0,351	90%-95%	0,155	0,394	95%-99%	30
P ₂ O ₅	0,573	0,757	>99,9%	0,611	0,781	>99,9%	30
Ba	0,037	0,192	< 80%	0,037	0,193	< 80%	30
Rb	0,017	0,130	< 80%	0,070	0,264	80%-90%	30
Sr	0,037	0,192	< 80%	0,047	0,218	< 80%	30
Y	0,371	0,609	>99,9%	0,410	0,640	>99,9%	30
Zr	0,687	0,829	>99,9%	0,695	0,834	>99,9%	30
Cr	0,249	0,498	99%-99,9%	0,329	0,573	>99,9%	30
Ni	0,419	0,647	>99,9%	0,419	0,647	>99,9%	30
Nb	0,253	0,503	99%-99,9%	0,366	0,605	>99,9%	30
La	0,493	0,702	>99,9%	0,493	0,702	>99,9%	30
Ce	0,623	0,789	>99,9%	0,623	0,789	>99,9%	30
Pr	0,588	0,767	>99,9%	0,623	0,589	>99,9%	30
Nd	0,652	0,807	>99,9%	0,652	0,807	>99,9%	30
Sm	0,610	0,781	>99,9%	0,610	0,781	>99,9%	30
Eu	0,385	0,620	>99,9%	0,438	0,662	>99,9%	30
Gd	0,513	0,716	>99,9%	0,516	0,718	>99,9%	30
Tb	0,390	0,624	>99,9%	0,402	0,634	>99,9%	30
Dy	0,362	0,602	>99,9%	0,388	0,623	>99,9%	30
Ho	0,365	0,604	>99,9%	0,410	0,640	>99,9%	30
Er	0,273	0,523	99%-99,9%	0,324	0,569	99%-99,9%	30
Tm	0,267	0,517	99%-99,9%	0,308	0,555	99%-99,9%	30
Yb	0,246	0,496	99%-99,9%	0,280	0,529	99%-99,9%	30
Lu	0,216	0,465	99%-99,9%	0,255	0,505	99%-99,9%	30

À exceção destes poucos óxidos e elementos citados, os diagramas de variação da suíte de baixo-TiO₂ (**Figuras 4.1 e 4.2**) apresentam correlações lineares e polinomiais significantes (**Tabela 4.1**), sendo também caracterizados pela ausência de hiatos composicionais. Valores muito próximos dos níveis de

significância para as curvas lineares, comparativamente às polinomiais foram identificados, e portanto os lineares foram usados para explicar os processos evolutivos da suíte. (**Tabela 4.1**) Os valores dos níveis de significância lineares indicam que esta suíte evoluiu por cristalização fracionada ou por AFC (*Assimilation and Fractional Crystallisation*), sem mudança de assembléia fracionante.

O aumento das concentrações de óxidos e elementos com o progresso da diferenciação (isto é, com o decréscimo de MgO) indica o comportamento incompatível de TiO₂, SiO₂, Na₂O, K₂O e P₂O₅, além de Y, Zr, Nb e elementos terras raras. Ou seja, o aumento da concentração destes óxidos e elementos em líquidos cada vez mais evoluídos denota que os mesmos não estiveram envolvidos em cristalização de fases tais como óxidos (p.ex.: ilmenita e titanomagnetita), álcali-feldspatos, apatita e zircão, por exemplo. Contrariamente, a diminuição nas concentrações de CaO, Cr e Ni indica a compatibilidade destes óxidos e elementos e, portanto, seu envolvimento na cristalização de minerais durante o processo evolutivo (**Figuras 4.1 e 4.2**). Assim sendo, a diminuição dos valores de CaO e, talvez também do Al₂O₃ (apesar da dispersão), sugere a cristalização de plagioclásio rico em cálcio. A diminuição dos teores de CaO e Cr é frequentemente associada à cristalização de um piroxênio rico em cálcio (p.ex.: a augita) em líquidos basálticos (p.ex.: **Cox et al., 1979**). A diminuição nos teores de MgO e Ni sugere também a cristalização de olivina rica em Mg, ou seja, olivina forsterita. Estes dados indicam uma assembléia fracionante possivelmente constituída de olivina, clinopiroxênio e/ou plagioclásio. Isto é, de modo geral, corroborado pela assembléia de fenocristais discriminada pela análise petrográfica destas rochas. Esta assembléia de fenocristais foi estimada (em %vol.) em 15% de olivina, 40% de augita e 45% de plagioclásio (**Capítulo 3, seção 3.3**).

A discriminação do processo evolutivo de cristalização fracionada e AFC pode ser feita com base na variação da razão de elementos traços incompatíveis dentro da suíte (p.ex.: **Cox et al., 1979**). De um modo geral, estas razões não variam acima de 50% durante o processo evolutivo de

cristalização fracionada, ao contrário do que ocorre quando a suíte evolui por AFC.

Elementos traços incompatíveis que apresentaram níveis de significância superiores a 99,9% (**Tabela 4.1**) foram utilizados para discriminar entre os processos de cristalização fracionada e AFC. A análise foi feita com base na variação das razões destes elementos traços incompatíveis (Zr/Y, Zr/Nb, Y/Nb e La/Yb) considerando-se suas concentrações na amostra parental (CF-TD-14b) e na amostra mais evoluída da suíte (CF-TD-03a). Os resultados (**Tabela 4.2**) mostram que estas razões variaram no máximo 22%, indicando cristalização fracionada como o processo evolutivo mais provável para a suíte.

Tabela 4.2: Variação da razão entre elementos traços incompatíveis imóveis na suíte de baixo-TiO₂ da área de estudo.

Amostras	Razões			
	Zr/Y	Zr/Nb	Y/Nb	La/Yb
CF-TD-14b (parental)	2,8	9,1	3,3	3,7
CF-TD-03a (evoluída)	2,7	7,5	2,8	3,5
Varição (%)	3	22	18	7

Em conclusão, a análise petrogenética apresentada demonstra que os diques de basalto de baixo-TiO₂ que ocorrem na área de estudo evoluiu por cristalização fracionada sem mudança de assembléia fracionante.

Vale ressaltar que há amostras dentro da série estudada que apresentam razões de elementos traços incompatíveis imóveis distintas, embora tenham concentrações semelhantes de MgO, ou seja, estejam associadas a um mesmo grau de diferenciação. Este é o caso, por exemplo, das amostras CF-TD-08a e FC-WT-31 que apresentam razões Zr/Y= 3,9 e 2,8; Zr/Nb= 12,8 e 7,7; Y/Nb= 3,3 e 2,8; La/Yb= 8,6 e 3,7 (**Tabela 4.3**), respectivamente, embora possuam a mesma concentração de MgO (6,88% peso; **Anexo II**).

Tabela 4.3: Variação da razão entre elementos traços incompatíveis imóveis dentro da suíte de baixo-TiO₂ e suas respectivas concentrações de MgO em % de peso.

Amostras	MgO	Zr/Y	Zr/Nb	Y/Nb	La/Yb
CF-TD-14b	8,13	2,78	9,14	3,29	3,71
FC-TD-01a	8,06	2,57	9,83	3,83	3,33
CF-TD-15a	8,01	2,62	9,71	3,71	3,62
FC-WT-14	7,81	2,20	6,88	3,13	3,87
CF-TD-06a	7,80	1,79	5,56	3,11	5,86
FC-WT-62	7,77	3,13	9,00	2,88	3,55
FC-WT-48	7,68	3,18	10,00	3,14	3,41
CF-TD-16	7,63	2,62	9,71	3,71	3,73
CF-TD-07a	7,56	3,12	7,80	2,50	3,91
CF-TD-13b	7,53	2,80	10,00	3,57	3,77
CF-TD-02b	7,51	2,36	7,33	3,11	3,21
FC-WT-04 DQ 2	7,50	3,15	10,50	3,33	3,50
CF-TD-07b	7,47	3,07	8,60	2,80	4,04
CF-TD-11b	7,24	2,48	8,00	3,22	3,81
CF-TD-01	7,23	2,70	7,75	2,88	3,65
FC-WT-36	7,03	3,03	10,11	3,33	3,03
FC-WT-28	6,99	2,64	7,33	2,78	3,81
CF-TD-08a	6,88	3,92	12,75	3,25	8,57
FC-WT-31	6,88	2,76	7,67	2,78	3,67
CF-TD-08b	6,78	3,92	11,75	3,00	8,50
SQ-TD-01c	6,76	4,00	13,71	3,43	7,15
CF-TD-03d	6,58	2,81	7,77	2,77	3,49
FC-WT-06	6,57	3,33	6,67	2,00	4,76
CF-TD-05	6,52	2,50	5,67	2,27	3,78
CF-TD-03b	6,41	2,69	7,23	2,69	3,46
FC-WT-09	6,28	3,49	12,20	3,50	6,00
CF-TD-03A	5,91	2,69	7,50	2,79	3,46
CF-TD-09	5,76	3,59	14,86	4,14	5,89
CF-TD-11a	5,34	3,30	8,09	2,45	4,85
SQ-TD-02	4,44	4,03	13,30	3,30	6,87

A considerar-se que estas variações não podem ser atribuídas a erros analíticos (**Anexo III**), os dados indicam a existência de mais de uma suíte de baixo-TiO₂ na área de estudo. Porém, não há ainda critérios geoquímicos suficientemente robustos para discriminar inequivocamente diferentes suítes de baixo-TiO₂ na área de estudo, especialmente em função da pouca quantidade

de amostras. É interessante notar que, testes feitos com base nas análises regressivas excluindo-se amostras supostamente pertencentes a outras suítes de baixo-TiO₂ não alteram os resultados obtidos e, portanto, a discriminação do processo evolutivo.

Uma vez discriminado o processo evolutivo, o objetivo da análise petrogenética passou a ser a discriminação de prováveis fontes mantélicas relacionadas à suíte de baixo-TiO₂ estudada. Este estudo foi feito com base na composição do magma parental representado pela amostra CF-TD-14b. A composição química desta amostra é aquela que mais deve se aproximar da fonte mantélica geradora, muito embora ela não represente a composição de um líquido basáltico primário (**Anexo II**).

A discriminação de prováveis fontes foi feita principalmente com base na análise do padrão da amostra parental CF-TD-14b em diagramas de variação multi-elementares, onde foram plotados elementos incompatíveis e elementos terras raras. Este é um procedimento adotado pela maioria dos autores e implica a normalização da composição parental segundo um padrão determinado. Três tipos de padrões são comumente utilizados durante este tipo de análise (**Rollinson, 1993**):

- 1- Condritos
- 2- Manto primitivo (isto é, a composição que o manto possuía antes da formação da crosta continental)
- 3- MORB

Nesta dissertação o padrão utilizado nos diagramas discriminantes de fontes foi o condrito de **Thompson (1982)**, com valores de K, P e Rb de **Sun (1980)** e Ba= 3,85 de **Hawkesworth et al., (1984)**. O condrito de **Nakamura (1974)** foi usado como padrão discriminante no caso dos diagramas de elementos terras raras, com valores de Pr, Tb, Ho e Tm de **Haskin et al. (1968)**. O critério utilizado para discriminação de fontes empobrecidas e

enriquecidas está relacionado com os valores normalizados da razão de $La/Yb_{(N)}$ e $La/Nb_{(N)}$ (**Tabela 4.4**). Segundo estes critérios, as razões $La/Yb_{(N)}$ (2,5) e $La/Nb_{(N)}$ (1,4) da amostra CF-TD-14b indicam que a suíte de baixo- TiO_2 originou-se de fontes enriquecidas, tendo, assim, pelo menos uma contribuição de componentes litosféricos (**Figuras 4.4 e 4.5**).

Tabela 4.4: Critérios geoquímicos para a discriminação de três tipos fundamentais de fontes geradoras de magmas basálticos.

Tipo de fonte	$La/Yb_{(N)}$	$La/Nb_{(N)}$	Tipo de manto
Fértil	>1	<1	Astenosférico (tipo pluma)
Enriquecida	>1	>1	Litosférico
Empobrecida	<1	<1	Astenosférico (tipo N-MORB)

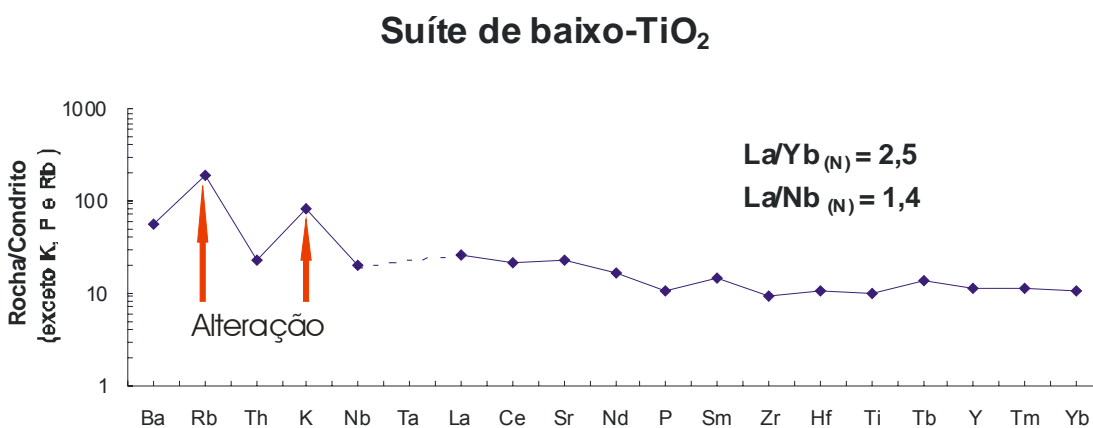


Figura 4.3: Concentrações de elementos traços da amostra parental CF-TD-14b da suíte de baixo- TiO_2 da área de estudo plotadas num diagrama de variação multi-elementar normalizado para condrito (**Thompson, 1982; Sun, 1980 e Hawkesworth et al., 1984**).

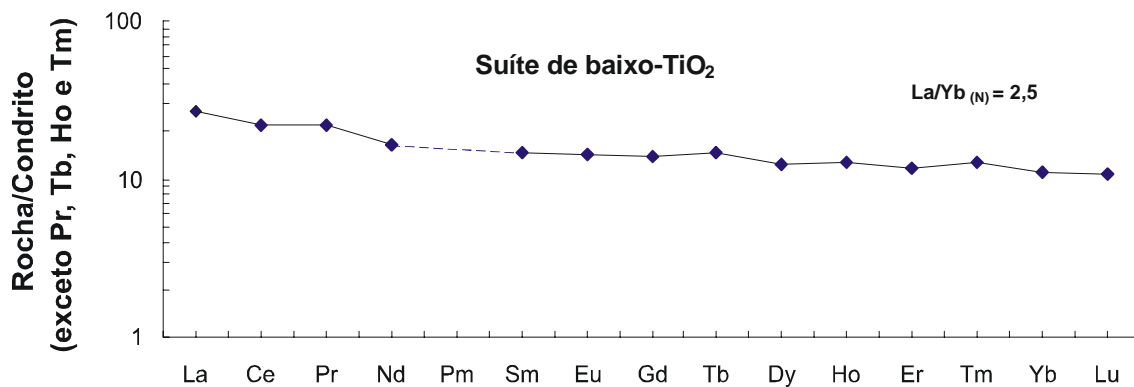


Figura 4.4: Concentrações de elementos traços da amostra parental CF-TD-14b da suíte de baixo-TiO₂ da área de estudo plotadas num diagrama de elementos terras-raras normalizado para condrito (Nakamura, 1974 e Haskin *et al.*, 1968).

4.3 Modelagem geoquímica do processo de cristalização fracionada

Os dados litogeoquímicos apresentados anteriormente mostraram que a suíte de baixo-TiO₂ estudada evoluiu por cristalização fracionada (Seção 4.2). Nesta seção será apresentado um modelo deste processo com base na Lei de Rayleigh. Esta lei explica o processo de cristalização onde os cristais são removidos efetivamente do líquido no momento em que são gerados. A equação de fracionamento de Rayleigh (Wood & Fraser, 1976) pode ser expressa por :

$$C_L/C_0 = F^{(D-1)} \quad (\text{equação 4.1}), \text{ onde:}$$

- C_L = concentração dos elementos traços no líquido evoluído;
- C_0 = concentração dos elementos traços no líquido primário ou parental;
- F = quantidade de líquido remanescente; (sendo 1-F, portanto, a quantidade de cristalização fracionada), e
- D = coeficiente de partição total. D pode ser expresso por:

$$D = \sum_{i=1}^n W_i K_{d_i}, \text{ onde } W \text{ é a proporção de fracionamento da fase } i \text{ e } K_{d_i} \text{ é o coeficiente de partição mineral/líquido para líquidos (basálticos) da fase } i.$$

Um modelo de cristalização fracionada foi elaborado para os basaltos da suíte de baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar para elementos traços móveis e imóveis, incluindo alguns dos elementos terras raras (Ba, Rb,

Th, K, Nb, La, Ce, Sr, Nd, P, Sm, Zr, Hf, Ti, Tb, Y, Tm e Yb), assumindo-se como composição do líquido parental (C_0) aquelas da amostra CF-TD-14b e como composições do líquido mais evoluído (C_L) aquelas da amostra CF-TD-03a, que possuem, respectivamente, as maiores e menores concentrações de MgO. Os elementos selecionados apresentam níveis de significância lineares acima de 99% em diagramas de variação para MgO, com exceção do Ba, Rb, Sr e K, cujos valores de níveis de significância são indicativos de dispersão, possivelmente como consequência de processos pós-magmáticos (**Tabela 4.1**). A assembléia fracionante utilizada no modelo corresponde à assembléia de fenocristais estimada na petrografia (**Seção 3.3**). Os valores de Kd_i utilizados no modelo são aqueles sugeridos por **Rollinson (1993)**.

Os resultados do modelo são apresentados na **Figura 4.5**.

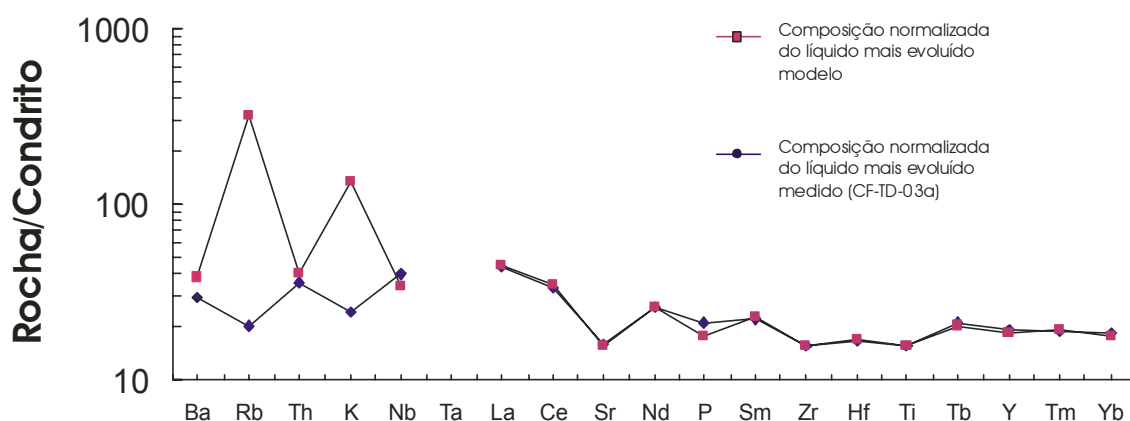


Figura 4.5: Diagrama de elementos traços móveis e imóveis normalizado para condrito com o resultado do modelo de cristalização fracionada para os basaltos da suíte de baixo-TiO₂ estudada. O elemento Ta não foi considerado na modelagem devido a possíveis processos de contaminação durante a preparação das amostras (**Anexo III**).

Os resultados mostram que as variações das concentrações de Ti, Nb, Y, Zr, Th, Hf e elementos terras raras (La, Ce, Nd, Sm, Tb, Tm e Yb) na suíte podem ser explicadas por 42% de cristalização fracionada envolvendo uma assembléia de fenocristais composta por 15% de olivina, 40% de augita e 45%

de plagioclásio, a partir de um líquido parental, representado pela amostra CF-TD-14b, até um líquido evoluído, representado pela amostra CF-TD-03a (**Figura 4.5**). Para a maioria destes elementos (Ti, Y, Zr, Hf, La, Ce, Nd, Sm, Tb, Tm e Yb), a diferença entre valores medidos e modelados ficou abaixo de 10%, com uma média de 5,3% (**Tabela 4.5**).

Tabela 4.5: Concentrações normalizadas dos elementos traços incompatíveis no líquido mais evoluído modelo ($C_{L}^{Modelo(N)}$) e no líquido mais evoluído medido ($C_{L}^{Medido(N)}$) (amostra CF-TD-03a). $\%C_{L(N)}$ é a diferença, em porcentagem, do $C_{L}^{Modelo(N)}$ e $C_{L}^{Medido(N)}$.

	$C_{L}^{Modelo(N)}$	$C_{L}^{Medido(N)}$	$\%C_{L(N)}$
Ba	38	29	-
Rb	321	20	-
Th	40	36	12
K	132	24	-
Nb	34	40	16
Ta	0	0	
La	44	43	3
Ce	35	34	4
Sr	16	16	2
Nd	26	26	1
P	18	21	17
Sm	22	22	1
Zr	16	15	2
Hf	17	17	2
Ti	16	16	1
Tb	20	21	5
Y	18	20	5
Tm	19	19	2
Yb	18	19	6
Média			5,3

O modelo de cristalização fracionada não mostrou resultados satisfatórios para Ba, Rb, K e Sr. No entanto, as concentrações destes

elementos não têm nenhum valor petrogenético devido a prováveis processos secundários (**Seção 4.2 e Figura 4.3**). O modelo também não apresentou resultados tão satisfatórios, isto é, com diferenças entre valores medidos e modelados superiores a 10%, para o Th (12%, talvez também como consequência de alguma mobilidade), o Nb (16%) e o P (17%). A discrepância do modelo para Nb não pode ser atribuída a processos secundários dada a reconhecida imobilidade deste elemento. Vale notar que se um valor de $C_0=7,6\text{ppm}$ para Nb for utilizado no modelo, os valores normalizados de C_L , nos líquidos modelo e da amostra CF-TD-03a, passam a ser, respectivamente, 40 e 37 ao invés de 40 e 34, obtidos para um valor de $C_0=7\text{ppm}$, correspondente à amostra parental CF-TD-14b (**Figura 4.5 e Anexo II**). Esta diferença percentual entre os dois valores de C_0 (isto é, $\{[(7,6/7)\times 100] - 100\}=8,6\%$) é próximo ao valor de exatidão (8,9%) obtido para as análises de Nb (**Anexo III**), o que implica que os dois valores de C_0 (7,6 e 7 ppm) podem ser considerados virtualmente idênticos. Isto melhora consideravelmente o modelo fazendo com que a diferença percentual obtida inicialmente para os valores medido e modelo para Nb seja reduzida dos 16% originais para 7%. Se o mesmo exercício for feito para P, obtém-se uma redução de 17% para 10% no valor de diferença percentual entre as concentrações deste elemento no líquido modelo e no líquido evoluído medido (CF-TD-03a). Esses ajustes propostos para Nb e P resultariam numa diferença percentual média de 4,2% (ao invés de 5,3%) para todos os elementos traços imóveis utilizados na modelagem. Este parece ser um valor satisfatório e capaz de validar o modelo de cristalização fracionada proposto.

Segundo o modelo de cristalização fracionada apresentado, a razão La/Yb do líquido evoluído modelo é 4,0. Logo, o processo de cristalização fracionada não pode explicar as razões La/Yb > 4,0 de nove amostras dentro desta suíte ($4,0 < \text{La/Yb} < 8,6$) (**Tabela 4.3**). Assim, essas nove amostras devem integrar outra(s) suíte(s) de baixo-TiO₂ na área, conforme sugerido em seções anteriores desta dissertação. Vale ressaltar mais uma vez, no entanto, que a exclusão dessas nove amostras da população ($n=30$) utilizada nas análises dos processos evolutivos não altera o resultado apresentado na **Seção 4.2**.

4.4 Modelagem geoquímica do processo de fusão parcial: Quantas fontes?

Nesta seção será modelado o processo de fusão parcial relacionado à(s) fonte(s) geradora(s) dos basaltos de baixo-TiO₂ que ocorrem na área estudada.

Existem quatro tipos de modelos mais simples de fusão parcial (**Wilson, 1989**), quais sejam:

1. Equilíbrio modal
2. Equilíbrio não-modal
3. Fracionada modal
4. Fracionada não-modal

No caso do modelo de fusão parcial em equilíbrio, o líquido reage continuamente e permanece em equilíbrio com a fase residual sólida até que condições mecânicas sejam alcançadas de modo a expulsar o líquido de uma só vez. Neste caso, portanto, o líquido segrega de uma só vez, ao término da fusão. Em contrapartida, no modelo do tipo fracionado, conhecido como fusão de Rayleigh, apenas uma quantidade de líquido é gerada e instantaneamente isolada da fonte. Neste caso, o líquido segrega ao longo do processo de fusão parcial. Os modelos de fusão parcial em equilíbrio e fracionada podem ser modais ou não-modais. Em um modelo de fusão parcial modal, as proporções dos minerais (a moda) da fonte são mantidas constantes ao longo do processo. No caso de modelos de fusão parcial não-modal, há mudança nas proporções dos minerais ao longo do processo.

A fusão fracionada, em geral, parece representar o modelo mais aplicável para explicar a petrogênese de basaltos alcalinos, por exemplo. No entanto, na natureza, o processo de fusão fracionada é possivelmente infrequente, pois é difícil a segregação instantânea de líquidos magmáticos da trama da fonte peridotítica, geralmente granoblástica. Contudo, modelos físicos de extração de líquidos comprovam que pequenas frações de líquidos podem

ser extraídas do manto a muito pouca quantidade de fusão parcial (**McKenzie, 1985; O’Nions and McKenzie, 1988**).

A fusão parcial não-modal deve ser mais freqüente que a modal. Entretanto, os resultados, em termos de concentração de elementos nos líquidos formados, são muito similares utilizando-se as equações que regem os dois tipos de processo (**Wilson, 1989**). Logo, na construção de modelos simples de fusão parcial, pode-se usar as equações de equilíbrio modal.

Com base no exposto, um modelo de fusão parcial de equilíbrio modal foi construído para testar a possibilidade de gerar os líquidos basálticos de baixo-TiO₂ estudados, com distintos valores de La/Yb_(N), a partir de uma mesma fonte. A fórmula da equação (**Wood & Fraser, 1976**) é:

$$C_L/C_O = 1/(F + D_{RS} - F D_{RS}) \quad (\text{equação 4.2}), \text{ onde:}$$

C_L = concentração do elemento traço no líquido;
C_O = concentração do elemento traço no sólido (fonte) residual;
D_{RS} = coeficiente de partição total no sólido residual;
F = fração de peso do líquido formado, isto é, o grau (%) de fusão parcial (p.ex.: F=0.1 = 10% de fusão parcial).

D_{RS} pode ser expresso por:

D_{RS} = $\sum_{i=1}^n W_i K_{d_i}$, onde **W** é a proporção da fase *i* no sólido residual e **K_{d_i}** é o coeficiente de partição mineral/líquido para líquidos (basálticos) (**Rollinson, 1993**).

Os principais problemas intrínsecos à modelagem são: 1) a escolha de fases estáveis na fonte mantélica residual e; 2) a fixação de valores médios de fusão parcial para a geração de líquidos olivina-toleítos a partir de um manto lherzolítico ou harzburgítico.

Análises experimentais mostraram que para a média de valores de fusão parcial necessária à geração de líquidos olivina-toleítos (*i.e.* 25-45% de fusão parcial da fonte) a grandes profundidades (35GPa), o resíduo seria harzburgítico com fase aluminosa não-modal (**Mysen & Kushiro, 1977**). Mais

recentemente, cálculos termodinâmicos também têm mostrado que o clinopiroxênio, preferencialmente à fase aluminosa, desaparecerá do resíduo acima de aproximadamente 18% fusão parcial sob pressões menores que 1GPa (**Hirschmann *et al.*, 1999**). Em ambos os casos, portanto, os resultados experimentais demonstram que a fase aluminosa permanece no sólido residual durante o processo de fusão parcial sob as condições de pressão mencionadas acima.

Duas amostras de basalto de baixo-TiO₂ com distintas razões La/Yb_(N) foram selecionadas para a modelagem. A amostra CF-TD-14b é a amostra parental (MgO=8,13%peso) da suíte de baixo-TiO₂. A outra amostra selecionada (CF-TD-06a) tem um valor de MgO (7,80%peso) que pode ser considerado igual àquele da amostra CF-TD-14b uma vez que a diferença (4%) dos valores de MgO entre as duas amostras selecionadas é menor que o valor da exatidão (5%) obtido para este óxido (**Anexo III**). Assim, as amostras CF-TD-14b e CF-TD-06a representam líquidos basálticos com o mesmo grau de evolução, muito embora possuam razões de La/Yb_(N) muito distintas (respectivamente, 2,5 e 3,9). Essa diferença de razões La/Yb_(N) e os resultados de modelagem do processo de cristalização fracionada apresentados anteriormente (**Seção 4.3**) sugerem que estas amostras não pertencem a mesma suíte. Assim, o principal objetivo do modelo de fusão parcial é verificar se estas amostras podem estar relacionadas a diferentes quantidades de fusão parcial a partir de uma mesma fonte ou se elas foram geradas a partir de fontes distintas, com base nos seus diferentes valores de La/Yb_(N).

Os resultados do modelo são apresentados na **Figura 4.6**. A fonte residual escolhida foi um granada harzburgito (**Maaloe & Aoki, 1977**) representativa do manto litosférico subcontinental, considerado uma fonte do tipo enriquecida (**Figuras 4.3 e 4.4**). O fator de enriquecimento escolhido para a fonte harzburgítica equivale a 1,3 vezes o valor da razão La/Yb do condrito de **Nakamura (1974)** (ou seja, La=0,8554ppm e Yb=0,44ppm). Esta fonte, portanto, representa um manto que teria sido mais enriquecido (cerca de 2,6 vezes) em La do que em Yb (cerca de 2,0 vezes), comparativamente aos valores condríticos considerados no modelo, gerando uma razão La/Yb=1,9.

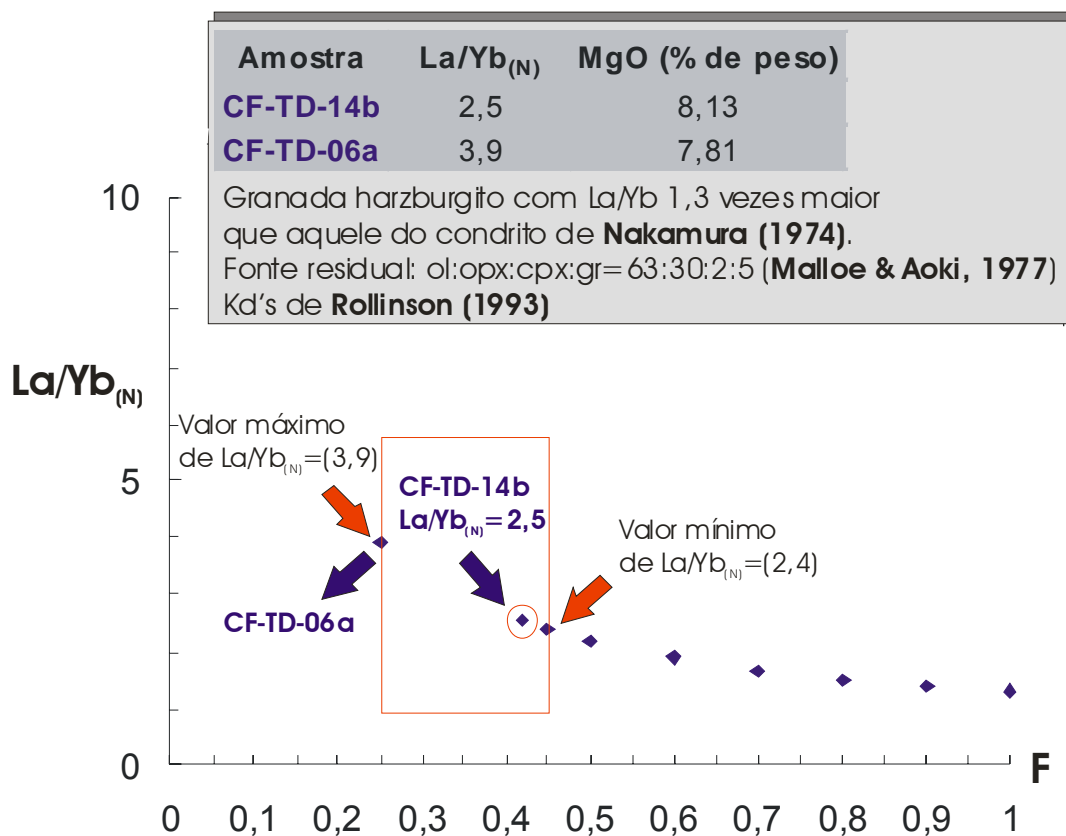


Figura 4.6: Diagrama mostrando os testes de modelos de fusão parcial em equilíbrio modal para discriminação das fontes das suítes de baixo-TiO₂ do enxame na área. O retângulo vermelho delimita o intervalo de F gerador de magmas basálticos toleíticos (**Mysen & Kushiro, 1977; Jacques & Green, 1980**). F= a quantidade de fusão parcial.

O modelo proposto foi elaborado assumindo que a fusão em equilíbrio ocorreu a profundidades dentro do campo do granada peridotito (≥ 3.0 GPa; e.g. **Kogiso et al., 1998**) devido à existência de uma litosfera espessa do Gondwana no Cretáceo Inferior bem como pela caracterização do envolvimento de um componente litosférico na petrogênese dos basaltos estudados (**Figura 4.3**). Os testes foram feitos com base em um resíduo harzburgítico com 63% de olivina, 30% de ortopiroxênio, 2% de clinopiroxênio e 5% de granada (**Malloé & Aoki, 1977**). O modelo assume que o clinopiroxênio e a granada são fases estáveis no resíduo durante todo o intervalo de fusão parcial requerido para produzir magmas basálticos toleíticos (25%-45%), com base

nos dados de petrologia experimental apresentados anteriormente (**Mysen & Kushiro, 1977; Hirschmann et al., 1999**). O modelo foi construído de modo a que a razão $La/Yb_{(N)}$ da amostra CF-TD-06a (3,9) pudesse ser gerada sob o valor mínimo de fusão parcial (*i.e.* 25%) (**Figura 4.6**). Nas mesmas condições, a razão $La/Yb_{(N)}$ da amostra CF-TD-14b (2,5) poderia ser geradas no valor próximo do máximo de fusão parcial (*i.e.* 42%) (**Figura 4.6**).

Os dados obtidos pela modelagem geoquímica do processo de fusão parcial permitem concluir que os basaltos das suítes de baixo- TiO_2 do Enxame de Diques da Serra do Mar na porção referente a Região dos Lagos têm valores de razões $La/Yb_{(N)}$ que podem ser gerados no intervalo de 25% a 45% de fusão parcial necessários para a geração de líquidos toleíticos (**Mysen & Kushiro, 1977**). Logo, os basaltos desta suíte podem ter sido gerados a partir de uma mesma fonte sob diferentes quantidades de fusão parcial.

Testes alternativos ao modelo de fusão parcial apresentado acima envolvendo uma fonte harzburgítica sem granada, bem como fonte harzburgítica com espinélio foram efetuados. No entanto, os modelos não foram capazes de gerar as diferentes razões $La/Yb_{(N)}$ (isto é, 2,5 e 3,9) dos dois líquidos dentro do intervalo de fusão parcial considerado (25-45%). Deste modo, considerando-se a validade do modelo proposto, a petrogênese dos basaltos de baixo- TiO_2 do Enxame de Diques da Serra do Mar na área de estudo parece ter envolvido necessariamente um componente litosférico espesso, isto é, com fase aluminosa representada por granada.

4.5 Comparações regionais

No Enxame de Diques da Serra do Mar existem pelo menos duas suítes de baixo- TiO_2 , a saber, suítes Serrana e Búzios, discriminadas em base geoquímica (**Monteiro & Valente, 2003**).

A **Figura 4.7** apresenta um diagrama La/Nb versus La/Yb . Este diagrama discriminou bem as duas suítes de baixo- TiO_2 do Enxame de Diques da Serra do Mar, separando-as em quadrantes diferentes (**Monteiro &**

Valente, 2003; Dutra *et al.*, 2005) Neste diagrama, os basaltos da Suíte Serrana plotam em um campo com La/Yb (>5ppm) e La/Nb (>1,5ppm), enquanto que os basaltos da Suíte Búzios apresentam valores comparativamente mais baixos destas mesmas razões de elementos traços incompatíveis (La/Yb < 5ppm e La/Nb < 1,5ppm). É importante notar que os campos foram discriminados com um número restrito ($n=15$) de amostras. O diagrama da **Figura 4.7** mostra que a inclusão das amostras desta dissertação amplia bastante o intervalo de um dos parâmetros discriminantes (La/Yb). Contudo, as razões La/Nb continuam como parâmetros discriminantes entre as suítes. Assim, dados geoquímicos agora disponíveis permitem criar uma suíte de baixo-TiO₂ mais ampla, que abrange a Suíte Búzios, sendo aqui denominada de Suíte Costa Azul ($0,6 < \text{La/Nb} < 1,4$ e $2,5 < \text{La/Yb} < 9,0$) (**Figura 4.7**).

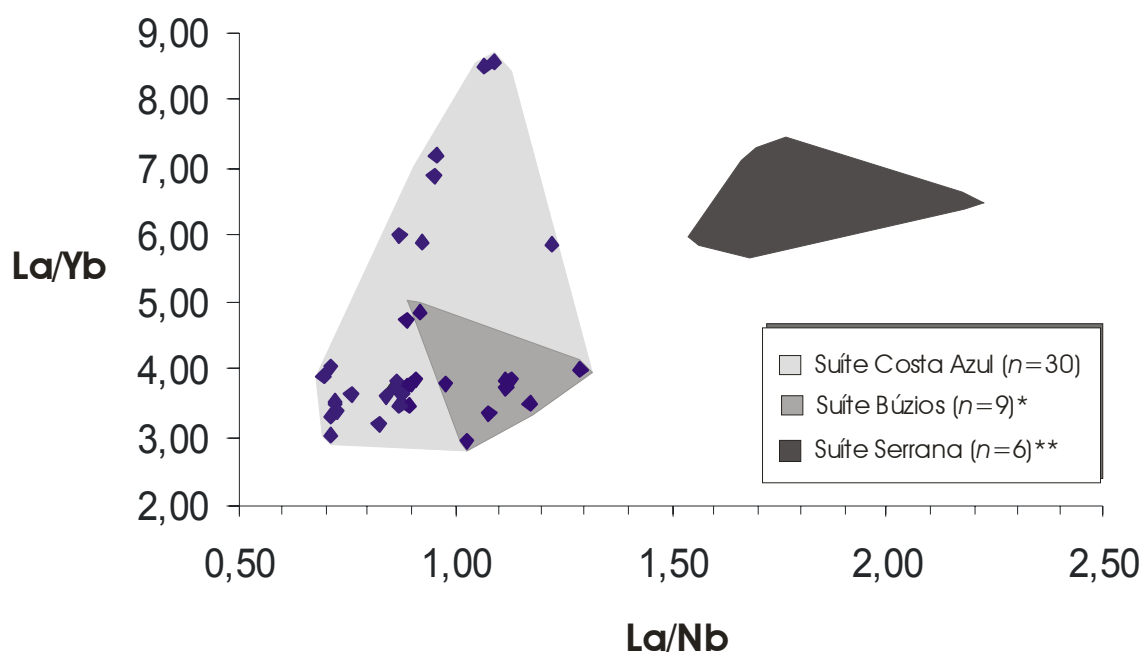


Figura 4.7: Diagrama La/Nb versus La/Yb discriminante das suítes de baixo-TiO₂ (Serrana e Búzios) do Enxame de Diques da Serra do Mar, baseado em razões de elementos traços incompatíveis imóveis (Monteiro & Valente, 2003) com as amostras estudadas nesta dissertação. * Amostras retiradas de Tetzner, 2002. ** Amostras retiradas de Ludka, 1997; Corval, 2005. O campo da suíte Costa Azul inclui 21 amostras analisadas nesta dissertação e 9 amostras da suíte Búzios.

Os dados litogeoquímicos desta dissertação também foram utilizados em comparações com os basaltos da Província Paraná-Etendeka. A comparação se justifica porque essa província basáltica toleítica continental tem destaque regional e está inserida no mesmo contexto de fragmentação do Gondwana ao qual o Enxame de Diques da Serra do Mar está associado. As comparações foram feitas com base nos parâmetros discriminantes baseados na razão entre elementos traços incompatíveis (**Hergt *et al.*, 1991; Peate *et al.*, 1992**). De acordo com o diagrama bivalente apresentado na **Figura 4.8**, a suíte de baixo TiO_2 estudada nesta dissertação pode ser relacionada com a Suíte Esmeralda, muito embora abrangendo um espectro de razões Ti/Y mais amplo.

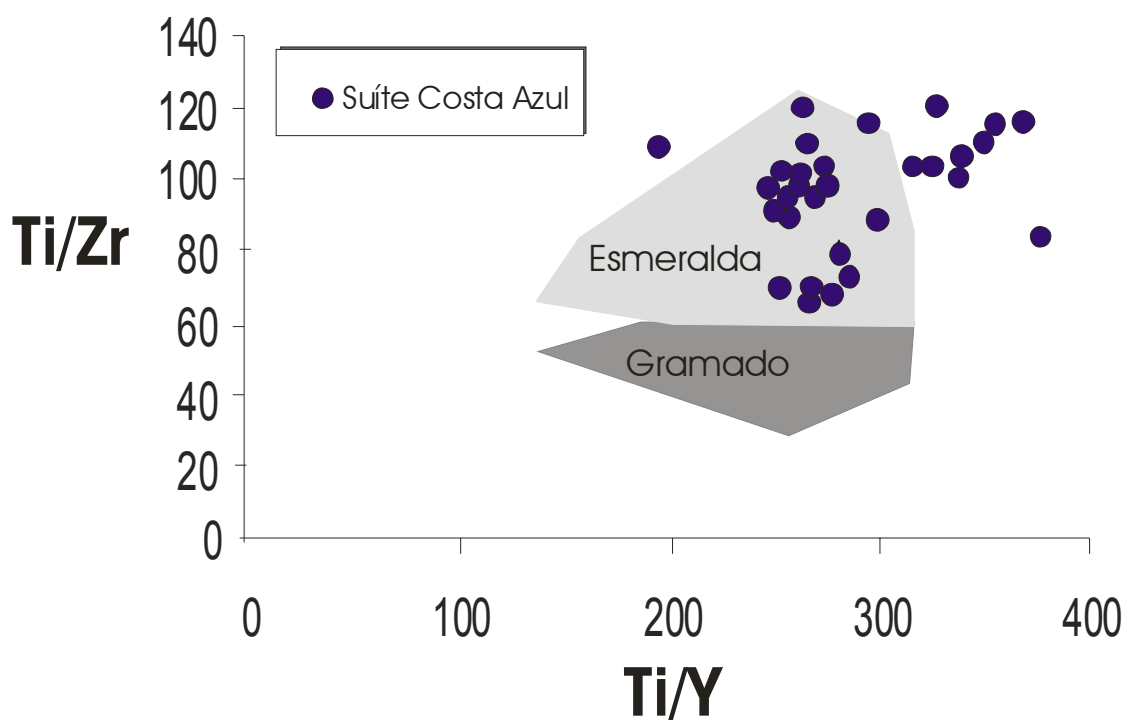


Figura 4.8: Diagrama Ti/Y versus Ti/Zr discriminante das suítes de baixo- TiO_2 (Esmeralda e Gramado) da Província Magmática Paraná-Etendeka, baseado em razões de elementos traços incompatíveis imóveis (**Hergt *et al.*, 1991; Peate *et al.*, 1997**) com as amostras estudadas nesta dissertação.

4.6: Conclusões

Os diagramas de variação para elementos maiores e a variação da razão dos elementos traços incompatíveis (Zr/Y, Zr/Nb, Y/Nb e La/Yb) da amostra parental (CF-TD-14b) e da amostra mais evoluída (CF-TD-03a) da suíte de baixo-TiO₂ que ocorre na Região dos Lagos, no Estado do Rio de Janeiro indicam que ela evoluiu por cristalização fracionada sem mudança de assembléia fracionante. Fontes enriquecidas estiveram associadas à petrogênese destes basaltos, o que implica em pelo menos uma contribuição de componentes litosféricos. As variações das concentrações de Ti, Nb, Y, Zr, Th, Hf, e elementos terras raras (La, Ce, Nd, Sm, Tb, Tm e Yb) na suíte podem ser explicadas por 42% de cristalização fracionada envolvendo uma assembléia de fenocristais composta por 15% de olivina, 40% de augita e 45% de plagioclásio, a partir de um líquido parental (amostra CF-TD-14b) até um líquido evoluído (amostra CF-TD-03a). Amostras com a mesma concentração de MgO e razões de elementos traços incompatíveis imóveis que excedem os 50% toleráveis para a evolução por cristalização fracionada foram encontradas na área de estudo. Isto evidencia a existência de mais de uma suíte de baixo-TiO₂ na área. Os dados obtidos pela modelagem geoquímica do processo de fusão parcial permitem concluir que os basaltos de pelo menos algumas destas suítes de baixo-TiO₂ podem ter sido gerados pela mesma fonte sob diferentes quantidades de fusão parcial. No entanto, o número ainda restrito de amostra impede a discriminação destas possíveis diferentes suítes. Assim, preliminarmente os basaltos de baixo-TiO₂ da área estudada foram inseridos numa única e mais ampla suíte, aqui denominada Suíte Costa Azul, que pode ser distinta de outra grande suíte de baixo-TiO₂, denominada Suíte Serrana, já identificada à noroeste da área estudada em trabalhos anteriores. Em termos regionais, a Suíte Costa Azul pode ser relacionada com a Suíte Esmeralda que ocorre na subprovíncia Sul de Paraná-Etendeka, muito embora abrangendo um espectro mais amplo de razões Ti/Y.

CAPÍTULO 5: MODELOS GEODINÂMICOS

5.1: Introdução

Modelos binários para mistura de fontes serão apresentados neste capítulo com o intuito de discriminar componentes mantélicos possivelmente envolvidos na petrogênese da suíte de baixo-TiO₂. Os modelos (**seção 5.2**) foram elaborados com base na concentração de uma seleção de elementos traços na amostra parental da suíte de baixo-TiO₂ (amostra CF-TD-14b) bem como em materiais representativos de componentes mantélicos férteis (isto é, do tipo pluma), enriquecidos (isto é, do tipo manto litosférico subcontinental) e empobrecidos (isto é, do tipo D-MORB do inglês *Depleted-MORB*). Modelos geodinâmicos relacionados a gênese da suíte de baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar na área de estudo foram, então, elaborados com base nos resultados da modelagem binária (**Seção 5.3**). As conclusões foram, então, apresentadas no final deste capítulo (**Seção 5.4**).

5.2: Modelos binários para mistura de fontes

Modelos binários podem ser construídos de modo a avaliar o envolvimento de distintos componentes mantélicos na petrogênese de suítes basálticas. As equações utilizadas na modelagem binária são relativamente simples (**Faure, 1986**) e os modelos podem ser construídos para elementos, razões de elementos ou razões isotópicas. Funções lineares no espaço xy representam modelos de mistura binária para elementos, enquanto que funções hiperbólicas representam estes modelos no caso de razões de elementos e razões isotópicas. As equações também podem ser utilizadas para representar os resultados dos modelos em diagramas multielementares normalizados. Esta última forma foi a preferida para a representação dos modelos binários neste capítulo.

A modelagem binária foi elaborada de modo a testar a mistura de duas fontes com base nas concentrações de uma seleção de elementos traços incompatíveis. Os elementos Ba, Rb, K e Sr não foram utilizados nos modelos porque os cálculos de regressão pelo método dos mínimos quadrados indicaram que as concentrações destes elementos devem ter sido afetadas por processos secundários (**Capítulo 4; Seção 4.2**). A amostra CF-TD-14b foi considerada representativa da composição do líquido parental da suíte de baixo-TiO₂ e, portanto, daquela o mais próximo possível da composição da fonte.

Amostras representativas de componentes litosféricos e astenosféricos foram plotadas em diagramas multielementares normalizados para condrito (**Thompson et al., 1982**) para uma avaliação inicial de possíveis fontes envolvidas na petrogênese da suíte de baixo-TiO₂ (**Figuras 5.1 e 5.2**). Uma amostra de basalto da Ilha de Gough (G111, **Sun & McDonough, 1989**) e uma amostra de basanita ankaramítico da Ilha de Tristão da Cunha (TDC58P, **LeRoex et al., 1990**) foram utilizadas para representar componentes astenosféricos férteis, isto é, do tipo pluma. G111 é tida também como uma composição representativa de um componente do tipo EM (*enriched mantle*). Estas amostras foram selecionadas com base nas suas concentrações de MgO (G111; 8,37%peso e TDC58P; 8,10%peso) semelhantes àquela da amostra CF-TD-14b (MgO=8,13%peso), também utilizada nos modelos binários. Uma amostra representativa de basaltos de cordilheiras oceânicas (D-MORB, **Salters & Stracke, 2004**) foi utilizada para representar um componente astenosférico empobrecido. Finalmente, amostras de lamproíto (**Rock, 1991**) e lamprófiros (**Valente, 1997; esta dissertação**) foram utilizadas como representantes do manto litosférico subcontinental em larga escala e do manto litosférico subcontinental local, respectivamente. Todas as composições utilizadas nos modelos são apresentadas nas **Tabelas 5.1 e 5.2**.

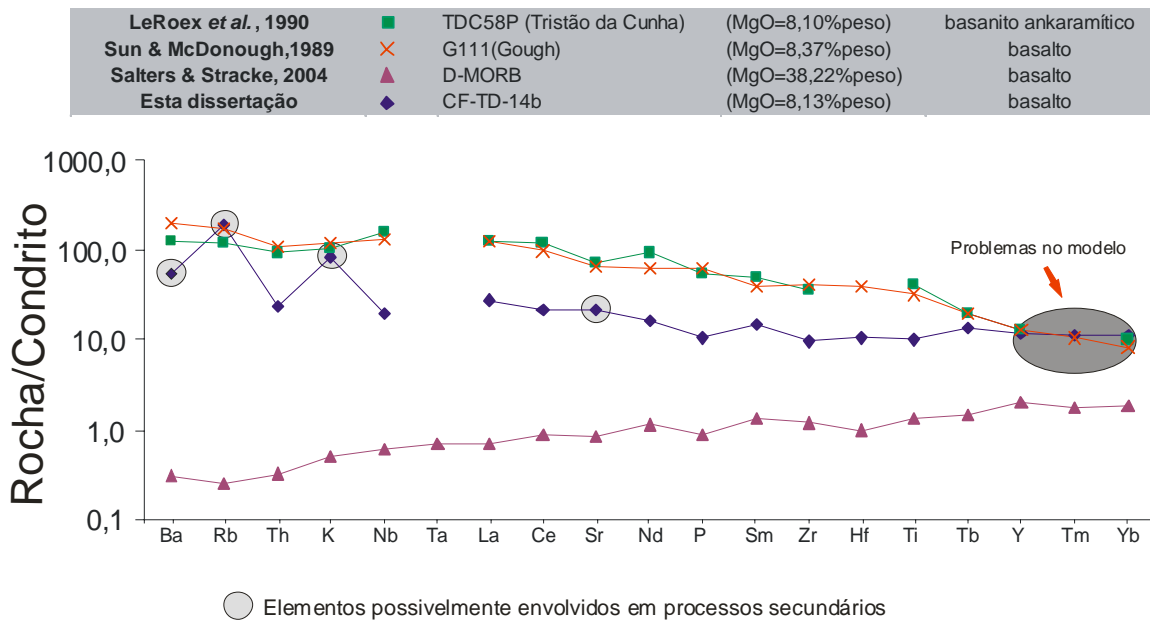


Figura 5.1: Diagrama de variação normalizado para o padrão de **Thompson (1982), Sun (1980) e Hawkesworth *et al.*, (1984)**, onde é plotada a amostra parental da suíte de baixo-TiO₂ da área de estudo (CF-TD-14b) e amostras representativas de componentes do tipo pluma (TDC58P-Tristão da Cunha; **LeRoex *et al.*, 1990** e G111-Gough; **Sun & McDonough, 1989**) e do tipo empobrecido (D-MORB; **Salters & Stracke, 2004**).

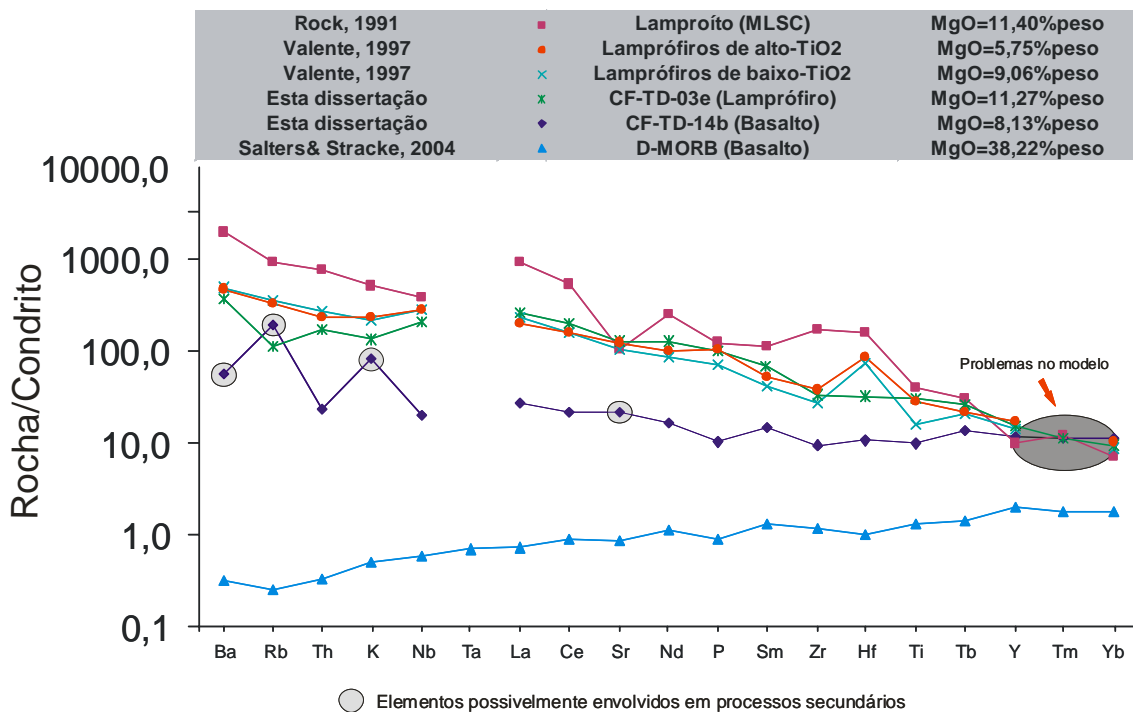


Figura 5.2: Diagrama de variação normalizado para o padrão de **Thompson (1982), Sun (1980) e Hawkesworth *et al.*, (1984)**, onde é plotada a amostra parental da suíte de baixo-TiO₂ da área de estudo (CF-TD-14b), os exemplos de

lamprófiros de alto-TiO₂ e baixo-TiO₂ da série alcalina do Enxame de Diques da Serra do Mar (Valente, 1997), um lamprófiro de alto-TiO₂ (CF-TD-03e) coletado na área de estudo, e um representante dos basaltos de cordilheiras oceânicas (D-MORB; Salters & Stracke, 2004).

Tabela 5.1 – Amostras utilizadas na modelagem binária de fontes, bem como suas respectivas concentrações de MgO (%peso) e o tipo de rocha.

Autor	Amostra	MgO	Rocha
LeRoex <i>et al.</i> , 1990	TDC58P	8,10	Basanita ankaramítico
Sun & McDonough, 1989	G111	8,37	Basalto
Salters & Stracke, 2004	D-MORB	38,22	Basalto
Rock, 1991	Lamproíto	11,40	Lamproíto
Valente, 1997	Lamprófiros de alto-TiO ₂ (média)	5,75	Tefrito
Valente, 1997	Lamprófiros de baixo-TiO ₂ (média)	9,06	Basanita
Esta dissertação	CF-TD-14b	8,13	Basalto
Esta dissertação	CF-TD-03e	11,27	Lamprófiro

Tabela 5.2 – Concentrações normalizadas para o padrão de Thompson, (1982) dos elementos traços incompatíveis utilizados na modelagem binária para misturas de fontes. Os componentes são aqueles listados na Tabela 5.1.

Elementos	Parental	Tristão da Cunha	Gough		(MLSC)	Lamprófiro		
	CF-TD-14b	TDC58P	G111		D-MORB	Lamproíto	alto-TiO2	baixo-TiO2
Ba _N	55	123	197	0,31	2000	468	488	368
Rb _N	191	120	177	0,25	929	335	364	114
Th _N	24	95	108	0,33	762	236	270	167
K _N	84	102	118	0,50	505	236	216	132
Nb _N	20	160	131	0,60	386	287	283	206
Ta _N								
La _N	27	125	125	0,71	942	199	229	266
Ce _N	22	117	98	0,89	543	159	160	198
Sr _N	22	74	67	0,83	106	126	107	128
Nd _N	17	95	64	1,13	249	103	86	127
P _N	10	55	63	0,88	123	106	71	102
Sm _N	15	49	40	1,33	113	52	41	19
Zr _N	9	36	41	1,16	170	37	28	34
Hf _N	11		39	1,00	155	88	74	32
Ti _N	10	41	32	1,29	40	29	16	32
Tb _N	13	20	20	1,44	31	22	21	27
Y _N	12	13	13	2,04	10	17	14	15
Tm _N	11	0	10	1,76	12			11
Yb _N	11	10	8	1,82	7	10	9	10

Os padrões dos diagramas das **Figuras 5.1 e 5.2** permitem concluir que a composição da amostra CF-TD-14b não pode ser representada por uma mistura de componentes do tipo fértil (pluma) e enriquecida (manto litosférico subcontinental). Isto só seria possível se o padrão da amostra CF-TD-14b plotasse numa posição intermediária aos padrões das amostras representativas dos componentes litosféricos (lamprófiros e lamproíto) e astenosféricos férteis utilizados (G111-Gough e TDC58P-Tristão da Cunha). No entanto, as concentrações dos elementos traços utilizados na modelagem, tanto no caso dos componentes litosféricos quanto dos componentes férteis, são mais elevadas que aquelas da amostra CF-TD-14b, inviabilizando a mistura. Por outro lado, os padrões que aparecem nas **Figuras 5.1 e 5.2** mostram que um componente empobrecido esteve envolvido na petrogênese dos basaltos da suíte de baixo-TiO₂.

As concentrações de vários elementos traços do basalto CF-TD-14b podem, portanto, representar as seguintes misturas de componentes mantélicos: D-MORB + Pluma e D-MORB + MLSC (manto litosférico subcontinental) (**Figuras 5.1 e 5.2**). Exceção deve ser feita para os elementos Y, Tm e Yb cujas concentrações, na amostra CF-TD-14b, não podem ser explicadas como resultado de misturas dos componentes mantélicos citados acima. Os valores de Ba, Rb, K e Sr apresentaram valores discrepantes devido à mobilidade já citada anteriormente. Com base no exposto e, considerando-se que a composição de D-MORB satisfatória, modelos binários foram construídos de modo a estimar-se as composições dos componentes litosférico e pluma possivelmente envolvidos na petrogênese dos basaltos de baixo-TiO₂.

Um primeiro modelo elaborado simula a mistura de componentes do tipo empobrecido, ou seja, D-MORB e fértil, ou seja, pluma (Gough). O melhor resultado (isto é, aquele que gera um valor de mistura (f) que expressa as concentrações da maior parte dos elementos traço utilizados no modelo) obtido para o modelo foi uma mistura binária com 78% de D-MORB e 22% de Gough. Este valor de mistura explica satisfatoriamente (isto é, com uma diferença percentual inferior a 10% entre os valores obtidos pelo modelo e os valores medidos) as concentrações dos elementos Th, La, Ce, Nd, Zr e Hf. No entanto,

as concentrações de Nb, P, Sm, Ti, Tb, Y, Tm e Yb, em especial dos cinco últimos elementos, não podem ser explicadas pelo modelo. Os resultados do modelo foram melhorados após ajustes feitos para P, Ti e Sm com base nas composições de amostras representativas da pluma de Tristão da Cunha ($P_2O_5=0,45\%$ peso e $TiO_2=4,27\%$ peso, basanita ankaramítico TDC59; **LeRoex et al., 1990**) e OIB (Sm=13ppm; **Sun, 1980**). Não foram encontrados valores de Nb, Tb, Y, Tm e Yb de amostras representativas de componentes do tipo pluma capazes de explicar as concentrações destes elementos na amostra CF-TD-14b como resultantes do processo de mistura binária envolvendo um componente empobrecido (D-MORB) e fértil (pluma). A mistura binária entre estes componentes com valores de $f=0,78$ implicaria num membro final tipo pluma com Nb= 31ppm, Tb= 2,7ppm, Y= 95ppm, Tm=1,5ppm e Yb=9,5ppm. Os valores de Tb, Y, Tm e Yb indicados pelo modelo são muito superiores àqueles comumente representativos de componentes tipo pluma. Além disso, estes valores geram uma razão La/Nb=1,3, portanto, atípica para um componente tipo fértil (pluma), que possui caracteristicamente anomalias positivas em Nb (ou seja, $La/Nb < 1$). Cálculos de mistura binária envolvendo as razões La/Yb x La/Nb de componentes tipo pluma e D-MORB também mostraram que os mesmos não estiveram envolvidos na petrogênese dos basaltos de baixo-TiO₂ (**Figura 5.3**).

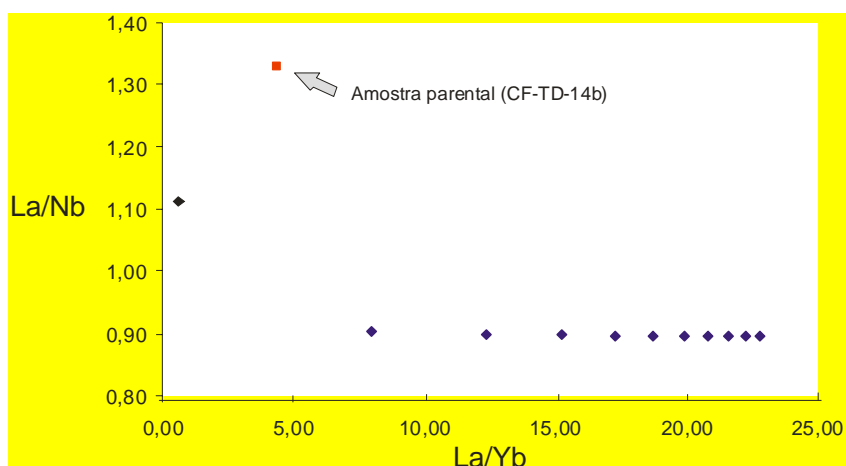


Figura 5.3: Diagrama La/Yb versus La/Nb com resultados do modelo binário entre um componente empobrecido (D-MORB; **Salters & Stracke, 2004**) e fértil (G111-Gough; **Sun & McDonough, 1989**). A amostra parental da suíte de baixo-TiO₂ da área de estudo (CF-TD-14b) aparece plotada no diagrama. Os intervalos de mistura (losangos) a 10% de f .

Um segundo modelo simula a mistura de componentes do tipo empobrecido, ou seja, D-MORB e do tipo enriquecido, ou seja, manto litosférico subcontinental (MLSC).

Comumente, o lamproíto de **Rock (1991)** é utilizado como representante do manto litosférico subcontinental em modelos de mistura binária. No entanto, o diagrama da **Figura 5.2** mostra que o padrão deste lamproíto é bastante irregular diferindo, assim, do padrão regular da amostra CF-TD-14b. Isto explica porque não foi possível obter-se valores de f aplicáveis a um número razoável de elementos traços utilizados na modelagem. Por exemplo, uma mistura de 95% de D-MORB com 5% de lamproíto explicaria as concentrações de Nb e Zr (e, menos satisfatoriamente, também o Hf) na amostra CF-TD-14b, mas a diferença de valores medido (8,9ppm) e modelo (15,8ppm) para La seria superior a 75% para esta quantidade de f (isto é, 0,95). Logo, a composição do lamproíto utilizada na modelagem parece não representar o manto litosférico subcontinental local.

Composições de lamprófiros de alto-TiO₂ e baixo-TiO₂ da série alcalina do Enxame de Diques da Serra do Mar de idade Cretáceo Superior (**Valente, 1997**), tidas como representantes potenciais da composição do manto litosférico subcontinental local, foram utilizadas na modelagem binária. Os resultados mostraram que as quantidades relativas dos componentes envolvidos na mistura (isto é, D-MORB e MLSC) não variaram substancialmente utilizando-se composições médias seja dos lamprófiros de alto-TiO₂ ou dos lamprófiros de baixo-TiO₂ como membros finais representativos do manto litosférico subcontinental local. Exceção deve ser feita para o Ti, que resultou em envolvimentos de 43% e 67% do componente D-MORB no caso de membros finais representados por lamprófiros de baixo-TiO₂ e alto-TiO₂, respectivamente. Em todo caso, os modelos indicaram uma ampla contribuição do componente empobrecido na mistura binária, embora variável. Por exemplo, as concentrações de Th, Nb, La, Ce, Nd e P da amostra CF-TD-14b poderiam ser explicadas por mistura binária envolvendo cerca de 88% (mínimo de 84%; máximo de 93%) do componente D-MORB. Já as concentrações de Sm, Zr, Hf

e Ti poderiam ser explicadas por um mínimo de 67% e um máximo de 78% de envolvimento do mesmo componente, com uma média em torno de 72%. Estes últimos valores desconsideram o resultado de 43% obtido pelo modelo com o membro final representado pelo lamprófiro de baixo-TiO₂. Finalmente, o maior obstáculo à utilização das composições lamprofíricas selecionadas no modelo de mistura binária foi o resultado obtido para Tb, Y, Tm e Yb. Para estes três primeiros elementos, os resultados foram muito incoerentes e apontaram um envolvimento do componente D-MORB entre 20% a 60% e, no caso de Yb, o modelo não conseguiu nem mesmo gerar um resultado.

Um terceiro teste foi efetuado utilizando-se a composição do lamprófiro de alto-TiO₂ CF-TD-03e coletado na área de estudo e tido, também, como representante potencial do manto litosférico subcontinental local. No entanto, a composição deste lamprófiro não melhorou substancialmente os resultados obtidos anteriormente com a modelagem.

Os resultados mostraram que, a considerar-se as composições do membro final litosférico utilizadas, há a necessidade de uma maior contribuição do componente empobrecido (84-93%; média 88%) para o conjunto de elementos traços mais incompatíveis (Th, Nb, La, Ce, Nd e P). Em contrapartida, o envolvimento deste componente diminui (78-67%; média 72%) para elementos traços menos incompatíveis (Sm, Zr, Hf e Ti), passando a muito variável (60-20%) para Tb, Y e Tm até o caso do Yb para o qual as composições litosféricas não se aplicam.

Pelo exposto, fica claro que nem a composição clássica do lamproíto (Rock, 1991) nem as composições dos lamprófiro (Valente, 1997; **esta dissertação**) selecionadas parecem representar o manto litosférico subcontinental local se a composição da amostra parental, tida como representativa da fonte geradora, tiver que ser explicada por uma mistura envolvendo componente D-MORB e litosférico. Os lamprófiro selecionados só

poderiam representar o manto litosférico subcontinental local se todos os elementos traços incompatíveis da amostra CF-TD-14b pudessem ser explicados por intervalos menos amplos de envolvimento do componente D-MORB. De um modo geral, um membro litosférico mais adequado ao modelo deveria ser menos enriquecido nos elementos traços mais incompatíveis, no caso de se optar por modelos com menor envolvimento do componente D-MORB, ou mais enriquecido nos elementos traços menos incompatíveis, no caso de modelos com maior envolvimento do componente D-MORB.

Possivelmente, a composição do manto litosférico subcontinental local deve ser um balanço entre os dois casos porque os lamprófiros devem representar pequenas quantidades de fusão parcial deste componente e, assim, ser relativamente mais enriquecidos nos elementos traços mais incompatíveis do que nos menos incompatíveis. A **Tabela 5.3** apresenta uma composição do manto litosférico subcontinental local resultante de um modelo de mistura binária.

A considerar-se a composição do componente litosférico apresentada na **Tabela 5.3**, o envolvimento do componente D-MORB deve ter sido algo entre as médias superior (88%) e inferior (72%) obtidas pelos modelos gerados com os lamprófiros, ou seja, algo em torno de 80% (**Figura 5.4**). Um componente litosférico adequado teria, assim, $La/Yb_{(N)}=2,9$ e $La/Nb_{(N)}=1,3$ (**Tabela 5.3**). Para este modelo binário, as diferenças entre as concentrações de elementos traços mais e menos incompatíveis (à exceção de elementos móveis, pelo exposto anteriormente) na fonte modelada e na fonte medida (representada pela amostra CF-TD-14b) são inferiores a 10% (0-9%; média de 3%). Vale ressaltar que o componente litosférico modelado apresenta a anomalia negativa de Nb característica do manto litosférico subcontinental.

Tabela 5.3: Composição do manto litosférico subcontinental local modelo normalizada para o padrão de **Thompson *et al.*, 1982**. Valores normalizados das razões La/Yb e La/Nb também são indicados na tabela.

Elemento	MSCL local modelo
Ba_N	2000
Rb_N	928,57
Th_N	119,05
K_N	505
Nb_N	100
Ta_N	
La_N	130,70
Ce_N	104,05
Sr_N	105,93
Nd_N	79,37
P_N	44,13
Sm_N	68,97
Zr_N	38,01
Hf_N	49
Ti_N	42,42
Tb_N	56,73
Y_N	49,50
Tm_N	47,06
Yb_N	45,45
La/Yb(N)	2,9
La/Nb(N)	1,3

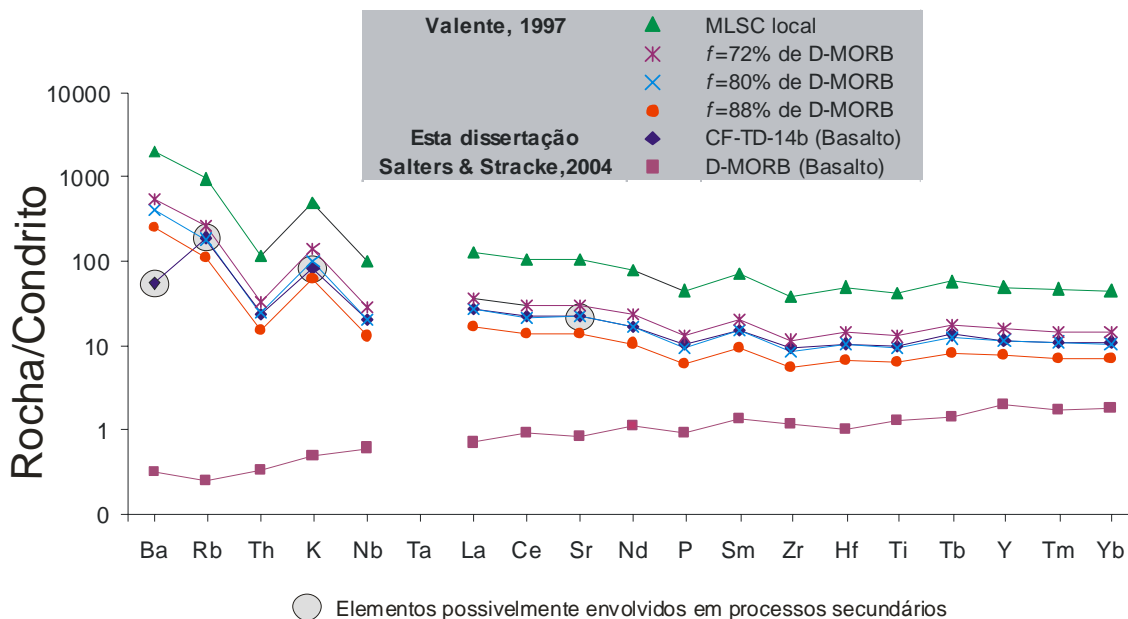


Figura 5.4: Diagrama normalizado mostrando os testes de modelos binários para mistura de fontes do tipo empobrecida (D-MORB) e enriquecida (MLSC modelo) onde é plotada a amostra parental da suíte de baixo-TiO₂ da área de estudo (CF-TD-14b), bem como, os valores de $f=88\%$, 80% e 72% do componente do tipo D-MORB na mistura.

5.3: Proposição de um modelo geodinâmico

Rochas basálticas podem ocorrer em diferentes ambientes tectônicos. Os ambientes tectônicos têm influência sobre os processos de fusão parcial das fontes que podem gerar rochas basálticas. Logo, os modelos petrogenéticos apresentados na **Seção 5.2** constituem, potencialmente, uma ferramenta importante para a geração de modelos geodinâmicos.

A formação dos diabásios toleíticos da suíte de baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar está associada ao rifteamento do Gondwana no Cretáceo Inferior (c.a. 130 Ma). O modelo de fusão parcial em equilíbrio modal construído para estudar as fontes prováveis das diferentes suítes de baixo-TiO₂ do enxame na área revelou que os basaltos toleíticos devem ter sido gerados partir de uma mesma fonte, com quantidades de fusão parcial distintas (**Capítulo 4; Seção 4.4**). Assim, a tectônica de rifteamento do Gondwana e consequente afinamento litosférico, deve ter controlado o regime de fusão

parcial de fontes, gerando as variáveis razões La/Yb de amostras representativas de prováveis suítes de baixo-TiO₂ na área de estudo.

O modelo de mistura binária elaborado anteriormente (**Seção 5.2**) indica que houve uma forte participação (cerca de 80%) de um componente empobrecido na gênese dos diabásios estudados. Associadamente ao controle do processo de afinamento litosférico sobre a fusão parcial citado no parágrafo anterior, o resultado do modelo binário (isto é, ampla participação de componente D-MORB) remete a um cenário de estágio avançado de rifteamento continental e, possivelmente, até mesmo de formação de litosfera oceânica.

O modelo binário indicou a presença de um componente litosférico, ainda que minoritário (20%; **Seção 5.2**), na petrogênese dos diabásios estudados. O modelo apresentado em capítulo precedente (**Capítulo 4; Seção 4.4**), por sua vez, indicou que uma fonte enriquecida harzburgítica contendo necessariamente uma fase aluminosa de alta pressão (isto é, granada) esteve envolvida no processo de fusão parcial da suíte estudada. Vale ressaltar que fontes harzburgíticas sem granada não conseguem explicar a geração das distintas razões La/Yb dos basaltos de baixo-TiO₂ a partir de uma mesma fonte. A alternativa seria uma explicação a partir da geração destes basaltos por fontes distintas. Trabalhos recentes têm explicado a provincialidade geoquímica de suítes basálticas continentais como decorrência de heterogeneidades mantélicas em escala local resultantes do envolvimento de distintas litosferas amalgamadas durante a construção de orógenos Proterozóicos (*p.ex.*: **Valente et al., 2005**). No entanto, isto seria difícil de ser sustentado a partir de dados de campo, uma vez que os diabásios utilizados na modelagem estão localizados a pouca distância (cerca de 15Km) um do outro e ambos situam-se num mesmo terreno tectônico Proterozóico (isto é, o Terreno Cabo Frio; **Heilbron et al., 2004**). Logo, os resultados dos dois modelos apontam para a contribuição de uma litosfera espessa, isto é, com granada e, portanto, caracteristicamente continental, na petrogênese dos basaltos de baixo-TiO₂ na área de estudo. Isto parece ser contraditório a um cenário geodinâmico de avançado rifteamento, conforme exposto anteriormente. No entanto, trabalhos recentes sustentam que

processos de delaminação litosférica e *slab entrainment* devem ter ocorrido durante a formação de províncias basálticas (*p.ex.*: **Gibson et al., 2005**).

Com base no exposto, o seguinte modelo geodinâmico é proposto para explicar os processos petrogenéticos relacionados à Suíte Costa Azul estudada nesta dissertação (**Figura 5.4**). O modelo implica em delaminação do componente mantélico litosférico durante o processo de rifteamento. A participação do componente litosférico continental é necessária para explicar o controle da granada sobre o processo de fusão parcial (**Capítulo 4; Seção 4.4**). Este componente é preferível a litosfera envolvida em processos precedentes de subducção porque esta última tenderia a ser predominantemente oceânica e, assim, menos espessa e sem granada modal, mas sim com uma fase aluminosa de mais baixa pressão possivelmente representada por espinélio. O componente delaminado deve ter sido rapidamente capturado por células convectivas ascendentes do componente astenosférico empobrecido (D-MORB) e participado do processo de fusão parcial em níveis sublitosféricos rasos. Quanto maior o rifteamento, maior deve ter sido a descompressão adiabática tanto do componente sublitosférico quanto do componente litosférico delaminado e englobado nas células convectivas. Isto estaria de acordo tanto com o controle do afinamento litosférico quanto com o controle da fase aluminosa de alta pressão sobre o processo de fusão parcial.

O modelo geodinâmico proposto implica que as suítes basálticas de baixo-TiO₂ que ocorrem na porção mais oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar devem ter sido geradas num estágio muito avançado de rifteamento do Gondwana. A ausência de participação de componentes empobrecidos na petrogênese das suítes basálticas de alto-TiO₂ que ocorrem mais a oeste (*p.ex.*: **Corval, 2005**) no mesmo enxame deve denotar que as duas grandes suítes do enxame (isto é, as de alto-TiO₂ na porção central e ocidental e as de baixo-TiO₂ na porção oriental do enxame) podem não ser contemporâneas. No entanto, o modelo geodinâmico proposto deve ser considerado preliminar e seu refinamento depende principalmente de dados geoquímicos isotópicos, incluindo geocronológicos.

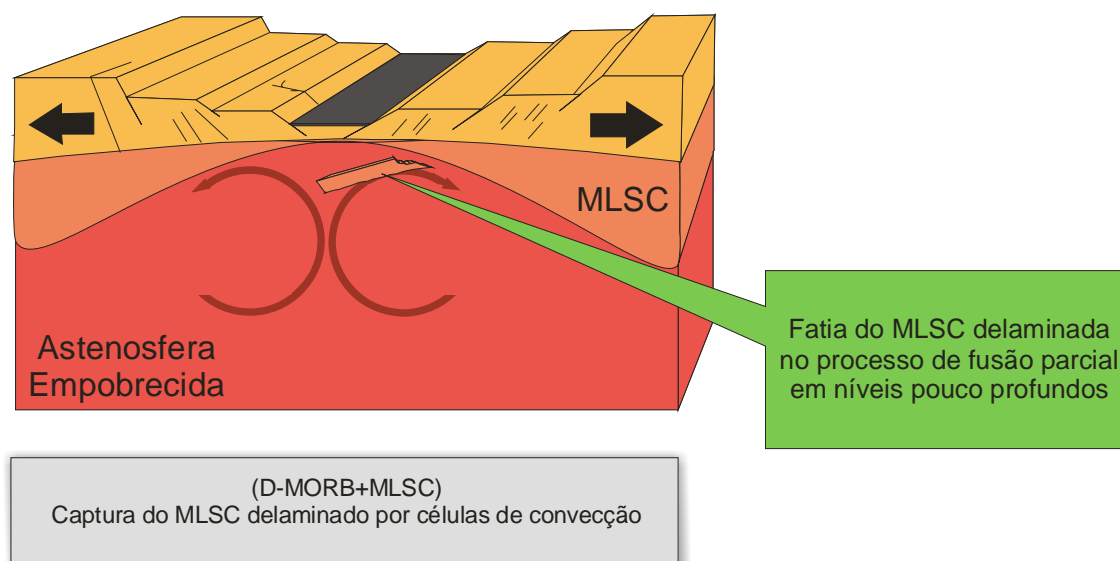


Figura 5.5: Bloco diagrama mostrando o modelo geodinâmico de geração dos diabásios de baixo-TiO₂ que ocorrem na área de estudo.

5.4: Conclusões

Os modelos binários apresentados mostraram que o envolvimento de um componente do tipo pluma na petrogênese dos basaltos de baixo-TiO₂ que ocorrem na área de estudo é improvável uma vez que concentrações de Nb utilizadas nos modelos de mistura binária implicam uma razão $La/Nb_{(N)}=1,4$ na pluma modelo, o que não é corroborado pelos dados geoquímicos disponíveis para composições representativas de Tristão da Cunha e Gough ou mesmo de OIB's típicos, que têm $La/Nb_{(N)} < 1$.

O modelo petrogenético mais apropriado parece ser aquele que envolve componentes D-MORB e o manto litosférico subcontinental. Este modelo binário indica uma contribuição predominante (no mínimo 72%) do componente empobrecido. Composições lampróiticas disponíveis na literatura (**Rock, 1991**) bem como de lamprófiros de alto-TiO₂ e baixo-TiO₂ que ocorrem na área de estudo (**Valente, 1997; esta dissertação**) não representam o manto litosférico subcontinental local, que deve ser menos enriquecido nos elementos traços mais incompatíveis e mais enriquecido nos elementos traços menos

incompatíveis comparativamente à médias das composições lamprofíricas citadas. As composições lamprofíricas devem representar, assim, líquidos gerados a partir de pequenas quantidades de fusão parcial do manto litosférico subcontinental local, resultando num enriquecimento de elementos mais incompatíveis relativamente aos menos incompatíveis.

O modelo de mistura binária elaborado neste capítulo e modelos de fusão parcial elaborados em capítulo precedente indica que o processo geodinâmico controlador da geração da suíte de baixo-TiO₂ envolveu delaminação do manto litosférico subcontinental que deve ter sido englobado por células convectivas ascendentes do manto sublitosférico subjacente em níveis astenosféricos pouco profundos durante um estágio avançado de rifteamento do supercontinente Gondwana.

CAPÍTULO 6: CONSIDERAÇÕES FINAIS

6.1 Conclusões

Os trabalhos de campo desta dissertação foram feitos na Região dos Lagos, entre Niterói e Búzios, onde foram descritos diques de basalto, com direções, preferencialmente, NE-SW, subordinadamente, NNE-SSW e mais raramente, NW-SE. No campo, os diques apresentam coloração caracteristicamente preta-esverdeada, contatos bruscos com as rochas encaixantes, onde, usualmente apresentam bordas de resfriamento (*chilled margins*) caracterizadas por uma granulometria mais fina. A forma de intrusão destes diques, de modo geral, é retilínea. No entanto, podem ocorrer diques bifurcados, sigmoidais, diques em *zig-zag* e escalonados, degraus, pontes e tocos.

Na petrografia evidenciou-se que estes diques, de um modo geral, são predominantemente holocristalinos a hipocristalinos, inequigranulares (preferencialmente) a equigranulares (subordinadamente), intergranulares (grãos de clinopiroxênio anédricos nos interstícios de grãos de plagioclásio subédricos) e intersertais. A composição mineralógica das rochas estudadas é pouco variável, em geral, representada essencialmente por plagioclásio e clinopiroxênio (augita e/ou pigeonita). A assembléia de minerais acessórios inclui olivina corroída, minerais opacos e apatita. Minerais secundários comuns são a biotita, bowlingita, idingisita e uralita, bem como a saussurita sobre grãos de plagioclásio. A assembléia de fenocristais destas rochas foi estimada em 15% de olivina, 40% de augita e 45% de plagioclásio.

Estes diabásios integram uma série subalcalina com afinidade toleítica, A afinidade toleítica é corroborada pela presença de hiperstênio normativo. As amostras classificaram-se quimicamente como basaltos, andesito-basaltos e traquibasaltos. Os diabásios estudados foram inseridos dentro de uma suíte de baixo-TiO₂.

A amostra parental da suíte de baixo-TiO₂ é a CF-TD-14b, com valores de SiO₂= 47,22%peso, MgO= 8,13%peso, Ni= 100ppm e Cr= 280ppm. Amostras representativas de líquidos basálticos primários não foram encontradas na suíte. A amostra mais evoluída da suíte é a CF-TD-03a, com valores de SiO₂= 47,50%peso, MgO= 5,91%peso, Ni= 30ppm e Cr= 30ppm.

Os diagramas de variação para elementos maiores e a variação da razão dos elementos traços incompatíveis (Zr/Y, Zr/Nb, Y/Nb e La/Yb) da amostra parental (CF-TD-14b) e da amostra mais evoluída (CF-TD-03a) da suíte de baixo-TiO₂ indicam que esta evoluiu por cristalização fracionada sem mudança de assembléia fracionante. Fontes enriquecidas estiveram associadas à petrogênese destes basaltos, o que implica em pelo menos uma contribuição de componentes litosféricos. As variações das concentrações da maioria dos elementos traços, incluindo os terras raras podem ser explicadas por 42% de cristalização fracionada envolvendo uma assembléia de fenocristais composta por 15% de olivina, 40% de augita e 45% de plagioclásio, a partir de um líquido parental (amostra CF-TD-14b) até um líquido evoluído (amostra CF-TD-03a).

Amostras com a mesma concentração de MgO e razões de elementos traços incompatíveis imóveis que excedem os 50% toleráveis para a evolução por cristalização fracionada foram encontradas na área de estudo. Isto evidencia a existência de mais de uma suíte de baixo-TiO₂ na área. Os dados obtidos pela modelagem geoquímica do processo de fusão parcial permitem concluir que os basaltos de pelo menos algumas destas suítes de baixo-TiO₂ podem ter sido gerados pela mesma fonte sob diferentes quantidades de fusão parcial. No entanto, o número ainda restrito de amostra impede a discriminação destas possíveis diferentes suítes. Assim, preliminarmente os basaltos de baixo-TiO₂ da área estudada foram inseridos numa única e mais ampla suíte, aqui denominada Suíte Costa Azul, que pode ser distinta de outra grande suíte de baixo-TiO₂, denominada Suíte Serrana, já identificada à noroeste da área estudada em trabalhos anteriores. Em termos regionais, a Suíte Costa Azul pode ser

relacionada com a Suíte Esmeralda que ocorre na subprovíncia Sul de Paraná-Etendeka, muito embora abrangendo um espectro mais amplo de razões Ti/Y.

Os modelos binários apresentados mostraram que o envolvimento de um componente do tipo pluma na petrogênese dos basaltos de baixo-TiO₂ que ocorrem na área de estudo é improvável uma vez que concentrações de Nb utilizadas nos modelos de mistura binária implicam uma razão La/Nb_(N)=1,4 na pluma modelo, o que não é corroborado pelos dados geoquímicos disponíveis para composições representativas de Tristão da Cunha e Gough ou mesmo de OIB's típicos, que têm La/Nb_(N)<1. O modelo petrogenético mais apropriado parece ser aquele que envolve componentes D-MORB e o manto litosférico subcontinental. Este modelo binário indica uma contribuição predominante (no mínimo 72%) do componente empobrecido. O modelo de mistura binária e modelos de fusão parcial indicam que o processo geodinâmico controlador da geração da suíte de baixo-TiO₂ envolveu delaminação do manto litosférico subcontinental que deve ter sido englobado por células convectivas ascendentes do manto sublitosférico subjacente em níveis astenosféricos pouco profundos durante um estágio avançado de rifteamento do supercontinente Gondwana.

6.2 Propostas para trabalhos futuros

Propõem-se aqui trabalhos futuros envolvendo a área estudada, bem como, todo o Enxame de Diques da Serra do Mar e sua provincialidade geoquímica visando aprimorar e refinar os modelos petrogenéticos ora propostos e suas implicações geodinâmicas.

Uma etapa que deve ser executada é um estudo que envolva mapeamento geológico com um forte controle estrutural. A população de amostras estudada nessa dissertação não é a ideal para uma análise estrutural satisfatória. Trabalhos recentes vêm sendo desenvolvidos quanto à atualização do mapa do Enxame de Diques da Serra do Mar. A atualização e a integração, bem como, a organização

dos dados dos diques de todo enxame é de fundamental importância para o desenvolvimento de projetos futuros. A construção de um banco de dados geológico no formato MSACCESS® vem sendo desenvolvida com o intuito de possibilitar a integração das informações de campo, petrográficas, estruturais e litogeoquímicas, permitindo uma fácil acessibilidade a qualquer usuário em potencial.

A produção e interpretação de dados geoquímicos isotópicos e geocronológicos se fazem necessária para correlacionar suítes distintas de alto-TiO₂ e baixo-TiO₂, bem como, ferramenta de extrema importância para a construção de modelos geodinâmicos robustos relacionados aos processos de rifteamento do Gondwana no Cretáceo Inferior. Amostras envolvidas nesta dissertação vêm sendo preparadas segundo forte rigor petrográfico e litogeoquímico para posteriores análises isotópicas (Sr-Nd-Pb) e geocronológicas Ar-Ar. Por exemplo, com base em resultados de análises isotópicas, seria possível a ratificação do envolvimento do componente do tipo D-MORB, levantado nesta dissertação, como uma provável fonte na mistura entre componentes litosféricos e astenosféricos. Do mesmo modo, este estudo evidenciaria mais claramente a existência de mais de uma suíte de baixo-TiO₂ na área estudada, apontada pela variações das razões La/Yb_(N). Finalmente, em posse dos dados geocronológicos poderia-se testar a hipótese da idade mais jovem da suíte de baixo-TiO₂, conforme sugerido nesta dissertação. Se isso se comprovar o modelo geodinâmico ora proposto seria ratificado, denotando que estes basaltos da Suíte Costa Azul foram gerados em condições de rifteamento mais avançadas àquelas das suítes mais a oeste do enxame.

Referências bibliográficas

Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. 1984. O Pré-Cambriano do Brasil. Editora Edgard Blücher, São Paulo, 387p.

Almeida, F.F.M. 1986. Distribuição regional e revelações tectônicas do magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. *Revistas Brasileiras de Geociências*, **16**, 325-349.

Almeida, F.F.M. & Carneiro, C.D.R. 1989. Magmatic occurrences of post-Permian of South American Platform. *Boletim do IG-USP – Série Científica*, **20**, 71-85.

Almeida, J.C.H., Tupinambá, M., Heilbron, M. & Trouw, R. 1998. Geometric and Kinematic analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira Belt, Southeastern Brazil. Anais do 39º Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte/MG. pp32.

Bellieni, G., Comin-Chiramonti, P., Marques, L.S., Melfi, A.J., Piccirillo, E.M., Nardy, A.J.R. & Rosemberg, A. 1984. High- and Low-TiO₂ flood basalts from Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen*, **150**, 273-306.

Bellieni, G., Comin-Chiramonti, P., Marques, L.S., Melfi, A.J., Nardy, A.J.R., Papatrechas, C., Piccirillo, E.M. & Rosemberg, A. 1986. Petrogenetic aspect of acid and basaltic lavas from Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. *Journal of Petrology*, **27**, 915-944.

Boettcher, A.L., Mysen, B.O. and Modreski, P.J. 1974. Melting in the Mantle: phase relationships in natural and synthetic peridotite H₂O and peridotite H₂O-CO₂ systems at high pressures. *Phys. Chem. Earth*.

Cainelli, C. and Mohriak, W.U. 1999. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian Continental Margin. *Episodes*, **22**(3), 206-216.

Campos-Neto, M.C. & Figueiredo, M.C.H. 1995. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. *Journal of South America Earth Science*, **8**(2), 143-162.

Campos-Neto, M.C.; 2000. Orogenic systems from southwestern Gondwana. Na approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. & Campos-Neto, D.A. (editores). Tectonic Evolution of South America. 31st International Congress Geology, Rio de Janeiro, p.335-365.

Chang, H.K., Kowsman, R.O. and Figueiredo, A.M.F. 1988. Novos Conceitos sobre o Desenvolvimento das Bacias Marginais do Leste Brasileiro. *Episodes*, **11**, 194-202.

Chang, H.K., Kowsman, R.O. and Figueiredo, A.M.F. 1990. New Concepts on the Development of the East Brazilian Marginal Basins. Origem e Evolução das Bacias Sedimentares. Petrobrás.

Chang, H.K., Kowsman, R.O., Figueiredo, A.M.F. & Bender, A.A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift System – Na overview. *Tectonophysics*, **213**, 97-138.

Comin-Chiramonti, P., Gomes, C.B., Piccirillo, E.M. & Rivalenti, G. 1983. High-TiO₂ basaltic dykes in the costline of São Paulo and Rio de Janeiro states (Brazil). *Neus. Jahr. Miner.Abh.* **146**, 133-150.

Comin-Chiramonti, P., Cundari, A., Piccirillo, E.M., Gomes, C.B., Castorina, F., Censi, P., DeMin, A., Marzoli, A., Spezialae, S. & Velázquez, V.F. 1997. Potassic and sodic igneous rocks from eastern Paraguay: their origin from the litospheric mantle and genetics relationships with the associated Paraná flood tholeiites. *Journal of Petrology*, **38**, 495-528.

Cordani, U.G. Civetta, L., Mantovani, M.S.M., Petrini, R., Kawashita, K., Hawkesworth, C.J., Taylor, P., Longinelli, A., Cavazzini, G. & Piccirillo, E.M. 1988. Isotope geochemistry of flood basalts from the Paraná basin (Brazil). In: E.M. PICCIRILLO & A.J. MELFI (eds). 1988. *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects*, IAG-USP, São Paulo, 157-178.

Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. & Campos, D.A. 2000. Tectonic Evolution of South America. SBG, São Paulo, 854p.

Corval, A. 2005. Petrogênese das suítes basálticas toleíticas do Enxame de Diques da Serra do Mar nos setores central e norte do estado do Rio de Janeiro. *Dissertação de Mestrado*, UERJ, 92p.

Cox, K.G., Bell, J.D. & Pankhurst, R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. George Allen & Unwin, London, 450pp.

Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J. 1992. Na introduction to the Rock-Forming Minerals- 2nd. Edition. Longman, ESSEX, 696p.

Duarte, B.P., Porto Jr, R. & Valente, S.C. 1991. Origem da textura orbicular em traquitos da região de Bangu, Rio de Janeiro, RJ. *Atas do 2º Simpósio de Geologia do Sudeste - SBG/SP-RJ*, São Paulo, 97-104.

Duncan, R.A., Marsh, J.S., Milner, S.C. & Erlank, A.J. 1988. Distribution and petrogenesis of basic rocks of the Etendeka Formation of Northeastern Namibia. In: *Geochemical evolution of the continental crust*, 10-19, Poços de Caldas, Brazil.

Dutra, T., Valente, S., Corval. A., Valladares, C.S., Almeida, J.C.H. & Duarte, B.P. 2005. Os diques de Búzios e os basaltos de Campos: relações petrogenéticas e modelos geodinâmicos. *Boletim de Resumos Expandidos do X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, Curitiba/PR, 81-83.

Dutra, T., Valente, S. Corval. A., Almeida, J.C.H., Monteiro, H. L. J., Wolfram Tetzner, W., Valladares, C.S. 2005. Diagramas Discriminantes para as suítes de baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar a associações com a Província Paraná-Etendeka. *Anais do X Congresso Brasileiro de Geoquímica*. Porto de Galinhas/PE.

Ebert, H.D., Neves, M.A., Hasui, Y., Lopes, J.A., Guerra, M. 1995. Compartimentação crustal e evolução cinemática da Província Mantiqueira através de modelagem física. *Boletim de Resumos Expandidos do V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, Gramado/RS, 26-28.

Erlank, A.J., Marsh, J.S., Duncan, A.R., Miller, R.McR., Hawkesworth, C.J., Bentton, P.J. & Rex, D.C. 1984. Geochemistry and petrogenesis of the Etendeka volcanic rocks from SW Namibia. *Special Publications of the Geological Society of South Africa*, **13**, 195-246.

Ewart, A., Milner, S.C., Armstrong, R.A. and Duncan, A.R. 1998. Etendeka volcanism of the Globoséb Mountains and Messum Igneous Complex, Namibia – Part I: geochemical evidence of Early Cretaceous Tristan plume melts and the role of crustal contamination on the Paraná-Etendeka CFB. *Journal of Petrology*, **39**(2), 191-225.

Faure, G. 1986. *Principles of isotope geology*. John Wiley & Sons, New York, pp. 590.

Fodor, R.V., McKee, E.H. & Asmus, H.E. 1983/84. K-Ar ages and the opening of the South Atlantic Ocean: basaltic rock from Brazilian Margin. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **91**, 54-65.

Fodor, R.V. and Vetter, S.K., 1984, Rift-zone magmatism: petrology of basaltic rocks transitional from CFB to MORB, Southeastern Brazil margin: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **88**, 307-321.

Fodor, R.V., Corwin, C. and Rosemberg, A., 1985, Petrology of Serra Geral (Paraná) continental flood basalts, Southern Brazil: crustal contamination, source material, and South Atlantic magmatism: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **91**, 54-65.

Garda, G.M., 1995, Os diques básicos e ultrabásicos da região costeira entre as cidades de São Sebastião e Ubatuba, Estado de São Paulo: Tese de doutorado, USP, 156p.

Gibson, S.A., Thompson, R.N., Leonardos, O.H., Dickin, A.P. & Mitchell, J.G. 1995a. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume - Evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. *Journal of Petrology*, **36**, 189-229.

Gibson, S.A., Thompson, R.N., Dickin, A.P. and Leonardos, O.H., 1995b, High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: Key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis: *Earth and Planetary Science Letters*, 149-165.

Gibson, S.A., Thompson, R.N., Day, S.E., Humphris, A.P. and Dickin, A.P. 2005. Melt-generation processes associated with the Tristan mantle plume: Constrains on the origin of EM-1. *Earth and Planetary Science Letters*, **237**, 744-767.

Green, D.H. & Ringwood, A.E. 1967. A Comparison of recent experimental data on the gabbro-garnet granulite-eclogite transition. *Journal of Geology*. **80**, 272-288

Guedes, E., Heilbron, M. and Valente, S.C., 1999, Litogeoquímica e petrografia dos diques máficos da região entre Pedra Selada e Barra do Piraí, RJ, SE do Brasil: *Boletim de Resumos Expandidos do 5º Congresso de Geoquímica de Países de Língua Portuguesa e 7º Congresso Brasileiro de Geoquímica*, Porto Seguro, SBG-BA, 516.

Hall, A. 1989. *Igneous Petrology*. Longman Group Limited; 551 p.

Haskin, L.A. and Haskin, M.A., Frey, F.A. and Wildman, T.R., 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths . In: Ahrens L.H. (ed.). *Origin and distribution of the elements*, vol 1. Pergamon, Oxford, 889-911.

Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., Coimbra, A. M. 1974 The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, **5**, 257-266.

Hawkesworth, C.J., Marsh, J.S., Duncan, A.R., Erlank, A.J. & Norry, M.J. 1984. The role of continental lithosphere in the generation of the Karoo volcanic rocks: evidence from combined Nd- and Sr-isotope studies. *Special Publication of the Geological Society of South Africa*, **13**, 341-354.

Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Kelley, S., Mantovani, M., Peate, D.W., Regelous, M. and Rogers, N.W., 1992, Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic, *in*, Storey, B.C., Alabaster, T., and Pankhurst, R.J., eds,

Magmatism and the causes of continental break-up: *Special Publication of the Geological Society of London*, 221-240.

Heilbron, M., Chrispin, S.J., Alves, R.P. & Simões, S.A. 1982. Geologia do Cabo de Búzios (Estado do Rio de Janeiro). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **54**, 553-562.

Heilbron, M., Valeriano, C.M., Valladares, C.S., Machado, N. 1995. A Orogênese Brasileira no Segmento Central da Faixa Ribeira, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. **25**(4), 245-266.

Heilbron, M., Tupinambá, M., Almeida, J.C.H., Valeriano, C.M., Valladares, C.S., Duarte, B.P. 1998. New constraints on the tectonic organization and structural styles related to Brasiliano collage of central segment of the Ribeira Belt, SE Brazil. Ouro Preto. 14^o Extended Abstracts of International Conference on Pré-Cambrian and Craton tectonics / Internationalon Basement Tectonics, **14**, 15-17.

Heilbron, M., Mohriak, W., Valeriano, C.M. Milani, E., Almeida, J.C.A. & Tupinambá, M. 2000. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: Mohriak, W.U. and Talwani, M. (eds.) Atlantic rifts and continental margins. Washington, American Geophysical Union, Geoph. Monogr. Ser. 115, pp. 1-32.

Heilbron, M., Machado, N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira Orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, **125**, 87-112.

Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M.C., Silva, L.C., Trow, R.A.J., Janasi, V.A., 2004, Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., e Brito-Neves, B.B., eds, Livro Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida: São Paulo, Editora Beca, primeira edição, 647p.

Hergt, J.M., Peate, D.W. & Hawkesworth, C.J. 1991. The petrogenesis of Mesozoic Gondwana low-Ti flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, **105**, 134-148.

Hirschmann, M.M., Asimow, P.D., Ghiorso, M.S. & Stolper, E.M. 1999. Calculation of Peridotite Partial Melting from Thermodynamic Models of Mineral and Melt III. Controls on Isobaric Melt Production and the Effect of Water on Melt Production. *Journal of Petrology* **40**, 831-851.

Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**, 523-547.

Jaques, A.L. & Green, D.H. 1980. Anhydrous melting of peridotite at 0-15 Kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **73**, 287-310.

Junho, M.C.B. 1993. Granitóides Brasileiros da Região Central do Rio de Janeiro: Geoquímica Preliminar. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **65**(2), 162-179. In: Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M.C., Silva, L.C., Trow, R.A.J., Janasi, V.A., 2004, Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., e Brito-Neves, B.B., eds, Livro Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida: São Paulo, Editora Beca, primeira edição, 647p.

Klein, V.C. & Valença, J.G. 1984. Mecanismo de colocação de brechas fluidizadas na área de Cabuçu (complexo alcalino do Mendanha), Rio de Janeiro. *Anais do 33º Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro, SBG/RJ, 4355-4361.

Kogiso, T., Hirose, K. & Takahashi, E. 1998. Melting experiments on homogeneous mixtures of peridotite and basalt: application to the genesis of ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters* **62** (1 - 4), 45 - 61.

Kuno, H. 1960. High-alumina basalt. *Journal of Petrology*, **1**, 121-145.

Kushiro, I. and Kuno, H. 1963. Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks. *Journal of Petrology*, **4**, 75-89.

Kushiro, I. 1972. Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures. *Journal of Petrology*, **13**, 311-334.

Lechle, P.J. & Desilets, M.O. 1987. A review of the use of loss on ignition as a measurement of total volatiles in whole-rock analysis. *Chemical Geology*, **63**, 341-344.

LeMaitre, R.W. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms. (Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks)*. Blackwell, Oxford, 193pp.

LeRoex, A.P., Cliff, R.A., and Adair, B.J.I., 1990, Tristan da Cunha, South Atlantic: geochemistry and petrogenesis of a basanite-phonolite lava series: *Journal of Petrology*, **31**, 779-812.

Liu, X. and O'Neill, H. ST. C. 2004. Partial melting of spinelherzolite in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ ± K₂O at 1,1 Gpa. *Journal of Petrology*, **45**(7), 1339-1368.

Lobo, J.T., Valente, S.C., Thomaz Filho, A., and Szatmari, P., 1999a, Diabásios da Serra do Mar e basaltos da Bacia de Campos - comparação dos processos de AFC através de modelamento geoquímico quantitativo: *Boletim de Resumos Expandidos do 5º Simpósio de Geologia do Sudeste*, São Pedro, SBG, 56.

Lobo, J.T., Valente, S.C., Thomaz Filho, A., and Szatmari, P., 1999b, Diabásios da Serra do Mar e basaltos da Bacia de Campos - comparação dos processos de AFC através de modelamento geoquímico quantitativo: *Boletim de Resumos Expandidos do 5º Simpósio de Geologia do Sudeste*, São Pedro, SBG, 56.

Lobo, J.T. 2000. Petrogênese dos basaltos do Cretáceo Inferior das bacias de Campos e Pelotas, SE do Brasil. *Dissertação de Mestrado*, UERJ, inédita, 117p.

Ludka, I.P. 1997. Geoquímica do magmatismo básico na porção central do Cinturão Móvel Costeiro e regiões adjacentes aplicada ao estudo da composição do manto. Tese de Doutorado – IG/UFRJ. 120p.

Machado, R. & Demange, M. 1992. Granitogênese Brasileira no Estado do Rio de Janeiro: Caracterização geoquímica, modelo geotectônico e considerações geológicas sobre o embasamento e a cobertura do Cinturão Ribeira na região. SBG, *Boletim dos Resumos Expandido do 37º Congresso Brasileiro de Geologia*, São Paulo. 379-380.

Machado, R. & Demange, M. 1994. Classificação estrutural e tectônica dos granitóides Neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro. *Boletim IG-USP, Série Científica*, **25**, 81-96.

Machado, N., Valladares, C.S., Heilbron, M. Valeriano, C.M. 1996. U-Pb geochronology of Central Ribeira Belt (Brazil) and implications of evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*. **79**, 347-361.

MacKenzie, W. S. 1982. *Atlas of Igneous Rocks and their textures*. Longman Group Ltd., London, 148pp.

Maaloe, S. & Aoki, K. 1977. The Major Element composition of the upper mantle estimated from the composition of lherzolites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **63**, 161-173.

Mantovani, M.S.M., Marques, L.S., Souza, M.A., Civetta, L., Atalla, L. & Innocenti, F. 1985. Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná continental flood basalts of Santa Catarina state (Southern Brazil). *Journal of Petrology*, **26**, 187-209.

Marini, O.J., Fuck, R.A. and Trein, E. 1967. Intrusivas básicas Jurássico-Cretáceas do primeiro planalto do Paraná. *Bol. Paran. Geoc.* **23-25**, 307-324.

Marques, L.S., Bellieni, G., DeMin, A., Piccirillo, E.M. 1993. O Enxame de Diques da Ilha de Santa Catarina: resultados geoquímicos preliminares. *Boletim de Resumos Expandidos do 4º Congresso Brasileiro de Geoquímica*, Brasília. 3-4.

Marques, L.S., Dupré, B., and Piccirillo, E.M., 1999, Mantle source compositions of the Paraná Magmatic Province (southern Brazil): evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry: *Journal of Geodynamics*, **28**(4-5), 439-458.

Marques, L.S. 2001. Geoquímica dos diques toleíticos da costa sul-sudeste do Brasil: contribuição ao conhecimento da Província Magmática do Paraná. São Paulo. IAG-USP. Tese de Livre-Docência, 86p.

Marques, L.S., Babinski, M., Ruiz, I.R. 2003. Lead isotopes of Early Cretaceous Coastal Dykes of Paraná Magmatic Province (Florianópolis Swarm): preliminary results. CBPM/IRD. Short Paper of 4th. South American Symposium on Isotope Geology, Salvador. 605-608 (CD-ROM).

Marques, L.S., and Ernesto, M., 2004, O magmatismo Toleítico da Bacia do Paraná. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., e Brito-Neves, B.B., eds, Livro Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida: São Paulo, Editora Beca, primeira edição, 647p.

Marzoli, A., Melluso, L., Morra, V., Renne, P.R., Sgrosso, I., D'Antonio, M., Morais, L.D., Morais, E.A.A., Ricci, G. 1999. Geochronology and petrology of Cretaceous basaltic magmatism in the Kwanza Basin (Western Angola), and relationships with the Paraná-Etendeka Continental Flood Basalt Province. *Journal of Geodynamics*, **28**, 341-356.

McKenzie, D.P. 1985. The extraction of magma from the crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **74**, 81-91.

Milani, E.J., and Thomaz Filho, A. 2000, Sedimentary basins of South America, *in*: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., and Campos, D.A., eds, Tectonic evolution of South America: SBG, São Paulo, 389-452.

Mizusaki, A.M.P., Petrini, R., Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Dias, J., DeMin, A., and Piccirillo, E.M. 1992, Basalt magmatism along the passive continental margin of SE Brazil (Campos basin): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **111**, 143-160.

Mizusaki, A.M.P., and Thomaz Filho, A., 2004, O Magmatismo pós-Paleozóico no Brasil, In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., e Brito-Neves, B.B., eds, Livro Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de

Fernando Flávio Marques de Almeida: São Paulo, Editora Beca, primeira edição, 647p.

Mohriak, W. U., Rosendahl, B.R., Turner, J. P., and Valente, S. C., 2002, Crustal architecture of South Atlantic volcanic margins, *in*, Volcanic rifted margins, eds, 1 ed. Boulder : Geological Society of America, v.362, pp. 159-202.

Monteiro, H.L.J., and Valente, S.C., 2003, Estudo Petrológico comparativo das suítes de baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar: Jornada de Iniciação Científica, UFRuralRJ, Seropédica, 2003,54-55.

Mysen, B.O. & Kushiro, I. 1977. Compositional variations of coexisting phases with degree of melting of peridotite in the upper mantle. *Amer. Min.* **62**, 843-865.

Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **38**, 757-775.

Nardy, A.J.R., Betancourt, R.H., Verdugo, D.R.H. 2001. Mapa geológico das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná. (In: <http://www.rc.unesp.br/igce/petrologia/nardy/pbgm.html>).

O'Nions, R.K. & McKenzie, D.P. 1988. Melting and continent generation. *Earth and Planetary Science Letters*, **90**, 449-456.

Peate, D.W., Hawkesworth, C.J., and Mantovani, M.S.M., 1992, Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution: *Bulletin of Volcanology*, **55**, 119-139.

Peate, D.W. & Hawkesworth, C.J. 1996. Lithospheric to asthenospheric transition in low-Ti flood basalts from southern Paraná, Brazil. *Chemical Geology*, **127**, 1-24.

Peate, D.W., 1997, The Parana-Etendeka province, *in*, Mahoney, J.J., and Coffin, M.F., eds, Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism: *Geophysical Monograph Series*, **100**, 438.

Peate, D.W., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.M.S., Rogers, N.W. & Turner, S.P. 1999. Petrogenesis and stratigraphy of the high Ti/Y Urubici magma type in the Paraná flood basalt province and implications for the nature of "Dupal"-type mantle in the South Atlantic region. *Journal of Petrology*, **40**, 451-473.

Penha, H.M. 1989. Geologia dos corpos granitoides da região oeste do Estado do Rio de Janeiro. *Boletim de Resumos do I Simpósio de Geologia do Sudeste*. SBG/SP-RJ, Rio de Janeiro. 165-166.

Penha, H.M. & Wiedemann, C.M. 1984. Granitóides da região central do Rio de Janeiro. *Anais do 33º Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro. **12**, excursões, 5433-5455.

Petrini, R., Civetta, L., Piccirillo, E.M., Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L.S. & Melfi, A.J. 1987. Mantle heterogeneity and crustal contamination in the genesis of low-Ti continental flood basalts from the Paraná Plateau (Brazil): Sr-Nd isotope and geochemical evidence. *Journal of Petrology*, **28**, 701-726.

Piccirillo, E.M., and Melfi, A.J., 1988, The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects: IAG-USP, São Paulo, 600pp.

Piccirillo, E.M., Civetta, Petrini, R., Longinelli, A., Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L.S., Melfi, A.J. 1989. Regional variations within the Paraná flood basalts (southern Brazil): evidence for subcontinental mantle heterogeneity and crustal contamination. *Chem. Geol.*, **75**, 103-122.

Piccirillo, E.M., Bellieni, G., Cavazzini, G., Comin-Chiaramonti, P., Petrini, R., Melfi, A.J., Pinesi, J.P.P., Zantadeschi, P., and DeMin, A., 1990, Lower Cretaceous tholeiitic dyke swarms from the Ponta Grossa (southeast Brazil): Petrology, Sr-Nd isotopes and genetic relationships with the Paraná flood volcanics. *Chemical Geology*, **89**, 19-48.

Pinese, J.P.P. 1989. Caracterização geoquímica e petrológica dos diques do Arco de Ponta Grossa. São Paulo. IAG-USP. Dissertação de Mestrado, 197p.

Pires, F.R.M., Valença, J., Ribeiro, A. 1982. Multistage of generation of granite in Rio de Janeiro, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **54**(3), 563-574.

Porto Jr., R. & Valente, S.C. 1989. Ocorrência de traquito orbiculóide na região de Bangu. *Boletim de Resumos do I Simpósio de Geologia do Sudeste*. SBG/SP-RJ, Rio de Janeiro. 180-181.

Porto Jr., R., Valente, S.C. & Duarte, B.P. 1991. Textura orbicular em traquitos: uma abordagem petrográfico-geoquímica. *Boletim de Resumos Expandidos do 1º Congresso Internacional de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa*, São Paulo. 130-133.

Raposo, M.I.B., Ernesto, M., and Renne, P.R., 1998, Paleomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Early Cretaceous Florianópolis Dyke Swarm (Santa Catarina Island), Southern Brazil. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **108**, 275-290.

Renne, P.R., Ernesto, M., Pacca, I.G., Coe, R.S., Glen, J.M., Prevot, M. & Perrin, M. 1992. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, **258**, 975-979.

Renne, P.R., Deckart, K., Ernesto, M., Ferand, G & Piccirillo, E.M. 1996a. Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, **144**, 199-211.

Renne, P.R., Glen, J.M., Milner, S.C. & Duncan, A.R. 1996b. Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in Southwestern Africa. *Geology*, **24**, 659-662.

Regelous, M., 1993, Geochemistry of dolerites from the Paraná flood basalt province, southern Brazil: PhD thesis, Open University, 200pp.

Rocha-Campos, A.C., Cordani, U.G., Kawashita, K., Sonoki, H.M., Sonoki, I.K. 1988. Age of Paraná flood volcanism. In: Piccirillo, E.M. and Melffi, A.J. (editors). *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects*. IAG-USP, 25-46.

Rock, N.M.S. 1991. *Lamprophyres*. Londres, Blackie and Son. 284p.

Rollinson, 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman scientific & Technical, 352p.

Salters, V. & Stracke, A. 2004. Composition of depleted mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **5**(5).

Schmitt, R.S., Trouw, R.A.J., Van Schmus, W.R. & Pimentel, M.M. 2004. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). In: *Precambrian Research*, **133**, 29-61.

Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R. & Asmus, H.E. 1984. *Geologia do Brasil*, DNPM, Brasília, 501p.

Stewart, K., Turner, S., Kelley, S., Hawkesworth, C.J., Kirstein, L. & Mantovani, M. 1996. 3-D, Ar/Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province. *Earth and Planetary Science Letters*, **143**, 95-109.

Sun, S.S. 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **A297**, 409-445.

Sun, S.S. & McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D.

SAUNDERS & M.J. NORRY (eds). 1989. *Magmatism in the ocean basins*. Special Publication of the Geological Society of London, **42**, 313-345.

Takahashi, E. & Kushiro, I. 1983. Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis. *American Mineralogist*, **68**, 859-879.

Tetzner, W., Camillo, E.J.R., and Almeida, J.C.H., 2001, Tectônica Mesozóica e emplacement dos diques básicos do Cabo de Búzios, RJ: *Boletim de Resumos do VII Simpósio de Geologia do Sudeste*, SBG-RJ, Rio de Janeiro, 91-92.

Tetzner, W. 2002. Tectônica, petrografia e geoquímica dos diques toleíticos do Cabo de Búzios (RJ). *Dissertação de Mestrado*, UERJ, 88p.

Thomaz Filho, A.T.; Misuzaki, A.M.P.; Milani, E.J., and Cesero, P., 2000, Rifting and magmatism associated with the South America and Africa breakup: *Revista Brasileira de Geociências*, **30**, 17-19.

Thompson, R.N., 1982, Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scot. Geol.*, **18**, 49-107.

Trouw, R.J.A., Paciullo, F.V.P., Ribeiro, A., 1994. A Faixa Alto Rio Grande reinterpretada com a zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira. *Boletim de Resumos Expandidos do 37º Congresso Brasileiro de Geologia*, Camburiu, **3**, 234-235.

Trouw, R.J.A., Heilbron, M., Ribeiro, A., Paciullo, F.V.P., Valeriano, C.M., Almeida, J.C.H., Tupinambá, M. & Andreis, R.R. 2000. The central segment of the Ribeira belt. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. & Campos, D.A. 2000. Tectonic evolution of South America. SBG, São Paulo, 287-310.

Tupinambá, M., Teixeira, W & Heilbron, M. 1998. The Pan African/Brasiliano arc-related magmatism at the Costeiro Domain of the Ribeira Belt, southeastern Brazil. Abstracts of the International Conference on Precambrian and Craton Tectonics/14th. International Conference on Basement Tectonics, Ouro Preto, 12-14.

Tupinambá, M. 1999. Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na Região Serrana no Estado do Rio de Janeiro. São Paulo. IGc-USP. Tese de Doutorado, 221p.

Turner, S. & Hawkesworth, C.J. 1995. The nature of the subcontinental mantle: constraints from the major element composition of continental flood basalts. *Chemical Geology*, **120**, 295-314.

Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C., and Mantovani, M, 1994, Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology: *Earth and Planetary Science Letters*, **121**, 333-348.

Turner, S.P., Kirstein, L.A., Hawkesworth, C.J., Peate, D.W., Hallinan, S. & Mantovani, M.S.M. 1999a. Petrogenesis of an 800 m lava sequence in eastern Uruguay: insights into magma chamber processes beneath the Paraná flood basalt province. *Journal of Geodynamics*, **28**,471-487.

Turner, S.P., Peate, D.W., Hawkesworth, C.J. & Mantovani, M.S.M. 1999b. Chemical stratigraphy of the Paraná basalt succession in western Uruguay: further evidence for the diachronous nature of the Paraná magma types. *Journal of Geodynamics*, **28**, 459-469.

Valladares, C.S., Heilbron, M., Figueiredo, M. 1995. O Granito Getulândia e sua relação com a Zona de Cisalhamento Taxaquara. *Anais 5º do Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*. Gramado/RS. 217-218.

Valente, S.C., Porto Jr., R. & Duarte, B.P. 1991. Novas evidências de metassomatismo e propostas preliminares para a evolução magmática das intrusões de diabásio do Rio de Janeiro, RJ. *Atas do 2º Simpósio de Geologia do Sudeste*, São Paulo, 91-96.

Valente, S. C., Duarte, B.P., Porto Jr., R., Almeida, M.E., Paixão, M.A.P. & Monteiro, M.A.S. 1992a. Ocorrência de intrusão composta (diabásio-fonolito) em Pedra de Guaratiba, Rio de Janeiro, RJ. *Boletim de Resumos Expandidos do 37º Congresso Brasileiro de Geologia*, São Paulo, **2**, 61-62.

Valente, S.C., Porto Jr., R., Almeida, M.E., Paixão, M.A.P. & Monteiro, M.A.S. 1992b. Alteração deutérica e metassomatismo provocados por intrusão de alcaliolivina basalto em granito no Maciço da Pedra Branca, Rio de Janeiro, RJ. *Boletim de Resumos Expandidos do 37º Congresso Brasileiro de Geologia*, São Paulo, **2**, 63-64.

Valente, S.C. 1997. Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of the Cretaceous dykes of Rio de Janeiro, Brazil. *Tese de Doutorado*, The Queen's University of Belfast, inédita, 366p.

Valente, S.C., Ellam, R.L., Meighan, I.G., and Fallick, A.E., 1998a, Geoquímica isotópica, modelo geodinâmico e petrogênese dos diabásios do cretáceo Inferior no Enxame de Diques Máficos da Serra do Mar (EDSM) na área de do Rio de Janeiro, RJ: *Boletim de Resumos do 40º Congresso Brasileiro de Geologia*, Belo Horizonte, SBG, 471.

Valente, S.C., Ellam, R.L., Meighan, I.G., and Fallick, A.E., 1998b, Petrogênese dos diques alcalinos do Rio de Janeiro e a natureza dos processos mantélicos

no Cretáceo Superior sob a Serra do Mar, RJ: *Boletim de Resumos do 40º Congresso Brasileiro de Geologia*, Belo Horizonte, SBG, 486.

Valente, S.C., Ellam, R.L., Meighan, I.G., and Fallick, A.E., 1999a, The Serra do Mar and Ponta Grossa Dyke Swarms: Dynamic Melting and Geodynamic Models for the Early Cretaceous in Southeast Brazil: *Boletim de Resumos do 7º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e I Simpósio Internacional de Tectônica*, Belo Horizonte, SBG, 102-103.

Valente, S.C., Ellam, R.L., Meighan, I.G., and Fallick, A.E., 1999b, The evolution of the Early Cretaceous tholeiitic dykes of Rio de Janeiro by AFC under high fO₂ conditions: Major and trace element, Sr-Nd-O data and quantitative modelling: *Boletim de Resumos do 7º Simpósio Sul Brasileiro de Geologia e 2º Encontro de Geologia do Mercosul*, Foz do Iguaçu, SBG, 94.

Valente, S.C., 2001. Magmatismo toleítico e alcalino do Enxame de Diques da Serra do Mar: Modelos mantélicos para o Cretáceo e implicações geotectônicas. *Boletim de Resumos do 7º Simpósio de Geologia do Sudeste*, SBG-RJ, Rio de Janeiro, 79.

Valente, S. C.; Ellan R. M.; Fallick A. E.; Meighan I. G. 2002. The assessment of post-magmatic processes in the Serra do Mar dyke swarm, SE Brazil: proposals for acid leaching techniques and criteria for petrogenetic interpretations. *Ver. Univ. Rural., Sér. Ciênc. Exatas e da Terra*. V.21, Nº1 p.1-20.

Valente, S.C., Duarte, B.P., Heilbron, M., Corval, A., Valladares, C.S., Almeida, J.C.H. & Guedes, E. 2005. Provincialidade geoquímica do Enxame de Diques da Serra do Mar e domínios tectônicos do Orógeno: o Cretáceo como uma janela para o Proterozóico. I. Curitiba/PR. 283-285.

Valente, S.C., Duarte, B.P., Heilbron, M., Almeida, J.C.H., Valladares, C.S., Guedes, E., Tetzner, W., Lobo, J., Corval, A., Dutra, T., Soares, L.H., Souza, F.M., Vinha, J., Famelli, N. 2005. Mapa do Enxame de Diques da Serra do Mar. *Anais do III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*. Cabo Frio/RJ, 207-211.

Villiger, S., Ulmer, P., Müntener, O., Thompson, A.B. 2004. The liquid line of descent of anhydrous, mantle-derived, tholeiitic liquids by fractional and equilibrium crystallization – an experimental study at 1,0 Gpa. *Journal of Petrology*, **45**(12)2369-2388.

Wasylenki, L.E., Baker, M.B., Kent, A.J.R. and Stolper, E. 2003. Near-solidus melting of the shallow upper mantle: partial melting experiments on depleted peridotite. *Journal of Petrology*, **44**(7), 1163-1191.

White, R.S. & McKenzie, D.P. 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, **94**, 7685-7730.

Wilson, M. 1989. *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*. Harper Collins Academic, 466pp.

Wilson, M. 1992. *Magmatism and continental rifting during the opening of the South Atlantic Ocean: a consequence of Lower Cretaceous super-plume activity?* In Storey, B. C., Alabaster, T. & Pankhurst, R. J. (eds), *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*, Geological Society Special Publication. **68**, 241-255.

Wilson, M. 1993. *Geochemical signatures of oceanic and continental basalts: a key to mantle dynamics?* *Journal of the Geological Society, London*, **150**, 977-990.

Winchester, J.A. & Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20**, 325-343.

Wood, B.J. & Fraser, D.G. 1976. *Elementary thermodynamics for geologists*. Oxford:Oxford University Press. 303pp.

Yaxley, G.M. 2000. Experimental study of the phase and melting relations of homogeneous basalt+peridotite mixtures and implications for the petrogenesis of flood basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **139**(3), 326-338.

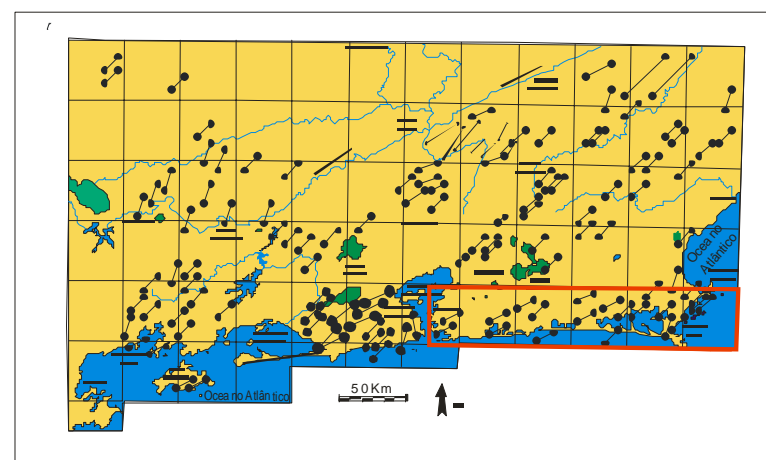
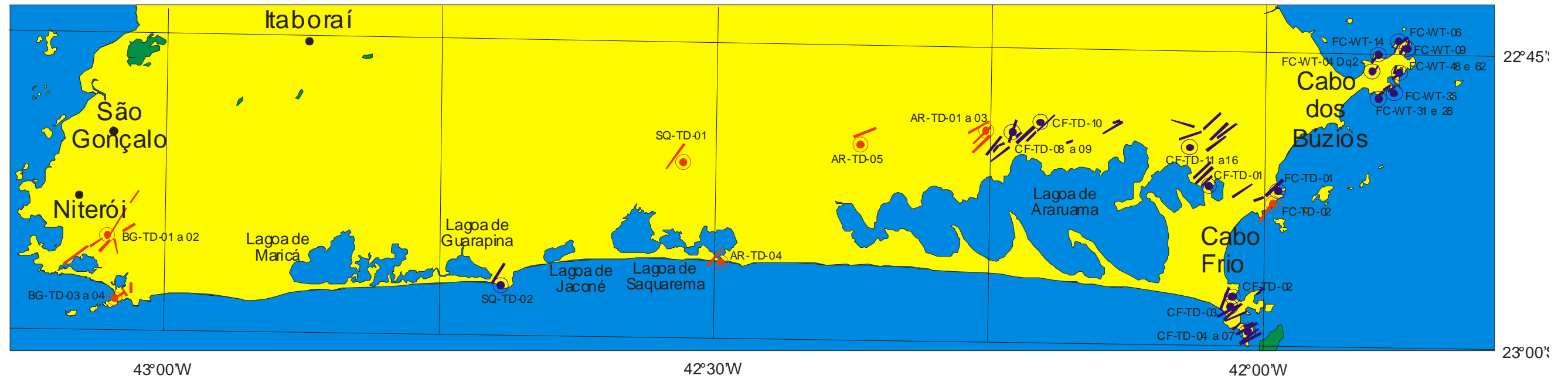
ANEXO I: Mapa geológico do Enxame de Diques da Serra do Mar na área de estudo

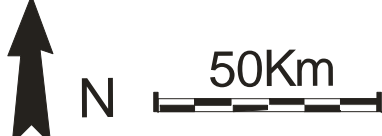
Observações:

1. As espessuras dos diques estão exageradas de modo a que os mesmos possam ser representados sob a escala do mapa.
2. Os comprimentos das linhas que representam os diques não representam seus comprimentos no campo.
3. As linhas que representam os diques estão orientadas segundo a direção geral dos mesmos conforme medida no campo.



Anexo I: Mapa geológico do Enxame de Diques da Serra do Mar na Região dos Lagos, litoral do Estado do Rio de Janeiro.




 Sistema de projeção latitude/longitude
 Datum horizontal: Córrego Alegre, MG.
 Datum vertical: Nível Médio do mar
 (marégrafo de Imbituba, SC)





Autor: Thiago Dutra
 Orientadora: Beatriz Paschoal Duarte
 Co-orientador: Sérgio Valente

 Digitalização: Leonardo Soares
 Impressão: Tektos/DGRG/UERJ

 Fevereiro/2006

Legenda:

Coluna Tectono-estratigráfica

-  Plútons alcalinos
-  Diques com análise litogeoquímica
-  Diques sem análise litogeoquímica
-  Embasamento Proterozóico

Base geológica para o Cabo de Búzios compilada de Tetzner, 2002.



ANEXO II: Datos litogeoquímicos

ANEXO III: Métodos analíticos

ANEXO III: Métodos analíticos

As amostras foram preparadas no LGPA-UERJ. Elas foram inicialmente lavadas com água sob torneira e secas posteriormente. A seguir, as amostras foram britadas manualmente em frações inferiores a 5mm. As britas foram lavadas com água destilada e álcool e secas sob banho de luz por 24 horas. A seguir, o material foi colocado num moinho de WC para moagem por cerca de vinte e cinco minutos até serem reduzidas a pó com uma granulometria inferior a 200#. Os pós das amostras foram acondicionados em recipientes de plástico esterelizados e secos em forno a cerca de 120°C por pelo menos 12 horas para perda de água de umidade.

As amostras foram analisadas pelo laboratório ACTLABS no Canadá em setembro de 2005 pelo pacote 4litho. O ACTLABS obteve, em 1998, o ISO Guide 25 e o CAN-P-1579 emitidos pelo *Standards Council of Canadá*. O pacote 4litho envolve a análise de elementos maiores por ICP-AES (plasma) após fusão da amostra com metaborato ou tetraborato de lítio. Os elementos traços são analisados por ICP-MS.

A **Tabela III.1** mostra que os valores de precisão na análise dos elementos maiores dos basaltos de baixo-TiO₂ do Exame de Diques da Serra do Mar, na área de estudo, indicam variações satisfatórias, enquanto que os dados da **Tabela III.2** indicam variações satisfatórias também para a maioria dos elementos traços, com exceção de alguns como Ni, por exemplo. A exatidão (**Tabelas III.3 e III.4**) foi obtida utilizando-se os dados de sete padrões internacionais de rochas, sendo eles: SY-3, NIST 694, W-2, DNC-1, BIR-1, NIST 1633b, STM-1.

Tabela III.1: Valores de precisão para os elementos maiores dos basaltos de baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar na área de estudo.

Elemento	Precisão (%)
SiO ₂	1,0
Al ₂ O ₃	5,0
Fe ₂ O ₃ (T)	3,0
MnO	0,0
MgO	9,0
CaO	0,0
Na ₂ O	6,0
K ₂ O	16,0
TiO ₂	3,0
P ₂ O ₅	0,0
LOI	0,0
Total	0,0

Tabela III.2: Valores de precisão para os elementos traços dos basaltos de baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar na área de estudo.

Elemento	Precisão (%)
V	5,0
Ba	13,0
Sr	12,0
Y	0,0
Zr	23,0
Cr	0,0
Ni	200,0
Rb	17,0
Nb	0,0
La	16,0
Ce	8,0
Pr	6,0
Nd	15,0
Sm	0,0
Eu	17,0
Gd	48,0
Tb	0,0
Dy	0,0
Ho	0,0
Er	0,0
Tm	0,0
Yb	0,0
Lu	0,0
Hf	0,0
Pb	0,0
Th	67,0
U	0,0

Tabela III.3: Valores médios, de desvio-padrão, máximos e mínimos de exatidão (%) dos elementos maiores dos basaltos de baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar na área de estudo.

Elemento:	Média	Desvio Padrão	Máximo	Mínimo
SiO ₂	0,22	0,10	0,39	0,09
Al ₂ O ₃	1,13	1,47	4,44	0,38
Fe ₂ O ₃ ^t	1,26	2,43	6,76	0,09
MnO	3,32	6,40	17,65	0,00
MgO	2,93	4,02	11,11	0,00
CaO	1,49	2,22	5,50	0,00
Na ₂ O	1,44	1,30	3,27	0,00
K ₂ O	2,82	4,10	9,52	0,00
TiO ₂	0,64	0,75	1,82	0,00
P ₂ O ₅	6,49	9,42	25,00	0,00

Tabela III.4: Valores médios, de desvio-padrão, máximos e mínimos de exatidão (%) dos elementos traços dos basaltos de baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar na área de estudo.

Elemento:	Média	Desvio Padrão	Máximo	Mínimo
V	3,35	3,35	8,29	0,00
Ba	6,34	5,32	14,29	0,00
Sr	1,47	1,77	3,85	0,00
Y	3,05	4,21	9,09	0,00
Zr	13,52	11,91	24,24	0,63
Cr	4,39	5,26	12,50	0,00
Ni	11,09	10,97	25,00	0,00
Rb	10,38	15,41	42,86	0,00
Nb	35,52	63,81	200,00	0,00
La	10,15	15,15	50,00	0,00
Ce	10,72	11,98	32,53	0,44
Pr	25,99	30,77	89,71	1,36
Nd	10,96	28,84	97,80	0,30
Sm	3,65	4,99	14,81	0,00
Eu	4,41	4,08	12,00	0,56
Gd	4,31	3,90	10,34	0,00
Tb	4,67	10,29	33,33	0,00
Dy	6,32	7,02	18,60	0,00
Ho	6,18	10,07	26,67	0,00
Er	7,95	3,85	13,64	2,63
Tm	6,76	6,29	18,75	0,00
Yb	5,65	8,05	26,32	0,00
Lu	7,08	4,65	17,86	1,67
Hf	7,99	8,60	25,00	0,00
Pb	95,46	162,03	403,65	0,00
Th	12,37	16,01	41,33	0,00
U	8,33	12,48	38,77	0,00

ANEXO VI: Análise regressiva

Anexo IV: Regressão pelo método dos mínimos quadrados

Regressão é uma técnica de ajuste de uma curva a uma população de amostras no espaço xy e do cálculo de sua respectiva equação. No caso de uma reta, a equação que relaciona as variáveis x e y é:

$$y = ax + b$$

onde a constante b é o valor de y dado pela reta no ponto $x = 0$ e a constante a é o coeficiente angular da reta (ou seja, o ângulo que a reta faz com o eixo x).

A equação permite a solução de qualquer ponto da reta para as coordenadas (x,y) . As constantes a e b são determinadas pelo ajuste da reta à população de amostras.

Há várias técnicas para obter-se a equação da reta, como por exemplo:

1. Regressão ordinária por mínimos quadrados de y em x .
2. Regressão ordinária por mínimos quadrados de x em y .
3. Regressão pelo eixo maior.
4. Regressão proporcional por mínimos quadrados.
5. Regressão robusta.

Estas técnicas produzem resultados diferentes. O EXCEL® utiliza a primeira delas por *default*. O método implica em reduzir ao mínimo a soma dos quadrados dos desvios verticais dos pontos sobre a curva. As constantes a e b são calculadas da seguinte maneira:

$$a = R \cdot (s_y / s_x)$$
$$b = \underline{y} - a \underline{x}$$

onde \underline{x} e \underline{y} são as médias das variáveis x e y , R é o coeficiente de correlação linear de Pearson e s_x e s_y são os desvios-padrões dos valores x e y das amostras. O valor de R é calculado por:

$$R = S_{x,y} / \sqrt{(s_x^2 \cdot s_y^2)}$$

onde $S_{x,y}$ é a covariância x,y ; $S_{x,y} = \sum(x - \underline{x}) \cdot (y - \underline{y}) / (n - 1)$ para uma população n .

Quanto mais R se aproxima da unidade, melhor a correlação. O valor de R^2 é uma medida da fração da variância total de x e y que pode ser explicada pela relação linear. Por exemplo, se $R = 0.90$, então $R^2 = 0.81$, implicando que 81% da variância total de uma certa população pode ser explicada pela relação linear. Os valores de significância de R dependem do número de amostras incluídas na regressão (**Tabela V-I**).

n	df	80.0%	90.0%	95.0%	99.0%	99.9%	n	df	80.0%	90.0%	95.0%	99.0%	99.9%
3	1	0.951	0.988	0.997	1.000	1.000	20	18	0.299	0.378	0.444	0.561	0.679
4	2	0.800	0.900	0.950	0.990	0.999	21	19	0.291	0.369	0.433	0.549	0.665
5	3	0.687	0.805	0.878	0.959	0.991	22	20	0.284	0.360	0.423	0.537	0.652
6	4	0.608	0.729	0.811	0.917	0.974	23	21	0.277	0.352	0.413	0.526	0.640
7	5	0.551	0.669	0.755	0.875	0.951	24	22	0.271	0.344	0.404	0.515	0.629
8	6	0.507	0.621	0.707	0.834	0.925	25	23	0.265	0.337	0.396	0.505	0.618
9	7	0.472	0.582	0.666	0.798	0.898	26	24	0.206	0.330	0.388	0.496	0.607
10	8	0.443	0.549	0.632	0.765	0.872	27	25	0.255	0.323	0.381	0.487	0.597
11	9	0.419	0.521	0.602	0.735	0.847	28	26	0.250	0.317	0.374	0.479	0.588
12	10	0.398	0.497	0.576	0.708	0.823	29	27	0.245	0.311	0.367	0.471	0.579
13	11	0.380	0.476	0.553	0.684	0.801	30	28	0.241	0.306	0.361	0.463	0.570
14	12	0.365	0.457	0.532	0.661	0.780	31	29	0.237	0.301	0.355	0.456	0.562
15	13	0.351	0.441	0.514	0.641	0.706	32	30	0.233	0.296	0.349	0.449	0.554
16	14	0.338	0.426	0.497	0.623	0.742	42	40	0.202	0.257	0.304	0.393	0.490
17	15	0.327	0.412	0.482	0.606	0.725	62	60	0.165	0.211	0.250	0.325	0.408
18	16	0.317	0.400	0.468	0.590	0.708	122	120	0.117	0.150	0.178	0.232	0.294
19	17	0.308	0.389	0.456	0.575	0.693							

Tabela V-I: Valores teste para coeficientes de correlação. n = número de amostras; df = grau de liberdade, onde df = n - 2. Por exemplo: Para 15 amostras, um coeficiente de correlação R = 0.525 (ou R²=0.276) é considerado significativo entre 95% e 99%.