



UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO
Centro de Tecnologia e Ciências
Faculdade de Geologia

Artur Corval Vieira

**Petrogênese e Contexto Geodinâmico das Suítes Basálticas
Toleíticas (de alto-TiO₂ e baixo-TiO₂) do Cretáceo Inferior da
Porção Centro-oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar**

RIO DE JANEIRO

2009

Artur Corval Vieira

**Petrogênese e Contexto Geodinâmico das Suítes Basálticas
Toleíticas (de alto-TiO₂ e baixo-TiO₂) do Cretáceo Inferior da Porção
Centro-oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar**

Tese submetida ao corpo docente do Programa de Pós-graduação em Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) como requisito necessário à obtenção do grau de doutor em ciências. Área de concentração: Análise de Bacias e Faixas Móveis.

Orientador: Prof^a. Dr^a. Beatriz Paschoal Duarte

Co-orientador: Prof. Dr. Sérgio Valente

Rio de Janeiro / 2009

**CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC**

Corval, Artur

Petrogênese e Contexto Geodinâmico das Suítes Basálticas Toleíticas (de alto-TiO₂ e baixo-TiO₂) do Cretáceo Inferior da Porção Centro-oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar

XXV, 188p., 29,7cm (Faculdade de Geologia - UERJ, DSc., Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, 2008).

Tese (Doutorado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, realizada na Faculdade de Geologia.

1. Diques; 2. Magmatismo toleítico; 3. Modelagem petrogenética.

I. FGEL/UERJ; II. Título (Série).

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta tese.

Assinatura

Data

Artur Corval Vieira

Petrogênese e Contexto Geodinâmico das Suítes Basálticas Toleíticas (de alto-TiO₂ e baixo-TiO₂) do Cretáceo Inferior da Porção Centro-oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar

Tese submetida ao corpo docente do Programa de Pós-graduação em Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) como requisito necessário à obtenção do grau de doutor em ciências. Área de concentração: Análise de Bacias e Faixas Móveis.

Aprovado em: _____

Orientadores:

Prof^a. Dr^a. Beatriz Paschoal Duarte (orientadora)
Faculdade de Geologia da UERJ

Prof. Dr. Sérgio de Castro Valente (co-orientador)

Banca examinadora:

Prof. Miguel Antônio Tupinambá A. Souza
UERJ – Faculdade de Geologia

Prof. Dr. Rubem Porto Junior
UFRRJ – Departamento de Geociências

Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima
UFRGS – Instituto de Geociências

Prof^a. Dr^a. Célia Diana Ragatky
UERJ – Faculdade de Geologia

Rio de Janeiro / 2009

DEDICATÓRIA

Dedico esta tese ao meu querido avô, Manoel do Couto Corval, que tanto almejou ver este momento concluído. Através de seu exemplo, sua fé e perseverança, foi que a nossa família pôde trilhar um caminho árduo, mas com muitas bênçãos e vitórias.

AGRADECIMENTOS

Quero agradecer, do fundo do meu coração, acima de tudo, ao meu fiel e eterno Deus a quem sirvo e busco. Tu sempre estivestes ao meu lado durante cada légua palmilhada ao longo desta jornada. Sem Ti, nada sou. Obrigado, meu Pai.

Agradeço à Faculdade de Geologia da UERJ por toda a infra-estrutura concedida, sem a qual não seria possível o término desta tese. Agradeço também a minha orientadora, Dra. Beatriz Paschoal Duarte, a paciência, apoio e todos os conhecimentos transmitidos a minha pessoa durante esse período. Faço questão de agradecer aquele que foi, que é e, continuará sendo o eterno mestre na minha vida acadêmica: meu co-orientador, Dr. Sérgio de Castro Valente. Todas as vitórias que tenho alcançado na minha curta vida acadêmica possuem muito da sua contribuição. Espero um dia poder alcançar uma fatia de seu conhecimento na nossa área profissional: a Geoquímica.

Quero agradecer aos meus leais amigos Anderson Cesar Barcellos da Rocha, Jeremias José Costa Correia, Fabiana Salete Pizzotti Guedes, Natália Famelli, Ana Paula Alves, Evânia... São muitos! Não dá para listar. Agradeço por todo apoio e companheirismo demonstrados durante o período de realização desse trabalho. Um agradecimento especial eu dedico aos amigos Alan Wanderley Albuquerque Miranda e Maria Fernanda Barroso Maia, que de maneira ímpar, me ajudaram grandemente ao longo desses quatro anos, em especial, nos momentos de mudanças bruscas na minha vida. Agradeço muito a minha amiga Sheila Fabiana. Você me deu suporte total nesta reta final. Sua ajuda e companheirismo foram essenciais.

Renata, meu amor, obrigado por existir na minha vida e me aturar durante todas os dias em que eu só falava em modelagens petrogenéticas e geodinâmicas.

Finalmente, quero agradecer e muito a minha mãe, Darci Castilho Corval, a grande responsável de eu poder ter chegado a algum lugar nesta vida. Se não fosse por você, nenhum de seus filhos teria vencido! Deus te abençoe! Eu te amo!

RESUMO

CORVAL, Artur. Petrogênese e Contexto Geodinâmico das Suítes Basálticas Toleíticas (de alto-TiO₂ e baixo-TiO₂) do Cretáceo Inferior da Porção Centro-oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar. Orientadores: Beatriz Paschoal Duarte & Sérgio Valente. Rio de Janeiro: UERJ/FGEL, 2009. Tese de Doutorado em Geociências.

As rochas estudadas nesta tese são basaltos toleíticos do Cretáceo Inferior que integram o Enxame de Diques da Serra do Mar (EDSM). Tais rochas ocorrem sob a forma de diques no segmento central da Faixa Ribeira de idade Neoproterozóica, sendo divididas em duas suítes: baixo-TiO₂ e alto-TiO₂. Os estudos petrológicos revelaram a existência de duas suítes de baixo-TiO₂ (A e B) e quatro de alto-TiO₂ (A, B, C e D). Esta provincialidade geoquímica indica uma heterogeneidade mantélica em uma escala notadamente local. Os resultados das modelagens petrogenéticas mostraram que ATA (*Assimilation by Turbulent Ascent*) é o processo evolutivo mais provável para a gênese dos diabásios da suíte A (baixo-TiO₂). Em relação às demais suítes de baixo-TiO₂ e alto-TiO₂, é predominante a ocorrência de processos de assimilação e cristalização fracionada concomitante (AFC). A contrução de diagramas multi-elementares, elaborações de modelos de fusão parcial e discriminação de reservatórios mantélicos com base em dados isotópicos do sistema Sr-Nd-Pb permitiu a conclusão de que, à exceção da suíte B (de baixo-TiO₂), que teria sua gênese associada a um reservatório mantélico enriquecido (EM I), todas as demais suítes do enxame estão associadas a processos de mistura de fontes. Modelagem binária e testes de assimilação simples revelaram que a petrogênese dos basaltos da suíte A (de baixo-TiO₂) envolveu uma grande participação de um componente empobrecido misturado com contribuições muito pequenas de um componente enriquecido. Em contrapartida, as quatro suítes de alto-TiO₂ teriam sua geração associada a derivações a partir da mistura entre componentes enriquecidos e férteis. Finalmente, as modelagens petrogenéticas elaboradas devido à integração de novos dados litogeoquímicos, geocronológicos e, principalmente, isotópicos (Sr-Nd-Pb) para a série toleítica do EDSM permitiram a proposição de um cenário geodinâmico que deve contribuir para o refinamento dos modelos ora propostos para o magmatismo máfico do Cretáceo na porção centro-sul da Placa Sul-Americana.

ABSTRACT

CORVAL, Artur. Petrogênese e Contexto Geodinâmico das Suítes Basálticas Toleíticas (de alto-TiO₂ e baixo-TiO₂) do Cretáceo Inferior da Porção Centro-oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar. Orientadores: Beatriz Paschoal Duarte & Sérgio Valente. Rio de Janeiro: UERJ/FGEL, 2009. Tese de Doutorado em Geociências.

Tholeiitic basalts of Early Cretaceous age integrate the Serra do Mar Dyke Swarm (SMDS) in Southeastern Brazil. These rocks occur as dykes that intrude the Neoproterozoic, Brasiliano-Pan/African rocks of the Ribeira orogen. The SMDS can be divided in a low- and high-TiO₂ suite. The petrological studies revealed the occurrence of two low-TiO₂ suite (A and B) and four high-TiO₂ suite (A, B, C and D). This geochemical provinciality indicates a mantelic heterogeneity in a local scale. The results of the petrogenetic modeling indicate ATA (Assimilation by Turbulent Ascent) as the likely evolutionary process for the B low-TiO₂ suite. In the case of the other low- and high-TiO₂ suite, it is important to note the existence of processes involving assimilation and concomitant fractional crystallisation. The building of multi-elemental diagrams, modal-batch partial melting models and discrimination of mantelic reservoir showed that the petrogenesis of the majority of the low- and high-TiO₂ are related to mixing process of mantelic sources. The only exception correspond to the B low-TiO₂ suite which is generated exclusively by a enriched reservoir (EM I). Binary mixing models and assimilation tests revealed that the petrogenesis of the A low-TiO₂ suite involved a large amount of participation of a depleted component with small contribution of a enriched component. In contrast, the generation of the tholeiitic basalts of all the high-TiO₂ suite are related to a possible mixing between enriched and fertile sources. Finally, the elaborated petrogenetic modeling in association with recent litogeochemical, geochronological and isotope data (Sr-Nd-Pb) to the tholeiitic series of SDMS permit the construction of a geodynamic scenario that must contribute to the refining of the recent proposed modeling to the mafic magmatism of Cretaceous in the center-south portion of South America Plate.

SUMÁRIO

Ficha catalográfica	iii
Dedicatória	v
Agradecimentos	vi
Resumo	vii
Abstract	viii
Sumário	ix
Índice de figuras	xii
Índice de Tabelas	xxii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Apresentação	1
1.2 Objetivos	2
1.3 Justificativas	2
1.4 Métodos de pesquisa	3
1.5 Localização da área de estudo	4
2 REVISÃO TEMÁTICA	6
2.1 Introdução	6
2.2 Os sistemas isotópicos Sr, Nd e Pb: conceitos básicos	6
2.3 Implicações petrogenéticas	10
2.4 Discriminação de reservatórios mantélicos	15
2.5 A Província Basáltica Continental Paraná-Etendeka	24
2.6 Basaltos das bacias de rifte	29
2.7 Enxame de Diques de Ponta Grossa	31
2.8 Enxame de Diques de Florianópolis	33
2.9 Enxame de Diques da Serra do Mar	34

3	APRESENTAÇÃO DOS DADOS	44
3.1	Introdução.....	44
3.2	Dados de campo.....	44
3.3	Petrografia.....	61
3.3.1	<u>Introdução</u>	61
3.3.2	<u>Características Texturais</u>	63
3.3.3	<u>Composição mineralógica</u>	66
3.4	Litogeoquímica: discriminação de séries e classificações.....	73
3.5	Discriminação preliminar de suítes.....	82
3.6	Dados isotópicos Sr-Nd-Pb.....	90
3.7	Geocronologia.....	93
4	PETROGÊNESE DAS SUÍTES DE BAIXO-TiO₂.....	102
4.1	Introdução.....	102
4.2	Análise petrogenética preliminar.....	102
4.3	Modelagem dos possíveis processos evolutivos discriminados.....	106
4.4	Discriminação de suítes de baixo-TiO ₂	110
4.5	Discriminação de processos evolutivos para as duas suítes de baixo-TiO ₂	111
4.6	Quantas fontes geradoras para as duas suítes de baixo-TiO ₂ ?...	115
4.7	Discriminação de componentes mantélicos.....	119
4.8	Modelos de mistura binária.....	123
4.9	A assinatura geoquímica do manto litosférico subcontinental....	127
5	PETROGÊNESE DAS SUÍTES DE ALTO-TiO₂.....	130
5.1	Introdução.....	130
5.2	Análise petrogenética: discriminação de processos evolutivos..	130
5.3	Discriminação das suítes de alto-TiO ₂	136
5.4	Petrogênese das suítes de alto-TiO ₂	139
5.5	Quantas fontes geradoras para as suítes de alto-TiO ₂ ?.....	142
5.6	Discriminação de componentes mantélicos.....	147
5.7	Modelos de mistura binária.....	151
5.8	A assinatura geoquímica do manto litosférico subcontinental....	158

6	CONCLUSÕES	160
6.1	Comparações dos modelos petrogenéticos propostos para as suítes de alto-TiO ₂ e baixo-TiO ₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar.....	160
6.2	Comparações regionais.....	163
6.3	Implicações geodinâmicas dos modelos petrogenéticos propostos.....	168
6.4	Conclusões e trabalhos futuros.....	172
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	174

Apêndices:

- Apêndice A** – Mapa do Enxame de Diques da Serra do Mar
- Apêndice B** – Dados litogeoquímicos
- Apêndice C** – Dados geocronológicos Ar-Ar
- Apêndice D** – Dados isotópicos (Sr-Nd-Pb): Preparação.
- Apêndice E** – Métodos analíticos
- Apêndice F** – Análise regressiva

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1	– Mapa de localização da área de estudo definida pelas folhas topográficas de escala 1:50.000 do IBGE.....	5
Figura 2.1	– Diagrama de variação $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para rochas vulcânicas de diferentes ambientes tectônicos. a) ilustra os quadrantes em que se apresentam os MORBs (<i>Mid-ocean Ridge Basalts</i>) e OIBs (<i>Ocean Island Basalts</i>). b) ilustra os quadrantes em que se apresentam os basaltos do tipo intra-placa continental. (modificado de Wilson, 1989). Os valores isotópicos atuais de Sr e Nd dos reservatórios condriticos são representados por <i>bulk earth</i> . Para <i>mantle array</i> , vide texto.....	16
Figura 2.2	– Diagramas de variação $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ discriminantes de diferentes tipos de suítes basálticas. a) suítes basálticas oceânicas (MORB e OIB); b) basaltos de zonas de subducção; c) basaltos continentais (modificado de Wilson, 1989).....	17
Figura 2.3	– Diagrama de variação $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para rochas da crosta continental superior e inferior. Adicionalmente, a comparação com o campo de sedimentos oceânicos também é mostrada (modificado de Wilson, 1989).....	18
Figura 2.4	– Diagrama bivalente $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mostrando os principais reservatórios oceânicos de Zindler & Hart (1986). DM = manto empobrecido (<i>depleted mantle</i>); BSE = <i>bulk silicate earth</i> ; EM I e EM II = manto enriquecido I e II (<i>enriched mantle</i>); HIMU = manto com altas razões U/Pb (<i>high-μ</i>); PREMA = composição mantélica predominante ou prevalecente (<i>prevalent (or prevailing) mantle</i>) (modificado de Zindler & Hart, 1986).....	19
Figura 2.5	– Diagramas discriminantes de diferentes tipos de reservatórios mantélicos de regiões oceânicas. a) Diagrama bivalente $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mostrando a posição da linha de referência do hemisfério norte (NHRL; <i>northern hemisphere reference line</i> ; Allégre et al., 1988); b) Diagrama bivalente $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mostrando a geócrona de 4,55 Ga. As vulcânicas que plotam nos campos acima da NHRL são do tipo DUPAL. As siglas são as mesmas que definidas na legenda da Figura 2.4 (modificado de Zindler & Hart, 1986).....	21

Figura 2.6	Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná (BELLIENI <i>ET AL.</i> , 1986; NARDY <i>ET AL.</i> , 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).....	25
Figura 2.7	– Diagrama discriminante dos magmas basálticos de baixo-TiO ₂ de Paraná-Etendeka (PEATE, 1997) e das suítes de baixo-TiO ₂ (Serrana e Costa Azul) do EDSM (modificado de Dutra <i>et al.</i> , 2005a). Os diabásios da região de Lumiar foram compilados de Ludka (1997).....	38
Figura 2.8	– Diagrama Sr x Ti/Y com amostras da suíte de alto-TiO ₂ do EDSM nos setores central e norte do Estado do Rio de Janeiro (CORVAL <i>ET AL.</i> , 2005) e os campos discriminantes das suítes basálticas reconhecidas na Província Paraná-Etendeka (PEATE, 1997) (retirado de Corval <i>et al.</i> , 2005).....	40
Figura 3.1	– Articulação de folhas topográficas em escala 1:50.000 (IBGE) da porção central do Estado do Rio de Janeiro.....	45
Figura 3.2	– Blocos de diabásio alinhados, parte deles <i>in situ</i> (Ponto: DB-SV-4). A linha tracejada em branco indica, aproximadamente, os contatos do dique com as rochas encaixantes. Visada para NE.....	47
Figura 3.3	– Ocorrência de dique de diabásio sob a forma de blocos rolados (indicados pelas setas brancas) em estrada pavimentada na região de Trajano de Moraes (Ponto: TM-SV-4). Visada para N.....	48
Figura 3.4	– Dique espesso na região de Conceição de Macabu (Ponto: CM-SV-1). Visada para E.....	49
Figura 3.5	– Dique de diabásio na região de Trajano de Moraes. O contato com as rochas encaixantes gera pequenas ravinas (r) (Ponto: TM-SV-1). Visada para E.....	49
Figura 3.6	– Textura da margem resfriada e do centro de um mesmo dique (Ponto: IT-SV-1).....	50
Figura 3.7	– Veios de carbonatos na margem do dique (Ponto: TR-SV-6). Visada para NE.....	51
Figura 3.8	– Variações de cores e granulometria resultantes de metassomatismo. A coloração avermelhada e a granulometria mais fina indicam proximidade do contato (ponto DB-SV-2). Visada para E.....	51
Figura 3.9	– Diáclases (setas duplas) com espaçamento métrico em dique de diabásio da região de Trajano de Moraes (Ponto: TM-SV-3). Visada para E.....	52
Figura 3.10	– Diáclases (em escala centimétrica) observadas em margem resfriada de dique da área de estudo (Ponto: TR-SV-2). Visada para NNE.....	52

Figura 3.11	– Capa de alteração de aspecto ferruginoso, possivelmente constituída de hidróxidos, em bloco de diabásio da região de Santa Maria Madalena. Notar que a parte interna do bloco está inalterada (Pontos: SMM-SV-1 e TM-SV-1).....	53
Figura 3.12	– Esfoliação esferoidal em dique de diabásio da região de Renascença. (Ponto: RN-SV-1). Visada para S.....	54
Figura 3.13	– Regolito de coloração marrom claro resultante da alteração de dique de diabásio da região de Conceição de Macabu (Ponto: CM-SV-1). Visada para NE.....	54
Figura 3.14	– Exposição de blocos rolados de diabásio (indicados pela seta branca) em meio ao regolito (r) de cor ocre (Pontos: TM-SV-1, TM-SV-4 e RN-SV-1).....	55
Figura 3.15	– Foto mostrando exemplos de rochas encaixantes típicas da área estudada. a) gnaiss milonítico (Ponto: TR-SV-4); b) gnaiss granítico (Ponto: TR-SV-5).....	55
Figura 3.16	– Rocha encaixante (biotita-granada-plagioclásio gnaiss porfiroblástico) da região de Renascença. Grãos milimétricos a centimétricos de granada (círculo) constituem os porfiroblastos deste gnaiss (Ponto: RN-SV-1). Visada para W.....	56
Figura 3.17	– Rocha encaixante muito alterada na região de Conceição de Macabu (Ponto CM-SV-1). Visada para W.....	57
Figura 3.18	– Intrusão retilínea de dique de diabásio próximo a uma pequena cachoeira. (Ponto PS-SV-3). Visada para SW.....	57
Figura 3.19	– Dique escalonado na região de Anta (Ponto: AN-SV-4). Visada para SW.....	58
Figura 3.20	– Desenho de caderneta de campo mostrando forma intrusiva bifurcada observada em dique de diabásio da região de Renascença (Ponto RN-SV-1).....	59
Figura 3.21	– Xenólitos arredondados (círculos) de composição granítica em bloco de diabásio (Ponto: PS-SV-5).....	60
Figura 3.22:	– Amígdalas preenchidas por material carbonático em bloco de diabásio. (Ponto: TR-SV-7).....	61
Figura 3.23	– Fotomicrografia com glomeropórfiros de augita (círculo) em margem resfriada hipohialina e intersertal de dique de diabásio da região de Três Rios (nicóis cruzados; amostra: TR-SV-4d).....	64
Figura 3.24	– Fotomicrografia de microxenólito de quartzito presente na margem resfriada de dique basáltico de matriz hipohialina na região de Três Rios (nicóis cruzados; amostra: TR-SV-7a). Quartzo = qtz.....	65
Figura 3.25	– Fotomicrografia mostrando textura intergranular com grãos subédricos de augita (au) nos interstícios dos grãos de plagioclásio em dique de diabásio da região de Santa Maria Madalena (nicóis cruzados; amostra: SMM-SV-2).....	65
Figura 3.26	– Textura intersertal, com vidro (marrom escuro) preenchendo os interstícios dos grãos (nicóis cruzados; amostra: RN-SV-1a).....	66

Figura 3.27	– Fotomicrografias mostrando textura subofítica (círculos brancos) em dique de diabásio da região de Santa Maria Madalena (amostra: SMM-SV-2). Augita (au) é o mineral hospedeiro, enquanto o plagioclásio (pl) é a inclusão. a) Nicóis paralelos; b) Nicóis cruzados.....	67
Figura 3.28	– Fotomicrografia mostrando textura granofírica (gf) em dique de diabásio da região de Santa Maria Madalena. (nicóis cruzados; amostra: SMM-SV-1).....	67
Figura 3.29	– Fotomicrografia com fenocristais incolores, euédricos e colunares de plagioclásio (pl) encontrados na margem resfriada de dique de diabásio da região de Renascença (nicóis cruzados; amostra: RN-SV-1c).....	68
Figura 3.30	– Fotomicrografia mostrando grãos de augita (au) de cor castanho-claro com as bordas alteradas para biotita (bt) e uralita (u) coexistentes com grãos de pigeonita (pg) em dique de diabásio da região de Trajano de Moraes (nicóis paralelos; amostra: TM-SV-1).....	69
Figura 3.31	– Fotomicrografia mostrando grão subédrico de mineral opaco (op) com inclusão de grão de plagioclásio (pl) em dique da região de Conceição de Macabu. (nicóis paralelos; amostra: CM-SV-1b).....	70
Figura 3.32	– Fotomicrografia mostrando grãos anédricos de mineral opaco (op) em dique de diabásio da região de Renascença (nicóis paralelos; amostra: RN-SV-1e).....	71
Figura 3.33	– Fotomicrografia de minerais opacos esqueléticos e <i>espinha-de-peixe</i> em matriz hipocristalina da porção central de um dique na região de Três Rios (nicóis paralelos; amostra: TR-SV-4e).....	71
Figura 3.34	– Fotomicrografia com grão euédrico acicular de apatita (ap) em dique de diabásio da região de Renascença (nicóis paralelos; amostra: RN-SV-1e).....	72
Figura 3.35	– Saussurita, com cor de interferência de terceira ordem, sobre grãos de plagioclásio (nicóis cruzados; amostra: TM-SV-4).....	73
Figura 3.36	– Fenocristais de olivina, plagioclásio e augita em dique de diabásio na cidade do Rio de Janeiro (nicóis cruzados; amostra: RJ-17A).....	74
Figura 3.37	– Fenocristal de olivina euédrica exibindo minerais de alteração nas fraturas (bowlingita e idingisita) (nicóis paralelos; amostra: CF-TD-03e; Dutra, 2006).....	74
Figura 3.38	– Diagrama TAS de discriminação de séries (IRVINE & BARAGAR, 1971) para os diabásios estudados. Dados recalculados para 100% em base anídrica.....	79
Figura 3.39	– Diagrama AFM de discriminação de séries toleítica e calcioalcalina (IRVINE & BARAGAR, 1971) para os diabásios estudados. $A = Na_2O + K_2O$; $F = Fe_2O_3^t$; $M = MgO$ (em %peso). Dados recalculados para 100% em base anídrica.....	79

Figura 3.40	– Diagrama de classificação de rochas (LEMAITRE, 1989) para os diabásios estudados. Dados recalculados para 100% em base anídrica.....	80
Figura 3.41	– Diagramas de classificação de rochas para as amostras estudadas (WINCHESTER & FLOYD, 1977). (a) - Nb/Y versus Zr/TiO ₂ ; (b) - Zr/TiO ₂ versus SiO ₂ . A amostra FR-2001B é a única plotada no campo do basanita/nefelinito na Figura 3.40a por apresentar teores de Nb anormalmente elevados.....	81
Figura 3.42	– Diagrama de Harker para TiO ₂ discriminante entre suítes de baixo-TiO ₂ e alto-TiO ₂ onde são plotadas as cento e doze amostras estudadas.....	85
Figura 3.43	– Diagrama de variação TiO ₂ versus MgO discriminante entre suítes de baixo-TiO ₂ e alto-TiO ₂ onde são plotadas as cento e doze amostras estudadas.....	85
Figura 3.44	– Diagrama de variação Sr versus MgO discriminante entre suítes de baixo-TiO ₂ e alto-TiO ₂ onde são plotadas as cento e doze amostras estudadas.....	86
Figura 3.45	– Diagrama de variação Zr versus MgO discriminante entre suítes de baixo-TiO ₂ e alto-TiO ₂ onde são plotadas as cento e doze amostras estudadas.....	86
Figura 3.46	– Dados isotópicos Sr-Nd (corrigidos para 132 Ma) para vinte e três amostras de basaltos de baixo-TiO ₂ e alto-TiO ₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar. As setas indicam os possíveis <i>trends</i> associados a fontes empobrecidas e enriquecidas.....	91
Figura 3.47	– Diagrama bivalente ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb versus ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb para doze amostras de basaltos do Enxame de Diques da Serra do Mar. O diagrama mostra a posição da linha de referência do hemisfério norte (NHRL; <i>northern hemisphere reference line</i> ; ALLÉGRE ET AL., 1988). BSE = <i>bulk silicate earth</i> ; MORB = basaltos de cadeias meso-oceânicas (<i>Mid Ocean Ridge Basalts</i>) (modificado de Zindler & Hart, 1986).....	92
Figura 3.48	– Diagrama bivalente ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb versus ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb para doze amostras de basaltos do Enxame de Diques da Serra do Mar. A comparação com o campo de sedimentos oceânicos também é mostrada (modificado de Zindler & Hart, 1986).....	93
Figura 3.49	– Diagramas de correlação ³⁶ Ar/ ⁴⁰ Ar – ³⁹ Ar/ ⁴⁰ Ar para os grãos de plagioclásio da amostra TM-B-28.....	95
Figura 3.50	– Diagramas de correlação ³⁶ Ar/ ⁴⁰ Ar – ³⁹ Ar/ ⁴⁰ Ar para os grãos de plagioclásio da amostra FC-WT-28.....	96
Figura 3.51	– Diagramas de correlação ³⁶ Ar/ ⁴⁰ Ar – ³⁹ Ar/ ⁴⁰ Ar para os grãos de plagioclásio da amostra FC-WT-28.	97
Figura 3.52	– Diagramas de correlação ³⁶ Ar/ ⁴⁰ Ar – ³⁹ Ar/ ⁴⁰ Ar para rocha total da amostra BG-TD-02a.	97

Figura 3.53	– Diagrama Ar/Ar (<i>step heating</i>) para rocha total do dique basáltico BG-TD-02a. O gráfico mostra a fração cumulativa da perda de ^{39}Ar versus idade (em Ma). Os platôs em magenta fornecem resultados. Os platôs na cor ciano são rejeitados.....	98
Figura 3.54	– Diagrama Ar/Ar (<i>step heating</i>) para rocha total do dique basáltico CF-TD-06a. O gráfico mostra a fração cumulativa da perda de ^{39}Ar versus idade (em Ma). Os platôs em magenta fornecem resultados. Os platôs na cor ciano são rejeitados.....	98
Figura 3.55	– Diagramas de correlação $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ para rocha total da amostra SQ-TD-01c.....	99
Figura 4.1	– Diagramas de variação para elementos maiores 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..	104
Figura 4.2	– Diagramas de variação para elementos traços 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..	105
Figura 4.3	– Diagrama mostrando os testes dos modelos de AFC para razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (corrigidos para 132 Ma) dos basaltos toleíticos da suíte de baixo- TiO_2 da área estudada. Os valores de Kd utilizados no modelo são aqueles sugeridos por Rollinson (1993). Os valores de r foram utilizados conforme sugestão apresentada em Taylor (1980). A assembléia fracionante é constituída por 10% de olivina, 40% de clinopiroxênio e 50% de plagioclásio.....	109
Figura 4.4	– Diagrama La/Nb versus La/Yb discriminante das suítes de baixo- TiO_2 (A e B) reconhecidas na porção centro-oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar. Os quadrados verdes indicam duas amostras das referidas suítes com o mesmo grau de evolução (isto é, com diferenças de teores de MgO menores que o erro analítico; Tabela 4.4).....	110
Figura 4.5	– Diagramas de Harker mostrando as razões isotópicas iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para amostras das suítes de baixo- TiO_2 da área estudada. (a) Suíte A. (b) Suíte B. As curvas lineares, suas respectivas equações, quadrados dos coeficientes de correlação (R^2) e níveis de significância (NS_L) são mostrados nos diagramas. ATA = <i>Assimilation during Turbulent Ascent</i> (KERR ET AL., 1995); AFC = <i>Assimilation and Fractional Crystallization</i> (DEPAOLO, 1981).....	113
Figura 4.6	– Diagrama de variação multi-elementar normalizado para o condrito de Thompson (1982), onde são plotadas a amostras referentes à suíte A. Dados litogeoquímicos considerados relevantes são indicados no diagrama.....	115

Figura 4.7	– Diagrama de variação multi-elementar normalizado para o condrito de Thompson (1982), onde são plotadas as amostras referentes à suíte B. Os dados das amostras estão contidos no <i>inset</i>	116
Figura 4.8	– Diagrama mostrando os resultados de modelos de fusão parcial em equilíbrio modal para as suítes A e B de baixo-TiO ₂ do EDSM na área de estudo. O retângulo delimita o intervalo de valores de F gerador de basaltos toleíticos (MYSEN & KUSHIRO, 1977; JACQUES & GREEN, 1980).....	117
Figura 4.9	– Diagrama bivalente $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. As amostras menos contaminadas das suítes A e B de baixo-TiO ₂ estão indicadas. DM=manto empobrecido (<i>depleted mantle</i>); EM I e EM II=manto enriquecido I e II (<i>enriched mantle</i>); HIMU=manto com altas razões U/Pb (<i>high-μ</i>) (ZINDLER & HART, 1986); MLSC=manto litosférico subcontinental (ROCK, 1991); TC=Tristão da Cunha (LEROEX ET AL., 1989). Dados conforme tabela 2.5, corrigidos para 132 Ma.....	120
Figura 4.10	– Diagrama bivalente $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ discriminante de diferentes tipos de componentes mantélicos. As amostras menos contaminadas das suítes A e B de baixo-TiO ₂ estão indicadas. Siglas conforme Figura 4.9. BSE = <i>bulk silicate earth</i> ; MORB = basaltos de cadeia meso-oceânica; PREMA = composição mantélica predominante ou prevalente (<i>prevalent (or prevailing) mantle</i>) (modificado de Zindler & Hart, 1986).....	121
Figura 4.11	– Diagramas discriminantes de diferentes tipos de componentes mantélicos. Siglas conforme figura 4.9 e 4.10. a) Diagrama bivalente $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; b) Diagrama bivalente $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. As amostras menos contaminadas das suítes A e B de baixo-TiO ₂ estão indicadas. Os dados usados para a construção dos campos associados aos reservatórios mantélicos são os mesmos inseridos na tabela 2.5. Os dados foram corrigidos para 132 Ma (à exceção dos dados de Pb).....	122
Figura 4.12	– Diagrama Rb/Sr versus Sm/Nd com resultados do modelo binário entre um componente empobrecido (N-MORB; HART ET AL., 1999; KLEIN, 2004) e enriquecido (Lamproíte; ROCK, 1991). As amostras menos contaminadas da suíte A da área de estudo aparecem plotadas no diagrama. Os incrementos a intervalos (f) da curva de mistura são indicados, bem como as composições dos membros finais.....	124

- Figura 4.13 – Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ com resultados do modelo binário entre um componente empobrecido (N-MORB; HART ET AL., 1999; KLEIN, 2004) e enriquecido (Lamproito; ROCK, 1991). Os dados isotópicos foram corrigidos para 132 Ma. As amostras menos contaminadas da suíte A da área de estudo aparecem plotadas no diagrama. Os incrementos a intervalos (f) da curva de mistura são indicados, bem como as composições dos membros finais..... 125
- Figura 4.14 – Diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ com resultados do modelo binário entre um componente empobrecido (composições de D-MORB e N-MORB da tabela 2.5) e enriquecido (Lamproito; ROCK, 1991). A curva de mistura é mostrada com incrementos a intervalos (f) que são exibidos no *inset* da figura. Os parâmetros estão indicados na figura. A seta indica a amostra FC-WT-28 que melhor se ajusta à curva de mistura gerada pelo modelo proposto..... 126
- Figura 5.1 – Diagramas de variação para elementos maiores para os diabásios de alto- 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. $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{t}}$ é ferro total sob a forma de ferro férrico..... 132
- Figura 5.2 – Diagramas de MgO para elementos traços discriminantes de processos evolutivos para a suíte de alto- 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..... 133
- Figura 5.3 – Diagrama MgO versus La/Yb discriminante das suítes de alto- TiO_2 (A, B, C e D) reconhecidas na porção centro-oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar. Os losangos verdes indicam quatro amostras selecionadas, com mesmo grau de evolução, mas valores bastante distintos da razão La/Yb . As quantidades (n) de amostras de cada suíte estão indicadas..... 136
- Figura 5.4 – Diagramas de variação para MgO mostrando as razões isotópicas iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ dos diabásios da suíte B (alto- TiO_2) da área estudada. As curvas lineares, suas respectivas equações, quadrados dos coeficientes de correlação (R^2) e níveis de significância (NS_L) são mostrados nos diagramas. A quantidade (n) de amostras considerada na regressão é onze..... 140
- Figura 5.5 – Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(132)}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(132)}$ com os dados isotópicos dos diabásios da suíte B (alto- TiO_2) da área estudada sobrepostos à curva de AFC (cruzes) com intervalos de $F=0,1$. Os valores de K_d utilizados no modelo são aqueles sugeridos por Rollinson (1993). A assembléia fracionante é constituída por 10% de olivina, 40% de clinopiroxênio e 50% de plagioclásio..... 141

Figura 5.6	– Diagrama de variação multi-elementar normalizado para o condrito de Thompson (1982), onde são plotadas as amostras representativas dos líquidos parentais das suítes A,B,C e D. Os dados das amostras estão indicados.....	143
Figura 5.7	– Diagrama mostrando os resultados de modelos de fusão parcial em equilíbrio modal para as suítes A, B, C e D de alto-TiO ₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar na área de estudo. O retângulo delimita o intervalo de valores de F gerador de basaltos toleíticos (MYSEN & KUSHIRO, 1977; JACQUES & GREEN, 1980). Os dados utilizados no modelo estão indicados.....	144
Figura 5.8	– Diagrama bivalente $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. As amostras menos contaminadas das suítes A, B e D de alto-TiO ₂ estão indicadas. DM=manto empobrecido (<i>depleted mantle</i>); EM I e EM II=manto enriquecido I e II (<i>enriched mantle</i>); HIMU=manto com altas razões U/Pb (<i>high-μ</i>) (ZINDLER & HART, 1986); MLSC=manto litosférico subcontinental (ROCK, 1991); TC=Tristão da Cunha (LEROEX ET AL., 1989). Dados conforme tabela 2.5, corrigidos para 132 Ma. A composição isotópica da amostra FR-2001B está indicada.....	148
Figura 5.9	– Diagramas discriminantes de diferentes tipos de componentes mantélicos. Siglas conforme figura 5.13. MORB = basaltos de cadeia meso-oceânica. a) Diagrama bivalente $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; b) Diagrama bivalente $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. A amostra FR-2001B da suíte B de alto-TiO ₂ está indicada. Os dados usados para a construção dos campos associados aos reservatórios mantélicos são os mesmos inseridos na tabela 2.5. Dados corrigidos para 132 Ma (à exceção dos dados de Pb).....	150
Figura 5.10	– Tipos de componentes mantélicos. As amostras contaminadas da suíte B de alto-TiO ₂ estão indicadas. BSE = <i>bulk silicate earth</i> ; PREMA = composição mantélica predominante ou prevalecente (<i>prevalent (or prevailing) mantle</i>) (modificado de Zindler & Hart, 1986). Outras siglas conforme Figura 5.8 e 5.9.....	151
Figura 5.11	– Diagrama La/Yb versus La/Nb com resultados do modelo binário entre um componente fértil (do tipo pluma Tristão da Cunha; LEROEX ET AL., 1989) e enriquecido (Lamproito; ROCK, 1991). As amostras menos contaminadas da suíte A, B, C e D da área de estudo aparecem plotadas no diagrama. Os incrementos a intervalos $f=10\%$ da curva de mistura são indicados, bem como as composições dos membros finais.....	153

- Figura 5.12 – Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ com resultados do modelo binário entre um componente fértil (do tipo pluma; basanitos de Tristão da Cunha; LEROEX *ET AL.*, 1989) e enriquecido (Lamproíto; ROCK, 1991). Os dados isotópicos foram corrigidos para 132 Ma. As amostras menos contaminadas da suíte A, B e D da área de estudo aparecem plotadas no diagrama. Os incrementos a intervalos (f) da curva de mistura são indicados, bem como as composições dos membros finais..... 154
- Figura 5.13 – Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ com resultados do modelo binário entre um componente fértil (do tipo pluma; basanitos de Tristão da Cunha; LEROEX *ET AL.*, 1989) e enriquecido (EM-II; ZINDLER & HART, 1986; LUDKA, 2000; JACKSON & DAGSPUTA, 2008). Os dados isotópicos foram corrigidos para 132 Ma. As amostras menos contaminadas da suíte A, B e D da área de estudo aparecem plotadas no diagrama. Os incrementos a intervalos f variáveis da curva de mistura são indicados, bem como as composições dos membros finais..... 155
- Figura 5.14 – Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ com resultados do modelo binário entre um componente fértil (composições do tipo pluma da tabela 2.5) e enriquecido (Lamproíto; ROCK, 1991). Os incrementos a intervalos variáveis de f da curva de mistura, bem como os parâmetros utilizados no modelo, estão indicados..... 157
- Figura 6.1 – Diagrama discriminante La/Nb versus La/Yb das suítes de baixo-TiO₂ (Serrana e Costa Azul) do Enxame de Diques da Serra do Mar (modificado de Monteiro & Valente, 2003). As suítes A e B estudadas nesta tese de doutorado são plotadas no diagrama..... 163
- Figura 6.2 – Diagrama discriminante dos magmas basálticos de baixo-TiO₂ de Paraná-Etendeka (PEATE, 1997) e das suítes de baixo-TiO₂ (A: Costa Azul e B: Serrana) do Enxame de Diques da Serra do Mar. As amostras de Lumiar (LUDKA, 1997) também são inseridas no diagrama..... 165
- Figura 6.3 – Diagrama Sr x Ti/Y com amostras das quatro suítes de alto-TiO₂ discriminadas na área de estudo inseridas nos campos discriminantes das suítes basálticas reconhecidas na Província Paraná-Etendeka (PEATE, 1997)..... 167
- Figura 6.4 – Cenários geodinâmicos associados à formação das suítes de alto-TiO₂ e baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar (EDSM): (a) Diagrama representativo de uma litosfera continental estirada (de mesma espessura) e uma pluma em ascensão nas latitudes do EDSM, sob diferentes fatores β , dentro do contexto petrogenético das suítes de alto-TiO₂. (b) Bloco diagrama mostrando o modelo geodinâmico de geração dos diabásios da suíte B (Serrana). (c) e (d) Bloco diagrama mostrando o modelo geodinâmico de geração dos diabásios da suíte A (Costa Azul). ZCPA é a Zona de Cisalhamento do Além Paraíba. A figura não está em escala..... 170

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 2.1	– Ocorrências naturais de isótopos de Rb e Sr e suas respectivas abundâncias isotópicas. Z é o número atômico...	6
Tabela 2.2	– As abundâncias isotópicas, as meias-vidas e as constantes de decaimento do ^{238}U ; ^{235}U e ^{232}Th (STEIGER & JÄGER, 1977; LEDERER ET AL., 1967).....	9
Tabela 2.3	– Características isotópicas (Sr-Nd) de reservatórios crustais e mantélicos e de séries basálticas relacionadas a diferentes processos evolutivos.....	11
Tabela 2.4	– Razões isotópicas de Nd em um reservatório de composição condritica no tempo presente (WASSERBURG ET AL., 1981).....	12
Tabela 2.5	– Características isotópicas de reservatórios mantélicos. O valor de Sm para TC (Tristão da Cunha) foi calculado para resultar numa razão Sm/Nd típica de OIBs.....	22
Tabela 2.6	– Valores das razões entre elementos traços incompatíveis e de TiO_2 (%peso) usados como índices discriminantes das suítes de baixo- TiO_2 e alto- TiO_2 para a Província Paraná-Etendeka (PEATE ET. AL., 1992; 1999).....	26
Tabela 2.7	– Suítes, respectivos nomes e processos evolutivos discriminados no Enxame de Diques da Serra do Mar (VALENTE, 1997; CORVAL, 2005; DUTRA, 2006; GUEDES, 2007). As suítes de alto- TiO_2 A, B e C foram discriminadas por Guedes (2007), enquanto que as suítes 1, 2 e 3 foram discriminadas por Corval (2005). AFC é <i>Assimilation and Fractional Crystallization</i> (DePaolo, 1981). Os processos evolutivos das suítes C, 2 e 3 não puderam ser discriminados devido ao pequeno número de amostras (CORVAL, 2005; GUEDES, 2007).....	36
Tabela 2.8	– Suítes, respectivos nomes, razões $\text{La/Yb}_{(N)}$ e $\text{La/Nb}_{(N)}$ dos líquidos parentais normalizadas ao condrito (THOMPSON ET AL.; 1984) e fontes mantélicas discriminadas na província (VALENTE, 1997; TETZNER, 2002; CORVAL, 2005; DUTRA, 2006; GUEDES, 2007). As suítes de alto- TiO_2 A, B e C foram discriminadas por Guedes (2007), enquanto que as suítes 1, 2 e 3 foram discriminadas por Corval (2005).....	36
Tabela 3.1	– Valores máximos, mínimos, médias, desvios-padrão e coeficientes de variação de óxidos e elementos dos diabásios do EDSM (Fe_2O_3^t é ferro total sob a forma de ferro férrico; PF é a perda ao fogo e n é o número de amostras)...	77
Tabela 3.2	– Valores máximos, mínimos, médias e desvios-padrão da norma CIPW das amostras estudadas. 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=diopísídio, Mt=magnetita, Il=ilmenita e Ap=apatita.....	80

Tabela 3.3	–	Relação de cento e doze amostras de diabásio estudadas e discriminadas em suítes de baixo-TiO ₂ e alto-TiO ₂ segundo os critérios de Bellieni <i>et al.</i> , 1983; Hergt <i>et al.</i> , 1991.....	83
Tabela 3.4	–	Amostras representativas das composições dos líquidos parentais e dos líquidos mais evoluídos da suíte de baixo-TiO ₂ da área estudada.....	87
Tabela 3.5	–	Amostras representativas das composições dos líquidos parentais e dos líquidos mais evoluídos da suíte de alto-TiO ₂ da área estudada.....	88
Tabela 3.6	–	Tabela das amostras selecionadas para análises geocronológicas Ar-Ar (rocha total ou plagioclásio).....	94
Tabela 3.7	–	Idades (Ar-Ar) para as rochas basálticas toleíticas das suítes de baixo-TiO ₂ e alto-TiO ₂ da porção centro-oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar.....	99
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 e NS _P = nível de significância para a correlação polinomial. Elementos, óxidos e valores em vermelho estão relacionados à dispersão e não têm significado petrogenético.....	103
Tabela 4.2	–	Sumário dos resultados dos testes de modelagem de cristalização fracionada, mostrando a quantidade (%) de cristalização fracionada (1-F), 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 CO-SV-1).....	107
Tabela 4.3	–	Variação da razão entre elementos traços incompatíveis imóveis dentro da suíte de baixo-TiO ₂ da área de estudo.....	108
Tabela 4.4	–	Relação de quarenta e duas amostras de diabásio estudadas e discriminadas em suítes de baixo-TiO ₂ segundo os critérios baseados nas variações das razões La/Yb e La/Nb. Os teores de MgO e SiO ₂ (em % de peso) também são apresentados. Amostras com o mesmo grau de evolução são destacadas em vermelho.	112
Tabela 4.5	–	Razões isotópicas iniciais de ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr, ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd e ξ Nd (corrigidas para 132 Ma) dos diabásios pertencentes às suítes A e B de baixo-TiO ₂ da porção centro-oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar.....	113
Tabela 4.6	–	Resultados dos modelos de fusão parcial em equilíbrio modal realizados para amostras de diabásios das suítes A e B de baixo-TiO ₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar com diferentes valores de razão La/Yb _(N) . Os valores das razões La/Yb _(N) necessários à geração dos líquidos representados pelas amostras FC-WT-28 (Suíte A) e TM-B-28 (Suíte B) são mostrados na tabela.....	119

Tabela 4.7	– Resultados dos modelos de mistura binária envolvendo componentes do tipo MORB (HART <i>ET AL.</i> , 1999) e MLSC (Lamproíto; ROCK, 1991) com base em seus teores de La, Yb e Nb. Os valores de f indicam a quantidade de mistura do membro A.....	128
Tabela 5.1	– Valores dos quadrados de coeficientes de correlação (R^2) e níveis de significância (NS) para óxidos e elementos traços selecionados para os diabásios de alto-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 e NS _P = nível de significância para a correlação polinomial. Fe ₂ O ₃ ^t é ferro total sob a forma de ferro férrico. Total de amostras (n): 70. Grau de liberdade: n - 2.....	131
Tabela 5.2	– Sumário dos resultados dos testes de modelagem de cristalização fracionada, mostrando a quantidade (%) de cristalização fracionada (1-F), 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 VL-SV-2).....	135
Tabela 5.3	– Diferenças percentuais das razões entre elementos traços incompatíveis imóveis dentro da suíte de alto-TiO ₂ da área de estudo. O grau de evolução (teor de MgO) também é mostrado na tabela.....	135
Tabela 5.4	– Relação das amostras das quatro suítes (A, B, C e D) de alto-TiO ₂ discriminadas na porção centro-oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar. Os teores de TiO ₂ e MgO (em %peso) são listados.....	137
Tabela 5.5	– Razões isotópicas iniciais de ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr, ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd e eNd (corrigidas para 132 Ma) dos diabásios pertencentes às suítes A, B e D da porção centro-oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar. Não há dados isotópicos gerados para os diabásios da suíte C. Os dados isotópicos indicados com (*) foram compilados de Valente (1997).....	138
Tabela 5.6	– Variação da razão entre elementos traços incompatíveis imóveis entre as amostras parental (P-4) e a mais evoluída (TR-04-6C) da suíte A (alto-TiO ₂) da área de estudo.....	139
Tabela 5.7	– Resultados dos testes de modelagem de cristalização fracionada. (1-F) é a quantidade de cristalização fracionada. Valores normalizados para o condrito (Thompson, 1982).....	140
Tabela 5.8	– Resultados dos modelos de fusão parcial em equilíbrio modal realizados para amostras de diabásios das suítes A, B, C e D (alto-TiO ₂) do Enxame de Diques da Serra do Mar com diferentes valores de razão La/Yb _(N) . Os valores das razões La/Yb _(N) necessários à geração dos líquidos representados pelas amostras P5 (Suíte A), P-14A (Suíte B), DB-I-4 (Suíte C) e RJ-8A (Suíte D) são mostrados na tabela.....	145

Tabela 5.9 – Resultados dos modelos de mistura binária envolvendo componentes do tipo pluma (LEROEX <i>ET AL.</i> , 1989) e MLSC (Lamproíto; ROCK, 1991) com base em seus teores de La, Yb e Nb. Os valores de f indicam a quantidade de mistura do membro A. Os valores de $Pluma_N$ e $MLSC_N$ foram normalizados para o condrito de Thompson (1982).....	159
---	-----

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

Esta tese é um requisito parcial para a obtenção do grau de doutor no programa de pós-graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ).

O tema abordado nesta tese de doutorado é a petrogênese e o contexto geodinâmico das suítes basálticas toleíticas (de alto-TiO₂ e baixo-TiO₂) do Cretáceo Inferior da porção centro-oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar (Figura 1.1) (VALENTE, 1997). Esta tese teve como objetivo obter dados isotópicos (Sr-Nd-Pb) e geocronológicos (Ar-Ar) para os basaltos toleíticos do referido enxame. Os novos dados isotópicos e geocronológicos serão utilizados no refinamento dos modelos petrogenéticos já existentes para o enxame, elaborados com base em litogeoquímica de elementos maiores e traços (CORVAL, 2005; DUTRA, 2006). Os modelos petrogenéticos deverão ser associados àqueles já existentes para outras províncias máficas no centro-sul do Brasil e utilizados na elaboração de um modelo geodinâmico integrado para o magmatismo basáltico toleítico de idade Cretácea Inferior desta parte da Plataforma Sul-Americana (p.ex.: TURNER *ET AL.*, 1994; ERNESTO *ET AL.*, 2002). Este modelo foi construído de modo a permitir a interpretação e a análise das contribuições relativas de componentes mantélicos para o magmatismo no Cretáceo Inferior no sudeste do Brasil, bem como dos processos petrogenéticos evolutivos relacionados a este magmatismo e os controles do rifteamento do continente Gondwana e a conseqüente abertura do oceano Atlântico Sul.

A tese 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

Os objetivos específicos deste trabalho incluem: 1) a produção e interpretação de dados isotópicos (Sr-Nd-Pb) e geocronológicos (Ar-Ar) para as rochas das suítes basálticas toleíticas de alto-TiO₂ e baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar no segmento central da Faixa Ribeira dentro do Estado do Rio de Janeiro; e 2) a elucidação dos processos petrogenéticos relacionados a estas rochas com base em modelamento geoquímico quantitativo. A abordagem quantitativa constitui uma prática rotineira nos projetos de pesquisa coordenados pelos orientadores desta tese de doutorado (p.ex.: VALENTE *ET AL.*, 1999; DUARTE *ET AL.*, 2004).

1.3 Justificativas

A porção centro-sul da Placa Sul-Americana é constituída por várias províncias basálticas toleíticas continentais do Cretáceo Inferior (p.ex.: ALMEIDA & CARNEIRO, 1989). Uma quantidade apreciável de dados geoquímicos e geocronológicos, dentre outros, tem sido produzida para algumas destas províncias, com destaque para os basaltos de Paraná-Etendeka (p.ex.: ERNESTO *ET AL.*, 2002). Todavia, o Enxame de Diques da Serra do Mar (VALENTE, 1997) só tem sido estudado mais recentemente (p.ex.: VALENTE *ET AL.*, 2002; MARQUES *ET AL.*, 2003).

A provincialidade geoquímica, em termos de suítes 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.: GIBSON *ET AL.*, 1995a). Trabalhos pioneiros realizados na porção central do enxame apontavam para a existência de apenas uma suíte do tipo alto-TiO₂ na série toleítica (p.ex.: VALENTE *ET AL.*, 1998). No entanto, dados recentes indicam que a série também inclui suítes de baixo-TiO₂ (TETZNER, 2002; CORVAL, 2005; DUTRA, 2006). 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 (p.ex.: PEATE, 1997). Obviamente,

a provincialidade geoquímica do enxame 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. 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.

1.4 Métodos de pesquisa

Para alcançar os objetivos previstos, fez-se necessária a adoção de um método de trabalho que utiliza diversas ferramentas. O conjunto de atividades metodológicas relacionadas à presente tese é mostrado a seguir:

- 1) Levantamento bibliográfico sobre temas afins à pesquisa (magmatismo basáltico Mesozóico-Cenozóico do sul-sudeste do Brasil, metodologias dos sistemas isotópicos Sr-Nd-Pb e geocronologia Ar-Ar);
- 2) Trabalhos 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 do dique 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 inalteradas.
- 3) Seleção e preparação das amostras para proceder às análises petrográficas;
- 4) Análise petrográfico-petrográfica das amostras coletadas, incluindo estudo sob microscópio de luz transmitida (fases transparentes) e luz refletida (fases opacas), e integração com resultados da análise petrográfica já realizada para os diques da área alvo durante o desenvolvimento da dissertação de mestrado (CORVAL, 2005). A análise petrográfica também servirá à seleção das amostras para proceder às análises geoquímicas, isotópicas e geocronológicas;

5) Obtenção e tratamento dos dados de análises litogeoquímicas e isotópicas (Sr-Nd-Pb) para amostras representativas das suítes basálticas identificadas no Enxame de Diques da Serra do Mar. Os procedimentos analíticos relacionados às análises isotópicas e métodos de lixiviação são descritos em detalhe em Potts (1987) e Valente *et al.* (2002) e foram adaptados de modo a se adequarem às rotinas dos laboratórios onde as amostras foram analisadas (IG-UnB). Estes procedimentos envolvem, fundamentalmente, dissolução sob HF, HNO₃ e HCl, seguida de separação em colunas com resinas especiais e análise por espectrometria de massa ou ICP-MS;

6) Análises geocronológicas (Ar-Ar): preparação de amostras, produção e tratamento de dados de geocronologia Ar-Ar para um total de 15 amostras; e

7) Integração dos dados, elaboração dos modelos petrogenéticos e geodinâmicos para a área alvo e elaboração do documento final da tese e defesa da mesma.

1.5 Localização da área de estudo

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 e 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 área de estudo refere-se à porção centro-oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar, inserindo-se no Estado do Rio de Janeiro, em região limitada pelas coordenadas 43°45'-41°45'W e 23°15'-21°45'S (Figura 1.1).

Mosaico das folhas topográficas IBGE (1:50.000) correspondente à área de estudo

Petrogênese e contexto geodinâmico das suítes basálticas toleíticas do Cretáceo Inferior da porção centro-oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar

Tese de doutorado: Corval, 2009

Faculdade de Geologia-UERJ

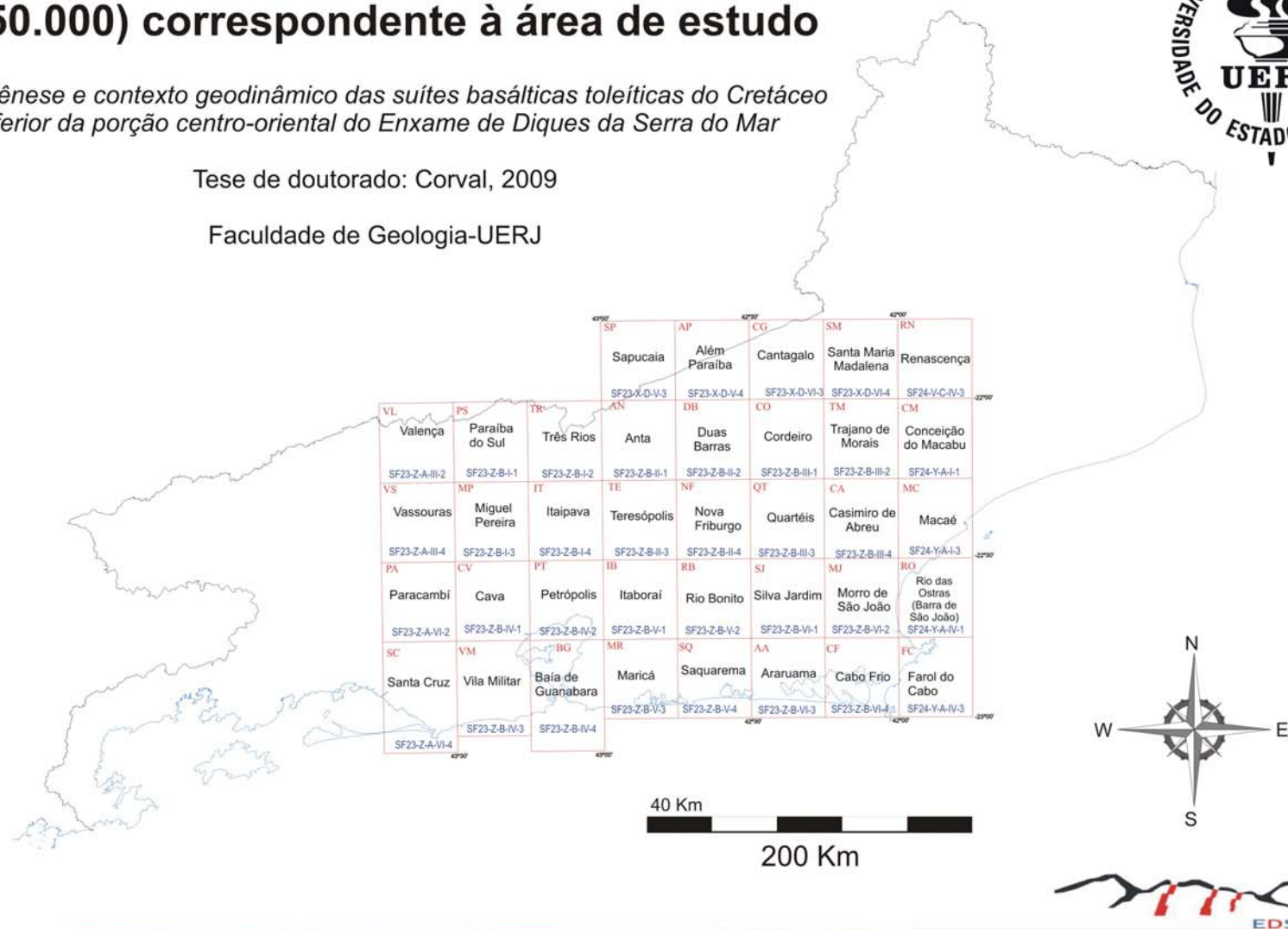


Figura 1.1 – Mapa de localização da área de estudo definida pelas folhas topográficas de escala 1:50.000 do IBGE.

2 REVISÃO TEMÁTICA

2.1 Introdução

Neste capítulo será apresentada uma revisão temática sumária envolvendo dois temas. Um primeiro tema trata dos sistemas isotópicos do estrôncio, do neodímio e do chumbo (Sr-Nd-Pb), com ênfase à sua aplicabilidade ao estudo petrogenético de basaltos, em oposição ao estudo geocronológico. As principais fontes bibliográficas utilizadas para a consulta dos conceitos e métodos relacionados a este tema foram Faure (1986), Zindler & Hart (1986) e Rollinson (1993). Assim, nos subtópicos apresentados a seguir, só serão feitas referências bibliográficas nos casos em que as fontes de consulta diferirem das citadas acima. O outro tema trata das principais províncias basálticas continentais relacionadas à fragmentação do Gondwana no Cretáceo Inferior, quais sejam: os derrames basálticos de Paraná-Etendeka e das bacias de rifte de Pelotas, Santos, Campos e Espírito Santo e os enxames de diques de Ponta Grossa, Florianópolis e da Serra do Mar.

2.2 Os sistemas isotópicos Sr, Nd e Pb: conceitos básicos

O rubídio (Rb) é um metal alcalino de raio iônico 1,48 Å, comparável ao do potássio (1,33Å). Isto permite que o rubídio substitua o potássio em micas, feldspatos potássicos e alguns argilominerais. Já o estrôncio (Sr) é um metal alcalino terroso de raio iônico 2,15 Å, substituindo comumente o cálcio (Ca) em minerais como plagioclásio, apatita e alguns carbonatos. A tabela 2.1 mostra as principais ocorrências isotópicas de Rb e Sr e suas respectivas abundâncias.

Tabela 2.1 – Ocorrências naturais de isótopos de Rb e Sr e suas respectivas abundâncias isotópicas. Z é o número atômico.

Ocorrências isotópicas	Abundâncias (%)
⁸⁵ Rb (Z=37)	72,17
⁸⁷ Rb (Z=37)	27,84
⁸⁴ Sr (Z=38)	0,56
⁸⁶ Sr (Z=38)	9,87
⁸⁷ Sr (Z=38)	7,07
⁸⁸ Sr (Z=38)	82,53

As abundâncias isotópicas do Rb e do Sr são variáveis devido à formação do ^{87}Sr radiogênico a partir do decaimento radioativo do ^{87}Rb . Este processo é expresso pela seguinte equação:

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i + ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}(e^{\lambda t} - 1) \text{ (Equação 2.1), onde:}$$

1. $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$ é a razão isotópica medida no laboratório;
2. $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ é a razão isotópica que a rocha ou o mineral tinham em seu tempo t de formação;
3. λ é a constante de decaimento do ^{87}Rb e
4. t é a idade da rocha ou do mineral.

O ^{86}Sr é utilizado como denominador nos membros da equação 2.1 porque é um isótopo estável e não radiogênico. Esta equação também é utilizada para o cálculo das razões isotópicas de Sr em qualquer tempo t (razões iniciais). As concentrações de Rb e Sr em partes por milhão (ppm) podem ser convertidas na razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, nos casos em que esta razão não é medida por diluição isotópica, pela seguinte equação:

$$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = (\text{Rb}/\text{Sr}) \times \text{Ab}^{87}\text{Rb} \times \text{WSr}/\text{Ab}^{86}\text{Sr} \times \text{WRb} \text{ (Equação 2.2), onde:}$$

1. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ é a razão destes isótopos em termos do número de átomos presentes em uma unidade de massa do mineral no seu tempo t de formação;
2. Rb/Sr é a razão das concentrações destes elementos em ppm;
3. Ab^{87}Rb e Ab^{86}Sr são as abundâncias isotópicas de ^{87}Rb e ^{86}Sr , respectivamente; e
4. WRb e WSr são as massas atômicas do Rb e do Sr, respectivamente.

A constante de decaimento λ do ^{87}Rb é $1,42 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}$ (STEIGER & JÄGER, 1977) e os valores das razões isotópicas, segundo as recomendações da Subcomissão de Geocronologia da *International Union Geological Sciences* (IUGS) são os seguintes: $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$, $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,056584$ e $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb} = 2,59265$.

O samário (Sm; Z=62) e neodímio (Nd; Z=60) são elementos terras raras leves que são comumente encontrados em silicatos, fosfatos e carbonatos. O raio iônico do Nd^{+3} é 1,08Å, enquanto o raio iônico do Sm^{+3} é 1,04Å. Ambos os elementos têm vários isótopos, mas os relevantes para o presente trabalho são o ^{147}Sm e o ^{143}Nd , uma vez que o primeiro decai para o segundo, conforme expresso pela equação 2.3:

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i + ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} (e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{Equação 2.3}), \text{ onde:}$$

1. $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$ é a razão isotópica medida no laboratório;
2. $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ é a razão isotópica que a rocha ou o mineral tinham em seu tempo t de formação;
3. λ é a constante de decaimento do ^{147}Sm e
4. t é a idade da rocha ou do mineral.

O ^{143}Nd é utilizado como denominador nos membros da equação 2.3 porque é um isótopo estável e não radiogênico. Esta equação também é utilizada para o cálculo das razões isotópicas de Nd em qualquer tempo t (razões iniciais). A constante de decaimento λ do ^{147}Sm é $6,54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$ (LUGMAIR & MARTI, 1978). A razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ é comumente determinada diretamente por espectrometria de massa (POTTS, 1987).

O Pb possui quatro isótopos, quais sejam: ^{208}Pb , ^{207}Pb , ^{206}Pb e ^{204}Pb . O ^{204}Pb é um isótopo estável e não radiogênico, enquanto que ^{208}Pb , ^{207}Pb , ^{206}Pb decaem a partir de ^{235}U ; ^{238}U ; e ^{232}Th , conforme as equações apresentadas a seguir:

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} (e^{\lambda_1 t} - 1); \quad (\text{Equação 2.4});$$

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + ^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb} (e^{\lambda_2 t} - 1); \quad (\text{Equação 2.5}); \text{ e}$$

$$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + ^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb} (e^{\lambda_3 t} - 1); \quad (\text{Equação 2.6}); \text{ onde:}$$

1. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ são as razões isotópicas medidas no laboratório;
2. $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ e $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ são as razões isotópicas que a rocha ou o mineral tinham em seu tempo t de formação;

3. $\lambda_{1,2,3}$ são as constantes de decaimento do ^{238}U ; ^{235}U e ^{232}Th ; e
4. t é a idade da rocha ou do mineral.

Estas equações também são utilizadas para o cálculo das razões isotópicas de Pb em qualquer tempo t (razões iniciais). O urânio (U; Z=92) e o tório (Th; Z=90) fazem parte da série dos actínídeos, ocorrem na natureza no estado de oxidação tetravalente e apresentam raios iônicos também similares ($\text{U}^{+4} = 1,05\text{\AA}$, $\text{Th}^{+4} = 1,10\text{\AA}$). Conseqüentemente, os dois elementos têm afinidade geoquímica, o que possibilita a substituição mútua.

As abundâncias isotópicas, as meias-vidas e as constantes de decaimento dos principais isótopos de U e Th são mostradas na tabela 2.2.

Tabela 2.2 – As abundâncias isotópicas, as meias-vidas e as constantes de decaimento do ^{238}U ; ^{235}U e ^{232}Th (STEIGER & JÄGER, 1977; LEDERER ET AL., 1967).

Isótopos	Abundância (%)	Meia-vida (em anos)	Constante de decaimento (a^{-1})
^{238}U	99,2743	$4,468 \times 10^9$	$1,5513 \times 10^{-10}$
^{235}U	0,7200	$0,7038 \times 10^9$	$9,8485 \times 10^{-10}$
^{232}Th	100	$14,010 \times 10^9$	$4,9475 \times 10^{-11}$

Vale ressaltar que a Subcomissão de Geocronologia da *International Union Geological Sciences* (USGS) adotou o valor de 137,88 para a razão atômica $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ com o objetivo de minimizar os problemas causados pelo uso de diferentes constantes no cálculo de dados isotópicos (STEIGER & JÄGER, 1977). As concentrações isotópicas de interesse do U, Th e Pb são usualmente medidas por diluição isotópica (POTTS, 1987). De acordo com o modelo Holmes-Houtermans, a Terra era originalmente fluida e homogênea e, ao longo do tempo, o U, Th e Pb foram distribuídos de maneira uniforme; a composição isotópica do Pb primordial tendo sido mantida constante durante todo o tempo. Depois que a Terra tornou-se rígida, pequenas diferenças regionais das razões U/Pb surgiram, mas mudanças substanciais podem ter ocorrido como resultado de decaimento radioativo do U para Pb.

2.3 Implicações petrogenéticas

Os processos de equilíbrio cristal-líquido (fusão parcial e cristalização fracionada) são incapazes de imprimir variações consideráveis nas razões isotópicas de Sr, Nd e Pb. Assim sendo, as razões isotópicas de um magma primitivo ou parental devem ser muito semelhantes àsquelas da sua própria fonte e, no caso de evolução por cristalização fracionada, o mesmo se aplica até aos magmas mais evoluídos. Logo, magmas primitivos (ou parentais) com razões isotópicas distintas implicam em fontes diferentes e suítes com ampla variação isotópica implicam em processos evolutivos tais como AFC (*assimilation and fractional crystallization*; DE PAOLO, 1981), contaminação simples ou mistura magmática. Desta maneira, os estudos das variações isotópicas em suítes basálticas podem revelar os processos petrogenéticos associados às mesmas, bem como os processos de geração de magmas primários ou parentais.

Os sistemas isotópicos de Sr e Nd são considerados complementares devido às diferenças de compatibilidade do Rb e do Sm durante os processos de equilíbrio cristal-líquido envolvendo magmas basálticos. Como o Rb é mais incompatível que o Sr, há um aumento progressivo da razão Rb/Sr nos magmas mais evoluídos e diminuição nas fontes mantélicas residuais, tornando a crosta continental um reservatório rico em Rb. Como consequência, ao longo do tempo geológico, o decaimento do ^{87}Rb para ^{87}Sr radiogênico tornou a crosta continental um reservatório com elevada razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, enquanto que o manto residual tornou-se um reservatório com baixa razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. No caso do Sm, ocorre o oposto, ou seja, este elemento é menos incompatível que o Nd durante os processos de equilíbrio cristal-líquido envolvendo magmas basálticos. Logo, a crosta continental é um reservatório pobre em Sm enquanto que o manto é rico neste elemento. Como consequência, ao longo do tempo geológico, o decaimento de ^{147}Sm em ^{143}Nd tornou a crosta continental um reservatório com baixa razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, enquanto que o manto residual tornou-se um reservatório com elevada razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Assim, os valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para rochas crustais são comumente superiores a 0,7070 (valores em torno de 0,7150 a 0,7200 não sendo incomuns), enquanto que as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de basaltos jovens gerados no manto variam desde valores tão baixos quando 0,7020, nos riftes oceânicos, até cerca de 0,7040, em ilhas oceânicas

e arcos de ilhas (FAURE, 1986). Já basaltos continentais apresentam um espectro de variação de razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ maior e, normalmente com valores mais elevados (até 0,7140, em algumas províncias, como Paraná-Etendeka, por exemplo; PEATE, 1997). Esta característica dos basaltos continentais pode ser atribuída tanto a processos envolvendo contaminação crustal quanto àqueles relacionados à geração envolvendo o manto litosférico subcontinental (p.ex.: HAWKESWORTH *ET AL.*, 1992). Devido ao comportamento antitético do Sm comparativamente ao Rb nos processos de equilíbrio cristal-líquido envolvendo magmas basálticos, reservatórios crustais e mantélicos têm razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, respectivamente, baixas e elevadas. A tabela 2.3 sumariza o exposto para o sistema Sr-Nd.

Tabela 2.3 – Características isotópicas (Sr-Nd) de reservatórios crustais e mantélicos e de séries basálticas relacionadas a diferentes processos evolutivos.

Reservatório/Processos	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
Manto	Baixa	Alta
Crosta continental	Alta	Baixa
Cristalização fracionada	Invariável	Invariável
AFC, hibridização e assimilação	Variável	Variável

A evolução isotópica do neodímio na Terra é representada por um modelo que assume que a razão Sm/Nd da Terra é igual a de um meteorito condritico (CHUR, do inglês *chondritic uniform reservoir*; DEPAOLO & WASSERBURG, 1976). Jacobsen & Wasserburg (1980) analisaram cinco condritos e um acondrito (Juvinas), determinando que o valor da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ destes meteoritos é, em média, 0,1967. Com base nesses dados, os mesmos autores calcularam os valores da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de um reservatório condritico (no tempo presente) assumindo que a Terra tem 4,60 Ga. A tabela 2.4 apresenta dois conjuntos de razões isotópicas que foram normalizadas para $^{146}\text{Nd}/^{142}\text{Nd}=0,636151$ (linha 1) e $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,7219$ (linha 2), respectivamente. Com base na tabela 2.4, é possível notar que o reservatório condritico apresenta razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,511847$ quando os valores são corrigidos para $^{146}\text{Nd}/^{142}\text{Nd}=0,636151$. Entretanto, quando os dados são corrigidos para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,7219$, a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ é 0,512638.

Tabela 2.4 – Razões isotópicas de Nd em um reservatório de composição condritica no tempo presente (WASSERBURG ET AL., 1981).

LINHA	$^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{145}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{150}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
1 ^a	1,138305	0,511847	0,348956	0,724134	0,243075	0,238619
2 ^b	1,141827	0,512638	0,348417	0,721900	0,241578	0,236418

^aA linha 1 mostra razões isotópicas de neodímio em um reservatório condritico uniforme (tempo presente) após a correção de NdO para um oxigênio contendo $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}=0,00211$ e $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}=0,000387$, bem como a correção do fracionamento isotópico para $^{146}\text{Nd}/^{142}\text{Nd}=0,636151$.

^bA linha 2 apresenta as mesmas razões isotópicas da linha 1, porém a correção para o fracionamento isotópico é feita para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,7219$.

Porém, existem diferenças concernentes ao valor da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ primordial que são causadas por distintos procedimentos analíticos entre vários laboratórios. As razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ primordiais têm sido normalizadas e corrigidas de diferentes modos, produzindo valores de CHUR variados. É importante ressaltar que tais diferenças entre as razões isotópicas são muito pequenas. DePaolo e Wasserburg (1976) introduziram o parâmetro epsilon (ϵ) com o intuito de comparar as diferenças entre razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de rochas ígneas e o CHUR. O parâmetro epsilon (ϵ) é definido segundo as equações 2.7 e 2.8, a seguir:

$$\epsilon_{\text{CHUR}}^t = \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i}{I_{\text{CHUR}}^t} - 1 \right] \times 10^4 \quad (\text{Equação 2.7})$$

$$\epsilon_{\text{CHUR}}^0 = \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m}{I_{\text{CHUR}}^0} - 1 \right] \times 10^4 \quad (\text{Equação 2.8})$$

Onde:

I_{CHUR}^t = razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de CHUR em qualquer tempo t no passado;

f_{CHUR}^0 = razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de CHUR no tempo presente, ou seja, de valor igual a 0,512638, normalizado para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,7219$ (linha 2, tabela 2.4).

O valor de ϵ_{CHUR}^t expressa as diferenças entre a razão inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ das suítes de rochas e o valor correspondente desta razão no CHUR ao longo do tempo de cristalização destas rochas. Em contrapartida, ϵ_{CHUR}^0 possibilita esta comparação no tempo presente. Quando o valor epsilon é positivo, isto significa que as rochas foram derivadas a partir de um sólido residual do reservatório condritico (CHUR) depois de vários episódios pretéritos e sucessivos de fusão parcial. Tais regiões do reservatório são chamadas de empobrecidas. O valor negativo do parâmetro epsilon indica que as rochas foram derivadas de fontes que tinham razões Sm/Nd menores que o CHUR. Estas fontes são chamadas de férteis e enriquecidas. No caso de valores de epsilon iguais a zero, a composição isotópica do Nd da rocha é indistinguível do reservatório condritico, indicando que as rochas poderiam ter sido derivadas diretamente desta fonte. Reservatórios crustais têm epsilon Nd negativo, podendo imprimir esta característica em suítes basálticas relacionadas a processos envolvendo contaminação ou assimilação crustal, com ou sem cristalização fracionada concomitante (isto é, AFC, no primeiro caso).

Em geral, o U e o Th têm compatibilidades semelhantes àquela do Rb durante os processos de equilíbrio cristal-líquido envolvendo magmas basálticos, ou seja, ambos são incompatíveis. Logo, tanto o U quanto o Th concentram-se na fase líquida, fazendo com que reservatórios crustais sejam mais ricos nestes elementos que reservatórios mantélicos. Assim, ao longo do tempo geológico a crosta continental tornou-se um reservatório com razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ elevadas, em oposição a reservatórios mantélicos. No entanto, estudos de províncias basálticas em regiões oceânicas têm demonstrado que o manto sob os oceanos apresenta heterogeneidades consideráveis em termos de suas composições isotópicas de chumbo (p.ex.: GIBSON *ET AL.*, 2005).

Vale ressaltar que, além de ser útil para o cálculo da idade da Terra com base na composição isotópica do Pb (em amostras de galena cuja idade é conhecida), o modelo Holmes-Houtermans também é usado para interpretar a composição

isotópica do Pb em meteoritos. A equação 2.9 expressa o modelo de Holmes-Houtermans:

$$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{inicial}} + ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} (e^{\lambda^{238}\text{T}} - e^{\lambda^{238}t}) \quad (\text{Equação 2.9}); \text{ onde:}$$

1. $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ = razão isotópica do Pb de um tempo t ;
2. $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{inicial}}$ = razão isotópica do Pb primordial na Terra em T anos;
3. $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ = razão isotópica em uma região de fonte particular de Pb no interior da Terra no tempo atual;
4. t = tempo decorrido desde o momento em que a amostra de Pb foi removida da fonte;
5. T = idade da Terra.

Equações similares a esta podem ser formuladas para o ^{207}Pb e ^{208}Pb . Portanto, símbolos foram introduzidos visando à simplificação das equações. A razão $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ é representada por μ , enquanto a razão $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ é representada pelo símbolo ω .

Outro conceito importante deve ser ressaltado é o da geócrona. A geócrona é uma isócrona construída num diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para cinco meteoritos. Vale ressaltar que um deles é justamente o meteorito de *Canyon Diablo*, responsável pela formação da *meteor crater* nos EEUU. A razão U/Pb (0,025) deste meteorito metálico é muito baixa, ao ponto de suas composições isotópicas de ^{206}Pb e ^{207}Pb não poderem ser atribuídas ao decaimento radioativo do U. Ou seja, este meteorito tem a mesma composição isotópica de ^{206}Pb e ^{207}Pb que ele apresentava à época de formação do Sistema Solar. Logo, a sua composição isotópica representa a composição isotópica primordial de Pb do Sistema Solar. Tatsumoto *et al.* (1973) mostraram que a Terra, em termos de isótopos de Pb, é indistinta das outras amostras de meteoritos utilizadas na construção da isócrona. Isso significa que a Terra tem a mesma idade dos meteoritos utilizados na construção da isócrona e que essa idade corresponde realmente à idade da Terra. Esta é a origem do termo geócrona. A idade da Terra foi calculada, assim, em $4,55 \pm 0,07$ Ga.

2.4 Discriminação de reservatórios mantélicos

Três tipos genéricos de reservatórios mantélicos podem ser discriminados, tanto com base em dados litogeoquímicos como isotópicos de Sr, Nd e Pb.

O manto empobrecido é aquele que foi exaurido em elementos traço incompatíveis (p.ex.: Rb, Nd, U e Th) ao longo do tempo geológico como consequência da formação da crosta continental (WILSON, 1989). Processos petrogenéticos posteriores ao empobrecimento mantélico, geralmente envolvendo subducção, podem voltar a enriquecer este reservatório em elementos traço incompatíveis, gerando os assim denominados mantos enriquecidos. Finalmente, uma fonte dita fértil é aquela que nunca foi fundida e, conseqüentemente, mantém sua composição química e isotópica originais inalteradas, sendo rica em elementos traço incompatíveis. Como consequência do longo tempo de residência dos elementos traço incompatíveis nestes diferentes tipos de reservatórios, os ditos empobrecidos têm razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ baixa e epsilon Nd positivo, enquanto reservatórios férteis e enriquecidos têm razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ alta e epsilon Nd negativo. Vários autores reconhecem o manto sublitosférico sob os riftes oceânicos como do tipo empobrecido, o manto sublitosférico sob ilhas oceânicas e associados a plumas e *hotspots* como do tipo fértil e o manto litosférico subcontinental como do tipo enriquecido (WILSON, 1989).

Diferentes componentes dos mantos empobrecido, fértil e enriquecido podem ser discriminados com base nos isótopos de Sr, Nd e Pb (p.ex.: ZINDLER & HART, 1986). Razões $^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ primordiais de rochas vulcânicas jovens variam amplamente antes e depois do I_{CHUR}^0 , formando um arranjo linear (*mantle array*; Figura 2.1) com as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. A impossibilidade da ocorrência de processos envolvendo contaminação por crosta continental em regiões oceânicas reduz o espectro composicional de isótopos de Sr e Nd das séries basálticas nestes tipos de ambiente (Figura 2.1a). Por outro lado, as variações isotópicas de Sr e Nd são bem mais amplas (Figura 2.1b), no caso dos basaltos continentais, em função de processos envolvendo contaminação crustal, o que impõe algumas restrições à caracterização das fontes associadas às séries basálticas destas províncias. A figura 2.1 também deixa claro que o manto terrestre constitui-se num reservatório

heterogêneo no que tange aos isótopos de Sr e Nd. Assim, MORBs são gerados a partir de reservatórios empobrecidos, representados pelo manto sublitosférico raso, enquanto que OIBs parecem estar associados a reservatórios férteis, representados pelo manto sublitosférico profundo (do tipo pluma ou *hotspot*). OIBs também podem estar associados a fontes mantélicas enriquecidas, envolvendo componentes mantélicos primordiais, crostas oceânicas recicladas e componentes litosféricos continentais (p.ex.: GIBSON *ET AL.*, 2005).

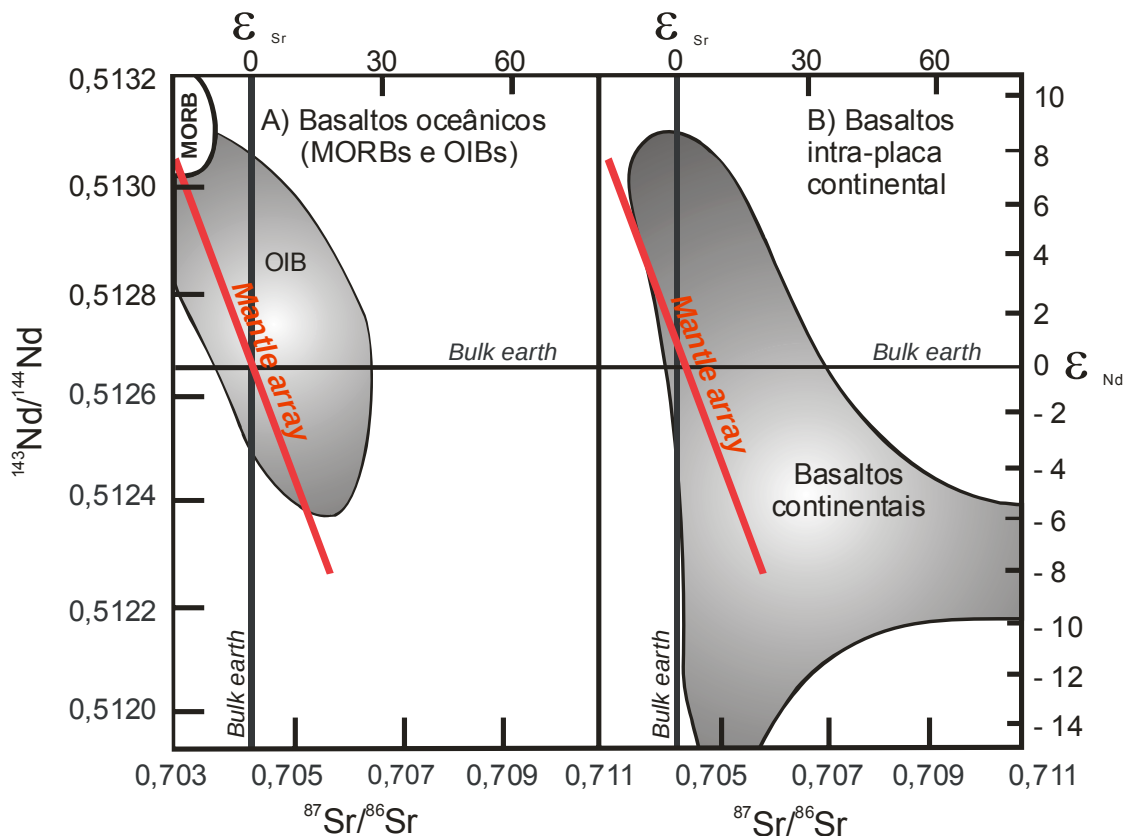


Figura 2.1 – Diagrama de variação $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para rochas vulcânicas de diferentes ambientes tectônicos. a) ilustra os quadrantes em que se apresentam os MORBs (*Mid-ocean Ridge Basalts*) e OIBs (*Ocean Island Basalts*). b) ilustra os quadrantes em que se apresentam os basaltos do tipo intra-placa continental (modificado de Wilson, 1989). Os valores isotópicos atuais de Sr e Nd dos reservatórios condrícticos são representados por *bulk earth*. Para *mantle array*, vide texto.

Diferentes suítes basálticas podem ser discriminadas em diagramas de variação $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 2.2). As diferenças composicionais marcadas nestes diagramas para estas suítes basálticas indicam claramente que, à semelhança do que ocorre para Sr e Nd, o manto também é heterogêneo no tocante à sua composição isotópica de Pb. Assim, MORBs e OIBs definem campos com

arranjo aproximadamente linear, à direita da geócrona nestes diagramas (Figura 2.2a). Basaltos relacionados a zonas de subducção (arcos de ilha e margem continental ativa) definem um arranjo marcado por valores não muito variáveis de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, formando um conjunto condensado no centro do diagrama (Figura 2.2b).

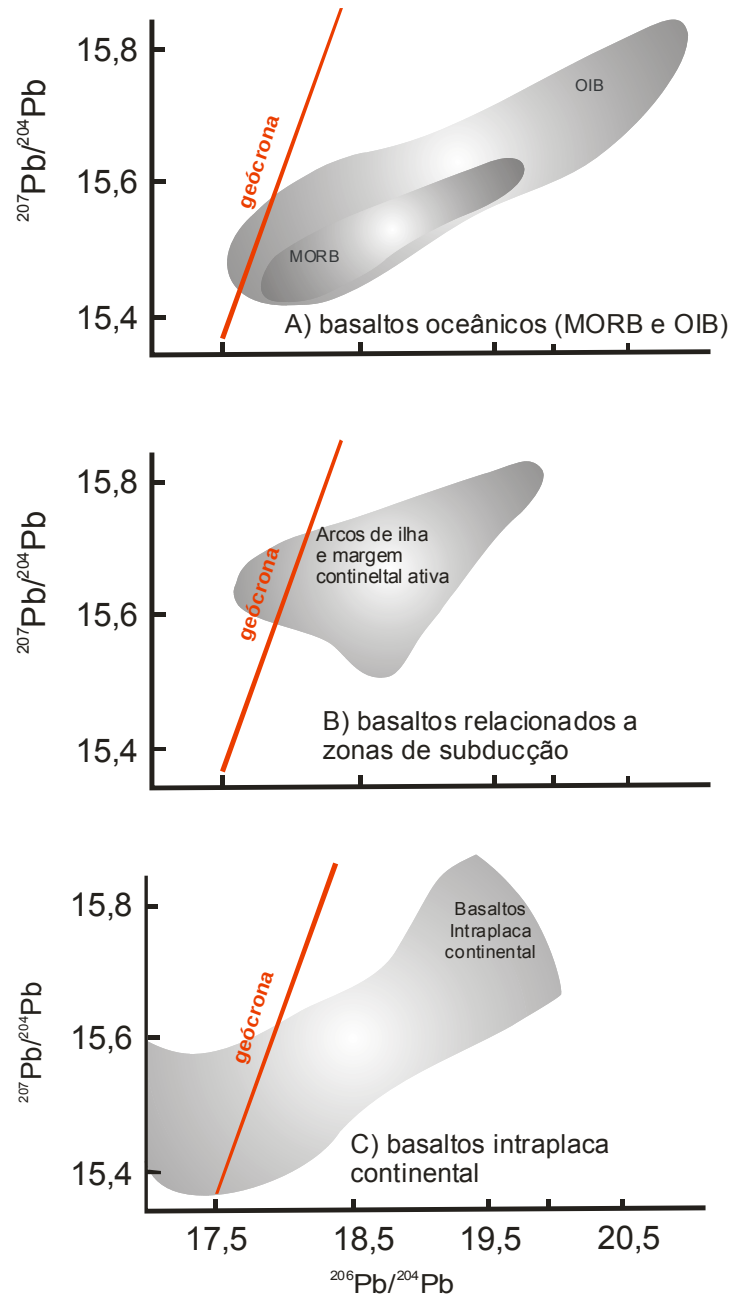


Figura 2.2 – Diagramas de variação $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ discriminantes de diferentes tipos de suítes basálticas. a) suítes basálticas oceânicas (MORB e OIB); b) basaltos de zonas de subducção; c) basaltos continentais (modificado de Wilson, 1989).

Os basaltos continentais apresentam um arranjo desordenado, ocupando campos tanto à direita quanto à esquerda da geócrona (Figura 2.2c), denotando, possivelmente, uma marcante heterogeneidade mantélica, possivelmente relacionada ao manto litosférico subcontinental, como consequência dos complexos processos de amalgamação continental, ocorridos ao longo do tempo geológico.

A crosta inferior e superior podem ser distinguidas com base nas diferenças de suas referidas composições isotópicas de Pb (Figura 2.3). Isto é relevante quando se estuda processos petrogenéticos envolvendo misturas de fontes ou mesmo processos evolutivos com assimilação crustal, além da reciclagem de sedimentos pelágicos no manto sublitosférico durante os processos de subducção. A variabilidade de composições isotópicas de Sr, Nd e Pb, observada em ambientes oceânicos, sugere que o manto sob estas regiões pode ser tão heterogêneo quanto aquele sob regiões continentais.

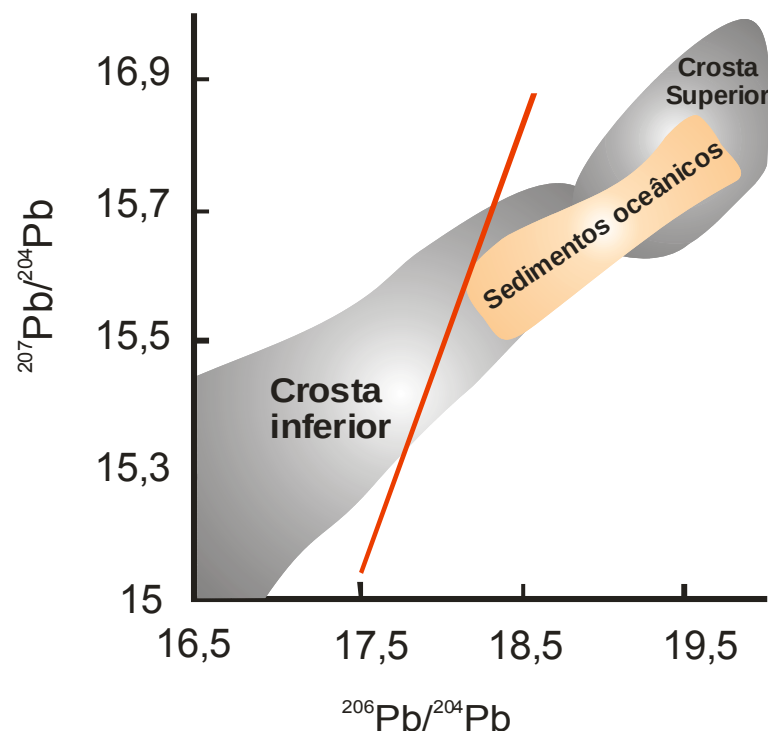


Figura 2.3 – Diagrama de variação $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para rochas da crosta continental superior e inferior. Adicionalmente, a comparação com o campo de sedimentos oceânicos também é mostrada (modificado de Wilson, 1989).

Dentre os vários reservatórios mantélicos discriminados para as regiões oceânicas (Figura 2.4 e 2.5), HIMU é aquele caracterizado em algumas ilhas cujos basaltos apresentam elevadas razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ associadas a baixas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\cong 0,7030$) e a valores intermediários de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Tal situação sugere que a fonte é enriquecida em ^{238}U e ^{232}Th em relação ao Pb (ou seja, possui alta razão U/Pb). Este tipo de fonte tem razões Rb/Sr um pouco mais elevadas que aquelas típicas do manto empobrecido. Alguns modelos têm sido propostos para explicar a origem deste reservatório (p.ex.: mistura dentro do manto de crosta oceânica subductada e possivelmente contaminada com água do mar; perda de Pb por parte do manto da Terra durante a formação de reservatórios crustais; e remoção de Pb por fluidos metassomáticos dentro do manto).

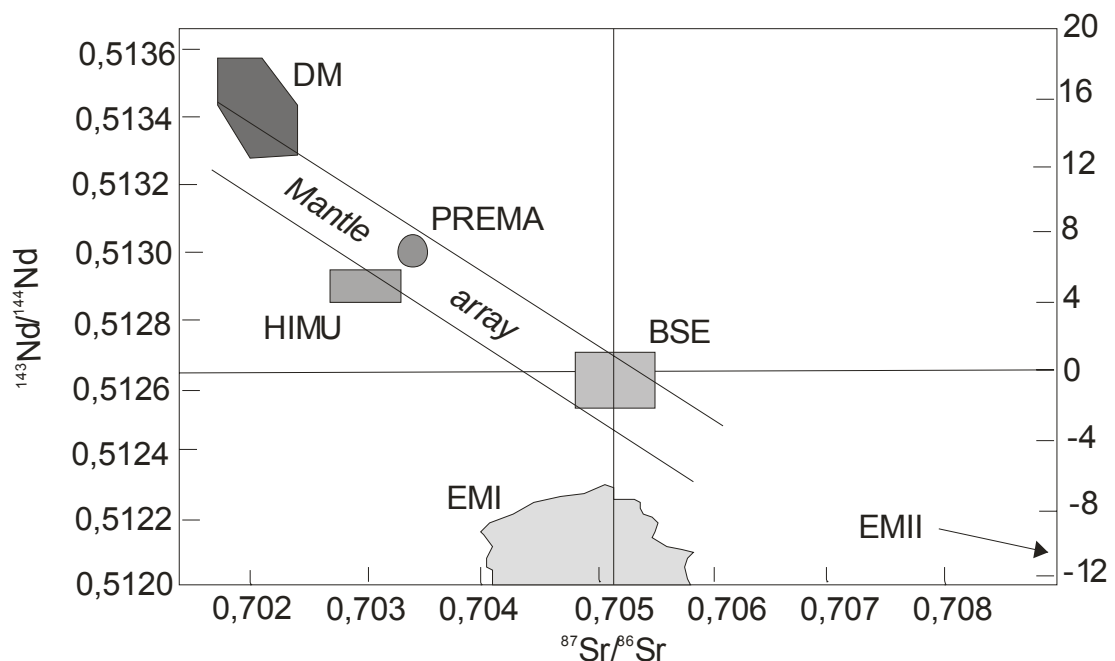


Figura 2.4 – Diagrama bivalente $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mostrando os principais reservatórios oceânicos de Zindler & Hart (1986). DM = manto empobrecido (*depleted mantle*); BSE = *bulk silicate earth*; EM I e EM II = manto enriquecido I e II (*enriched mantle*); HIMU = manto com altas razões U/Pb (*high-μ*); PREMA = composição mantélica predominante ou prevaiente (*prevalent (or prevailing) mantle*) (modificado de Zindler & Hart, 1986).

O manto enriquecido das regiões oceânicas foi discriminado com base na Linha de Referência do Hemisfério Norte (NHRL; *northern hemisphere reference line*) que é definida por arranjos lineares de basaltos de cadeias meso-oceânicas e

de ilhas oceânicas em diagramas bivariantes $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 2.5). O manto enriquecido é o reservatório caracterizado por razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais altas comparativamente aos reservatórios DM e HIMU, baixas razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Figura 2.4) e altas razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para um dado valor $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 2.5). Este reservatório enriquecido é subdividido em dois tipos: EM I (*enriched mantle I*) com baixas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e EM (*enriched mantle II*) que apresenta altas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figura 2.5). Um exemplo em larga escala do reservatório EM II tem sido identificado no hemisfério sul e reconhecido como anomalia DUPAL (DUPRE & ALLÉGRE, 1983). Esta anomalia representa uma grande área continuamente presente ao longo do mundo entre a zona do Equador e a latitude 60°S , apresentando assinaturas isotópicas características de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

De um modo geral, o manto enriquecido parece estar associado aos processos de subducção, onde material crustal é injetado para dentro do manto. EM II possui afinidade com a crosta superior e pode indicar reciclagem de sedimentos derivados do continente, da crosta continental e da crosta oceânica. Um modelo alternativo é apresentado com base na similaridade entre manto enriquecido e litosfera subcontinental, sugerindo que o enriquecimento seria causado pela mistura do manto litosférico subcontinental dentro do manto sublitosférico. EM I possui afinidade isotópica com a crosta continental inferior e pode indicar reciclagem desta parte da crosta no manto sublitosférico. Outra possibilidade para explicar o enriquecimento mantélico de regiões oceânicas são processos metassomáticos também relacionados à subducção (ZINDLER & HART, 1986).

Muitos basaltos de ilhas oceânicas, arcos de ilhas intraoceânicos e suítes basálticas continentais com $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,5130$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7033$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,2-18,5$ sugerem que os mesmos são derivados de um reservatório mantélico que parece prevalecer sobre os outros. Este reservatório é denominado PREMA (*prevalente or prevailing mantle*) (Figura 2.4 e 2.5).

Finalmente, o reservatório BSE (*bulk silicate Earth*) caracteriza-se por composições isotópicas de um reservatório uniforme primário. Essa composição é equivalente ao manto primitivo homogêneo, o qual foi gerado durante a formação da

Terra antecedendo a formação da crosta continental. Alguns basaltos oceânicos possuem esta composição (Figura 2.4 e 2.5).

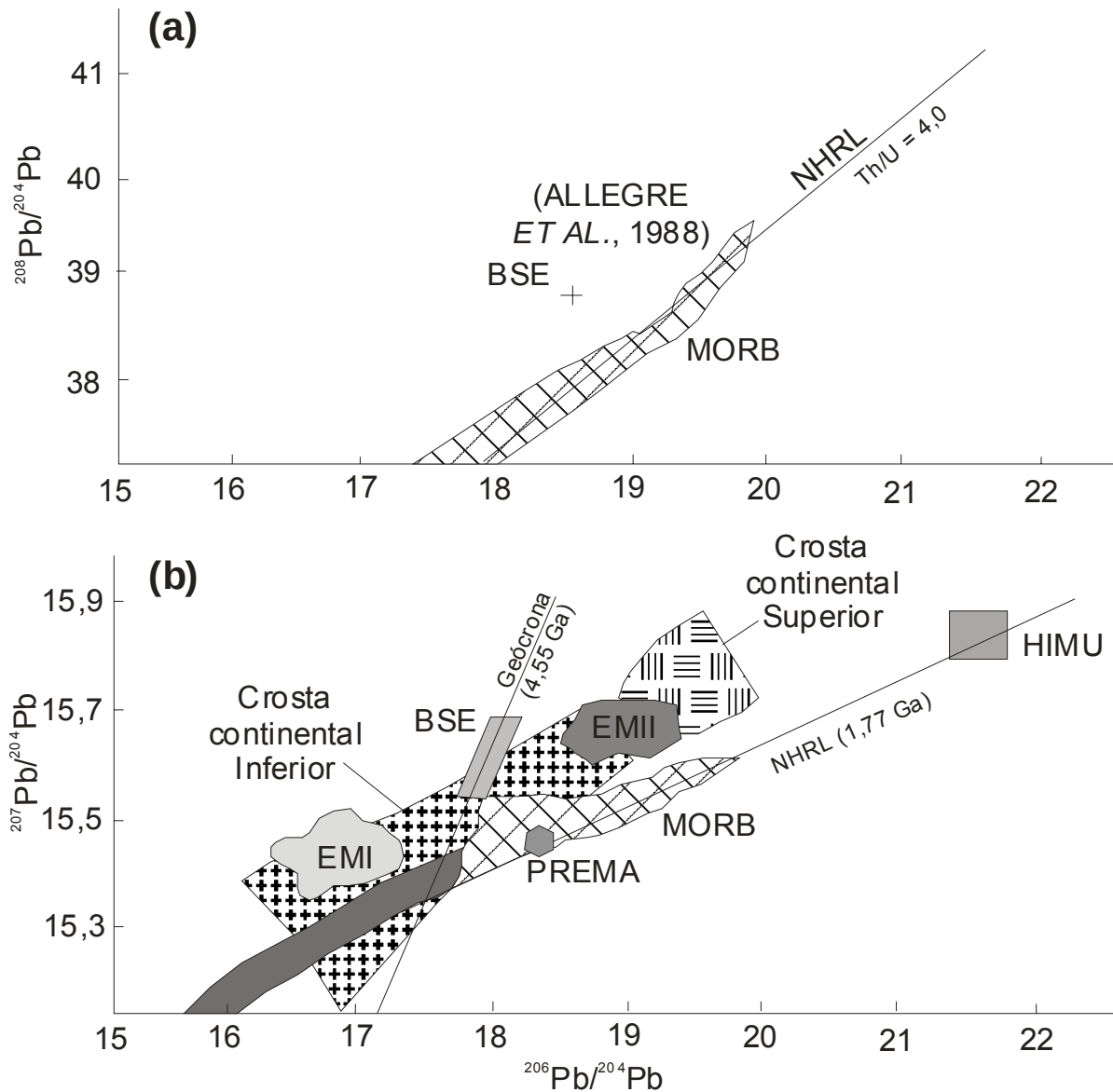


Figura 2.5 – Diagramas discriminantes de diferentes tipos de reservatórios mantélicos de regiões oceânicas. a) Diagrama bivalente $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mostrando a posição da linha de referência do hemisfério norte (NHRL; *northern hemisphere reference line*; Allégre et al., 1988); b) Diagrama bivalente $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mostrando a geócrona de 4,55 Ga. As vulcânicas que plotam nos campos acima da NHRL são do tipo DUPAL. As siglas são as mesmas que definidas na legenda da Figura 2.4 (modificado de Zindler & Hart, 1986).

As composições isotópicas das principais fontes (mantélicas) são sumarizadas na tabela 2.5.

Tabela 2.5 – Características isotópicas de reservatórios mantélicos. O valor de Sm para TC (Tristão da Cunha) foi calculado para resultar numa razão Sm/Nd típica de OIBs.

N.	Reservatório	Rb	Sr	Sm	Nd	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	Referência
1	D-MORB	0,09	9,80	0,27	0,71	0,702600	0,513110	Salters & Stracke (2004); Zindler & Hart (1986)
2	D-MORB	0,05	7,66	0,24	0,58	0,702000	0,513400	Workman & Hart (2005); Zindler & Hart (1986); Salters & Stracke (2004)
3	DM	0,09	11,30	0,38	1,12	0,702500	0,513200	Rehkamper & Hofmann (1997); Zindler & Hart (1986); Salters & Stracke (2004)
4	N-MORB	1,07	188,00	2,22	9,62	0,702500	0,513106	Klein (2004); Saunders <i>et al.</i> (1988); Saunders and Tarney (1984)
5	N-MORB	1,45	94,00	4,35	6,07	0,702500	0,513150	Klein (2004); Saunders <i>et al.</i> (1988); Saunders and Tarney (1984)
6	N-MORB	0,38	68,00	3,14	4,32	0,702600	0,513190	Klein (2004); Saunders <i>et al.</i> (1988); Saunders and Tarney (1984)
7	N-MORB	1,26	142,00	1,69	11,18	0,702900	0,513160	Klein (2004); Hofmann (1988); Saunders <i>et al.</i> (1988); Saunders and Tarney (1984)
8	N-MORB	1,26	113,20	3,75	11,18	0,702640	0,513130	Hart <i>et al.</i> (1999)
9	HIMU	48,30	1054,00	12,70	66,80	0,702817	0,512927	Jackson & Dagsputa (2008); Chan <i>et al.</i> (2008); Hanyu & Nakamura (1999)
10	HIMU	95,30	850,00	9,70	48,80	0,702829	0,512864	Jackson & Dagsputa (2008); Chan <i>et al.</i> (2008); Hanyu & Nakamura (1999)
11	HIMU	22,40	589,00	7,50	37,20	0,703000	0,512904	Chan <i>et al.</i> (2008); Hanyu & Nakamura (1999)
12	HIMU	142,00	892,00	10,30	56,00	0,703900	0,512772	Chan <i>et al.</i> (2008); Hanyu & Nakamura (1999)
13	EM1	20,40	926,00	17,40	105,00	0,704642	0,512423	Jackson & Dagsputa (2008); Eisele (2002); Geldmacker (2008)
14	EM1	14,80	802,00	17,40	114,00	0,704855	0,512456	Jackson & Dagsputa (2008); Eisele (2002); Geldmacker (2008)
15	EM1	14,80	802,00	17,40	114,00	0,703603	0,512674	Eisele (2002); Geldmacker (2008)
16	EM1	14,80	802,00	17,40	114,00	0,705105	0,512333	Eisele (2002); Geldmacker (2008)
17	EM1	14,80	802,00	17,40	114,00	0,704228	0,512692	Eisele (2002); Geldmacker (2008)
18	EM1	14,80	802,00	17,40	114,00	0,705000	0,512000	Zindler & Hart (1986); Geldmacker (2008)
19	EM2	3,87	420,00	3,24	14,76	0,708443	0,511000	Jackson & Dagsputa (2008); Ludka & Wiedmann-Leonardos (2000); Zindler & Hart (1986)
20	EM2	2,10	516,00	4,93	21,47	0,708078	0,512100	Jackson & Dagsputa (2008); Ludka & Wiedmann-Leonardos (2000); Zindler & Hart (1986)
21	EM2	3,87	420,00	3,24	14,76	0,722000	0,511000	Zindler & Hart (1986); Ludka & Wiedmann-Leonardos (2000)
22	EM2	3,87	420,00	3,24	14,76	0,722000	0,512100	Zindler & Hart (1986); Ludka & Wiedmann-Leonardos (2000)
23	TC-TDC58	42	879	18	60	0,705020	0,512550	LeRoex <i>et al.</i> (1989)
25	TC-TDC88	43	981	18	64	0,704950	0,512590	LeRoex <i>et al.</i> (1989)
26	TC-ALR39T	45	989	18	65	0,704970	0,512550	LeRoex <i>et al.</i> (1989)
27	TC-TR6	50	902	18	61	0,705060	0,512570	LeRoex <i>et al.</i> (1989)
28	MLSC-Lamproíto	325	1250	23	157	0,709000	0,511800	Rock (1991)

Tabela 2.5 – Características isotópicas de reservatórios mantélicos. O valor de Sm para TC (Tristão da Cunha) foi calculado para resultar numa razão Sm/Nd típica de OIBs (Continuação).

N.	Reservatório	Referência	Pb	Th	U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
1	D-MORB	Salters & Stracke (2004); Zindler & Hart (1986)	0,0232	0,047	0,0137	19	15,5	38
2	D-MORB	Workman & Hart (2005); Zindler & Hart (1986); Salters & Stracke (2004)	0,0232	0,047	0,0137	19,5	15,45	39
3	DM	Rehkamper & Hofmann (1997); Zindler & Hart (1986); Salters & Stracke (2004)	0,0232	0,047	0,0137	17,2	15,4	37,2
4	N-MORB	Klein (2004); Saunders <i>et al.</i> (1988); Saunders and Tarney (1984)	0,359	0,2	0,1	18,28	15,45	37,2
5	N-MORB	Klein (2004); Saunders <i>et al.</i> (1988); Saunders and Tarney (1984)	0,155	0,2	0,1	18,5	15,53	38
6	N-MORB	Klein (2004); Saunders <i>et al.</i> (1988); Saunders and Tarney (1984)	0,19	0,2	0,1	17,98	15,44	37,6
7	N-MORB	Klein (2004); Hofmann (1988); Saunders <i>et al.</i> (1988); Saunders and Tarney (1984)	0,489	0,2	0,1	18,5	15,51	38
8	N-MORB	Hart <i>et al.</i> (1999)	0,489	0,2	0,1	17,31	15,43	37,1
9	HIMU	Jackson & Dagsputa (2008); Chan <i>et al.</i> (2008); Hanyu & Nakamura (1999)	5,3	7,9	1,9	21,199	15,767	40,382
10	HIMU	Jackson & Dagsputa (2008); Chan <i>et al.</i> (2008); Hanyu & Nakamura (1999)	3,9	6,1	1,5	21,166	15,76	40,373
11	HIMU	Chan <i>et al.</i> (2008); Hanyu & Nakamura (1999)	2,8	3,7	0,9	20,96	15,76	40,23
12	HIMU	Chan <i>et al.</i> (2008); Hanyu & Nakamura (1999)	4,5	7,6	1,5	19,15	15,61	39,06
13	EM1	Jackson & Dagsputa (2008); Eisele (2002); Geldmacker (2008)	9,3	13,5	1,7	17,826	15,496	38,855
14	EM1	Jackson & Dagsputa (2008); Eisele (2002); Geldmacker (2008)	10,0	15,6	1,3	17,2	15,485	38,823
15	EM1	Eisele (2002); Geldmacker (2008)	10,0	15,6	1,3	18,0199	15,493	39,034
16	EM1	Eisele (2002); Geldmacker (2008)	10,0	15,6	1,3	17,6431	15,4861	39,018
17	EM1	Eisele (2002); Geldmacker (2008)	10,0	15,6	1,3	16,7	15,502	38,939
18	EM1	Zindler & Hart (1986); Geldmacker (2008)	10,0	15,6	1,3	17,7	15,49	38,2
19	EM2	Jackson & Dagsputa (2008); Ludka & Wiedmann-Leonardos (2000); Zindler & Hart (1986)				19,149	15,623	39,491
20	EM2	Jackson & Dagsputa (2008); Ludka & Wiedmann-Leonardos (2000); Zindler & Hart (1986)				19,138	15,613	39,444
21	EM2	Zindler & Hart (1986); Ludka & Wiedmann-Leonardos (2000)				19	15,6	39,5
22	EM2	Zindler & Hart (1986); Ludka & Wiedmann-Leonardos (2000)				18,8	15,7	39,3
23	TC-TDC58	LeRoex <i>et al.</i> (1989)	3,410		1,280	18,533	15,546	39,046
25	TC-TDC88	LeRoex <i>et al.</i> (1989)	4,44		2,11	18,744	15,581	39,231
26	TC-ALR39T	LeRoex <i>et al.</i> (1989)	3,05		1,34	18,712	15,555	39,133
27	TC-TR6	LeRoex <i>et al.</i> (1989)	3,72		1,42	18,715	15,578	39,209
28	MLSC-Lamproíto	Rock (1991)	50	32	2	17,5	15,63	38,1

2.5 A Província Basáltica Continental Paraná-Etendeka

Esta província abrange a porção meridional do Brasil e também parte do Uruguai, Argentina e Paraguai, além do oeste da Namíbia (Figura 2.6). No contexto da Bacia do Paraná, os derrames basálticos da província inserem-se na Formação Serra Geral (MILANI *ET AL.*, 2007). A província é caracterizada por vulcanismo bimodal (basalto-riolito) toleítico, com ampla predominância dos litotipos basálticos sob a forma de derrames, mas também de soleiras e diques (PICCIRILLO & MELFI, 1988). Na presente revisão temática, será dada ênfase aos litotipos basálticos.

Os derrames cobrem uma área aproximada de 1.200.000 km², representando uma das maiores províncias basálticas do mundo, envolvendo vários estados do território brasileiro e áreas de países vizinhos. A maior parte da província está localizada na América do Sul. Subordinadamente, os basaltos também afloram em Etendeka, na Namíbia, no continente africano. O volume total de lava extravasada pode ser superior a 1.000 km³ (p.ex.: MARQUES & ERNESTO, 2004).

Basaltos e andesi-basaltos são as rochas mais comumente encontradas na província, constituindo, aproximadamente, 90% do volume de material extrusivo. Andesitos, riolitos e riolitos representam cerca de 7% a 3% do volume total de material expelido. Os litotipos porfíricos apresentam fenocristais e/ou microfenocristais (0,2 a 0,5 mm) de augita, plagioclásio, pigeonita, pequenas porções de titanomagnetita e rara olivina (frequentemente alterada), em matriz composta essencialmente por estes mesmos minerais (à exceção de olivina) (PICCIRILLO & MELFI, 1988).

Alguns autores dividem a série basáltica toleítica da Província Paraná-Etendeka, com base nos teores de TiO₂, em duas suítes principais: uma de baixo-TiO₂ (TiO₂ ≤ 2%) e outra de alto-TiO₂ (TiO₂ > 2%) (p.ex.: BELLINI *ET AL.*, 1983, 1984; MANTOVANI *ET AL.*, 1985, PICCIRILLO *ET AL.*, 1988 E MARQUES *ET AL.*, 1989). Um outro critério para a discriminação de suítes basálticas na província foi proposto por Hergt *et al.* (1991).

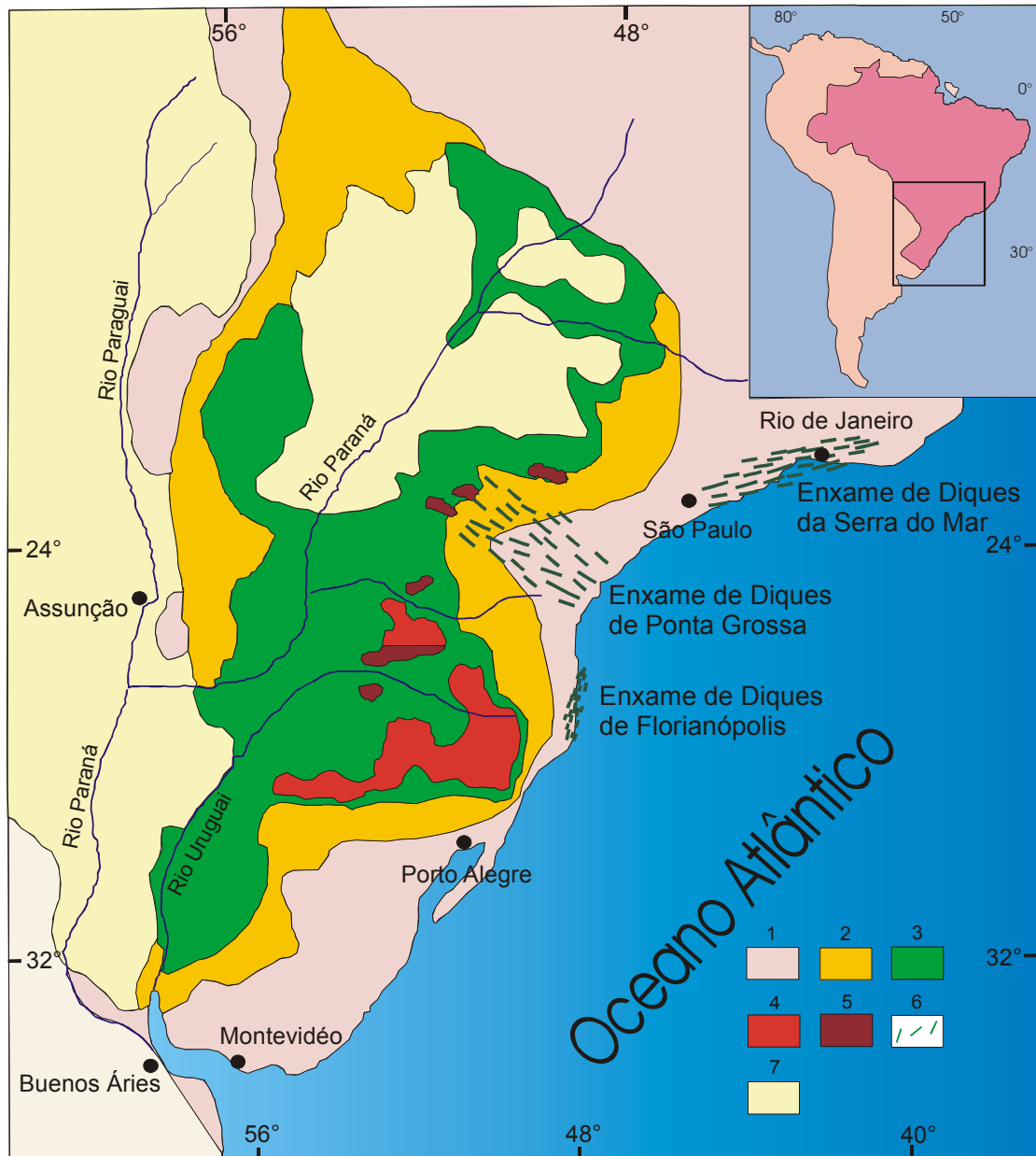


Figura 2.6 – Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná (BELLINI *ET AL.*, 1986; NARDY *ET AL.*, 2001), com destaque para a Província Paraná-Etendeka na América do Sul: (1) embasamento cristalino; (2) sedimentos pré-vulcânicos (principalmente paleozóicos); (3) rocha vulcânica básicas a intermediárias; (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).

Esse critério utiliza a razão Ti/Y , discriminando suítes de alto- TiO_2 ($Ti/Y > 310$) e baixo- TiO_2 ($Ti/Y < 310$). Posteriormente, Peate *et al.* (1992) dividiram os magmas basálticos da província em seis suítes, quais sejam: Urubici ($TiO_2 > 3\%$; $Sr > 550$ ppm; $Ti/Y > 500$), Pitanga ($TiO_2 > 3\%$; $Sr > 350$ ppm; $Ti/Y > 350$), Paranapanema ($2 < TiO_2 \leq 3\%$;

200<Sr<450 ppm; Ti/Y>330), Ribeira ($\text{TiO}_2 \leq 2\%$; 200<Sr<375 ppm; Ti/Y>310), Gramado ($\text{TiO}_2 \leq 2\%$; 140<Sr<400 ppm; Ti/Y<310) e Esmeralda ($\text{TiO}_2 \leq 2\%$; 120<Sr<250 ppm; Ti/Y <310). As principais características discriminantes destas seis suítes são apresentadas na Tabela 2.6.

Tabela 2.6 – Valores das razões entre elementos traços incompatíveis e de TiO_2 (%peso) usados como índices discriminantes das suítes de baixo- TiO_2 e alto- TiO_2 para a Província Paraná-Etendeka (PEATE *ET AL.*, 1992; 1999).

	Baixo-TiO_2		Alto-TiO_2			
Índice	Gramado	Esmeralda	Ribeira	Pitanga	Paranapanema	Urubici
TiO_2	$\leq 2\%$	$\leq 2\%$	$\sim 2\%$	$> 3\%$	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

As suítes de baixo- TiO_2 predominam na porção meridional da província enquanto que as de alto- TiO_2 predominam a norte, muito embora a suíte Urubici (de alto- TiO_2) ocorra na parte sul da província (PICCIRILLO & MELFI, 1988; MARQUES *ET AL.*, 1989; PEATE *ET AL.*, 1992). Entretanto, trabalhos recentes têm reconhecido derrames do tipo Urubici também na porção setentrional da província (MACHADO *ET AL.*, 2008).

Em todas as suítes, a variação de elementos maiores, menores e traço nos basaltos é compatível com o processo dominante de diferenciação por cristalização fracionada, sob condições de baixa pressão. Essa diferenciação foi essencialmente controlada pelo fracionamento de clinopiroxênios (augita e pigeonita), plagioclásio e titanomagnetita, com presença de olivina apenas nos termos mais primitivos (BELLIENI *ET AL.*, 1984; PICCIRILLO *ET AL.*, 1988). Estudos têm demonstrado, no entanto, que o processo de cristalização fracionada foi acompanhado de assimilação crustal concomitante (isto é, AFC; *assimilation and fractional crystallization*), em diferentes graus a depender da suíte, parecendo ser este o processo evolutivo predominante não somente em Paraná-Etendeka, mas em outras províncias basálticas continentais do mundo (TURNER *ET AL.*, 1999). Deste modo, razões isotópicas obtidas em basaltos de baixo- TiO_2 em Paraná-Etendeka indicam que

aquelas inseridas na suíte Gramado representam os litotipos mais contaminados da província.

Soleiras de diabásio ocorrem intrudindo camadas Paleozóicas da Bacia do Paraná, como as Formações Irati e Itararé, por exemplo. As espessuras das soleiras variam entre 2 e 200 metros, podendo ter, excepcionalmente, mais que 1.000 metros (MARQUES & ERNESTO, 2004).

Estudos paleomagnéticos realizados nos derrames da Província Paraná-Etendeka mostram registros de numerosas inversões de polaridade, com predomínio de tempos de polaridade normal. No Cretáceo Inferior, a duração média dos intervalos de polaridade ficou abaixo de 1 Ma, tornando relativamente freqüentes as inversões de polaridade. Isto indica que o intervalo de tempo transcorrido para acumular esses pacotes de derrames foi relativamente curto, como indicado por algumas das datações radiométricas (p.ex.: ERNESTO *ET AL.*, 1999). O caráter intermitente do vulcanismo dificulta o registro da transição de polaridade, considerando que esse é um processo relativamente rápido (poucos milhares de anos). Em alguns locais, a declinação magnética chega a 90°, caracterizando um campo magnético anômalo durante a inversão (MARQUES & ERNESTO, 2004).

Alguns autores concordam que o magmatismo extrusivo ocorreu no Cretáceo Inferior entre 133-132 Ma (RENNE *ET AL.*, 1992; 1996a; RENNE *ET AL.*, 1997; ERNESTO *ET AL.*, 1999; MINCATO *ET AL.*, 2003). A principal fase magmática teria se iniciado na parte sul migrando para a região norte, conforme datações e dados paleomagnéticos. Por outro lado, Turner *et al.* (1994) e Stewart *et al.* (1996) propõem que o magmatismo durou cerca de 10-12 Ma, entre 127-137 Ma, migrando de noroeste para sudeste. No entanto, estudos recentes parecem indicar que o magmatismo da província ocorreu num curto intervalo de tempo, talvez inferior a 2 Ma (THIEDE & VASCONCELOS, 2008). Idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sugerem que diferentes tipos de magmas foram expelidos em diferentes lugares ao mesmo tempo (GARLAND *ET AL.*, 1995; STEWART *ET AL.*, 1996, TURNER *ET AL.*, 1994). Isto indica que há uma distribuição subcrustal de distintas áreas fontes, o que permite inferir a disposição interna do manto litosférico (TURNER *ET AL.*, 1999).

Muitos modelos foram propostos para explicar a origem das províncias de basaltos continentais (p.ex.: RICHARDS *ET AL.*, 1989; WHITE & MCKENZIE 1989, 1995; COURTILLO *ET AL.*, 1999, 2003; HAWKESWORTH *ET AL.*, 1992; TURNER & HAWKESWORTH, 1995; COMIN-CHIARAMONTI *ET AL.*, 1997; PEATE *ET AL.*, 1999 E MARQUES *ET AL.*, 1999). Porém, não há, atualmente, um consenso sobre os processos tectônicos e componentes mantélicos envolvidos.

Richards *et al.* (1989) propõem um modelo em que as províncias ígneas são geradas por grandes anomalias térmicas (plumas mantélicas) que impactam e soerguem a litosfera, de modo independente do processo de ruptura continental. White & McKenzie (1989, 1995) propõem que a atividade ígnea está relacionada a processos distensivos, podendo evoluir para a abertura de oceanos. Neste modelo, a distensão da litosfera, obrigatoriamente, precede o magmatismo, o qual é ocasionado por alívio de pressão em regiões do manto anormalmente quentes (100-200°C acima da temperatura normal). Courtillot *et al.* (1999, 2003) propuseram que a atividade ígnea foi causada pelo impacto de plumas na base da litosfera, ocorrendo, posteriormente (em geral após um intervalo entre 5 e 30 Ma), ruptura continental em zonas de fraqueza da litosfera, como, por exemplo, em bordas de crátons. Em contrapartida, alguns estudos sugerem que a fusão ocorreu primordialmente no manto litosférico subcontinental e que as plumas, como a de Tristão da Cunha, no caso da Província Paraná-Etendeka, teria apenas fornecido o calor para a fusão de um manto litosférico heterogêneo (HAWKESWORTH *ET AL.*, 1992; TURNER & HAWKESWORTH, 1995; COMIN-CHIARAMONTI *ET AL.*, 1997; PEATE *ET AL.*, 1999 E MARQUES *ET AL.*, 1999).

Os modelos que propõem a participação da pluma de Tristão da Cunha no magmatismo da Província Paraná-Etendeka consideram que o impacto da mesma na base da litosfera ocorreu na região central da província, de forma a explicar a extensão da área atingida pelo vulcanismo (MARQUES & ERNESTO, 2004). Ernst & Buchan (1997) propõem que os enxames de diques da Serra do Mar, Ponta Grossa e Florianópolis fazem parte de um sistema radial causado pelo soerguimento da litosfera durante o impacto da pluma de Tristão da Cunha na base da mesma. Entretanto, dados paleomagnéticos e datações radiométricas vêm se contrapondo a esses modelos. Ernesto *et al.* (2002) defendem a hipótese do magmatismo estar

relacionado a anomalias térmicas do manto profundo, cuja existência tem sido comprovada por tomografia sísmica e anomalias do geóide.

Recentemente, Thiede & Vasconcelos (2008) estudaram espécimes para análises geocronológicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de rocha total (com cerca de 1 a 2 mm) extraídos das mesmas amostras de basaltos coletadas e analisadas por Renne *et al.* (1992), Turner *et al.* (1994) e Stewart *et al.* (1996). Conforme citado anteriormente, Renne *et al.* (1992) apresentaram datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ indicativas de que o magmatismo extrusivo associado à Província Paraná-Etendeka teria ocorrido no Cretáceo Inferior com duração entre 133-132 Ma, enquanto Turner *et al.* (1994) e Stewart *et al.* (1996) propuseram que o referido magmatismo durou cerca de 10-12 Ma, entre 127-137 Ma, migrando de noroeste para sudeste. Todavia, os resultados das datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (com base no método de incremento de calor por *laser*, por Thiede & Vasconcelos; *op.cit.*) mostraram que a distribuição de idades anteriormente obtidas corresponde à aplicação de artifícios associados aos métodos outrora utilizados e, portanto, não condizentes com a real idade das extrusões. Isto implica que a duração do vulcanismo no Paraná pode ter sido inferior a 2 Ma (133,2-134 Ma). Estes dados devem suscitar novas discussões e estudos que permitirão elaborar modelos petrogenéticos e geodinâmicos mais robustos não somente para a província Paraná-Etendeka, mas para as demais províncias basálticas associadas ao processo de rifteamento do Gondwana no Cretáceo Inferior.

2.6 Basaltos das bacias de rifte

As bacias de Pelotas, Santos, Campos e Espírito Santo ocupam, atualmente, a margem continental da porção oeste do Oceano Atlântico-Sul (CHANG *ET AL.*, 1988). Estas bacias estão relacionadas à quebra do Supercontinente Gondwana Ocidental (CHANG *ET AL.*, 1992; CAINELLI & MOHRIAK, 1999; THOMAZ FILHO *ET AL.*, 2000; MOHRIAK *ET AL.*, 2002) e os seus embasamentos econômicos são representados por derrames basálticos ainda pouco estudados (p.ex.: MISUZAKI *ET AL.*, 1992; LOBO, 2007) .

Dados obtidos por meio de interpretação de linhas sísmicas mostram que os derrames basálticos da Formação Imbituba, na porção submersa da Bacia de

Pelotas, são inclinados no sentido do mar (MIZUSAKI *ET AL.*, 2004). Já os basaltos da Formação Camboriú (PEREIRA & FEIJÓ, 1994) ocorrem numa grande extensão do assoalho da Bacia de Santos. Na Bacia de Campos, o embasamento econômico é representado por uma seqüência de basaltos toleíticos intercalados com rochas vulcanoclásticas e sedimentares, denominados de Formação Cabiúnas (DIAS *ET AL.*, 1994). O magmatismo nesta última bacia é do tipo fissural, com fases subaéreas e subaquosas rasas (MIZUSAKI *ET AL.*, *OP CIT.*).

Datações pelo método K/Ar, efetuadas em amostras de basalto da Bacia de Pelotas, indicaram idade de $124 \pm 8,6$ Ma (DIAS *ET AL.*, 1994). Todavia, mais recentemente, Lobo (2007) apresentou a idade de 138 ± 5 Ma para a amostra parental da suíte de alto-TiO₂ da Bacia de Pelotas. Adicionalmente, a referida autora (LOBO, *OP. CIT.*) obteve a idade de $118,3 \pm 1,9$ Ma para a amostra parental da suíte de baixo-TiO₂ da Bacia de Pelotas. Fodor *et al.* (1983/84) realizaram estudos geoquímicos e geocronológicos (rocha total; K-Ar) para os basaltos de Santos, obtendo idades $138,1 \pm 3,5$ Ma. Idades K-Ar entre 122 ± 5 Ma e 134 ± 4 Ma foram obtidas para a Bacia de Campos (MIZUSAKI, 1986). É importante ressaltar que Lobo (2007) gerou dados geocronológicos, utilizando o método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (rocha total e mineral (plagioclásio)), para a amostra parental da suíte basáltica da Bacia de Campos. A idade obtida para rocha total foi de $129,8 \pm 1,3$ Ma, enquanto a idade obtida para mineral em grão de plagioclásio da mesma amostra foi de $134,8 \pm 5,7$ Ma.

Os basaltos de Campos constituem uma suíte exclusivamente de baixo-TiO₂, enquanto basaltos de baixo-TiO₂ e alto-TiO₂ são encontrados em Pelotas (LOBO, 2007) e no Espírito Santo (MOHRIAK *ET AL.*, 2002). Os basaltos de Campos evoluíram por AFC, enquanto os basaltos de alto-TiO₂ de Pelotas evoluíram por cristalização fracionada sem contaminação concomitante (LOBO, 2007). Processos evolutivos para os basaltos de baixo-TiO₂ de Pelotas e para os basaltos de Santos não foram propostos dada a escassez de amostras. Fontes astenosféricas podem constituir o principal componente gerador dos basaltos das bacias de rifte em Campos e Pelotas (MISUZAKI *ET AL.*, 1992; LOBO, 2007), mas os estudos ainda

não são conclusivos em relação aos basaltos do Espírito Santo e Santos (FODOR, 1987; MOHRIAK *ET AL.*, 2002).

Segundo Fodor & Vetter (1984), as razões de elementos traços dos basaltos da margem sudeste brasileira estão associados à derivação a partir de uma fonte mantélica heterogênea com variáveis proporções de misturas de materiais mantélicos empobrecidos (N-MORB) e do tipo pluma (P-MORB, p.ex: Tristão da Cunha). Em contrapartida, Mizusaki *et. al.* (1992) sugerem que a fonte geradora do vulcanismo em Campos foi essencialmente astenosférica, sem contribuição litosférica substancial (p.ex: fonte fértil, amostra parental com $La/Ybn = 0,97$; valores normalizados segundo Nakamura, 1974), possivelmente do tipo pluma. Em Pelotas, diferentemente, a fonte da suíte de alto- TiO_2 é do tipo enriquecida e, portanto, com pelo menos alguma contribuição litosférica (MIZUSAKI *ET AL.*, 2004).

2.7 Enxame de Diques de Ponta Grossa

O Enxame de Diques de Ponta Grossa é a feição magmática mais significativa do arco de Ponta Grossa (Figura 2.6). O magma basáltico intrudiu, sob a forma de diques, rochas de idade Pré-Devoniana (PICCIRILLO & MELFI, 1988) por fraturas e falhas de distensão transversais às estruturas do embasamento. Os diques distribuem-se desde a região costeira Atlântica até as bordas dos derrames da Província Paraná-Etendeka, cortando o embasamento cristalino da Bacia do Paraná e, também, as rochas sedimentares Paleozóicas, principalmente da Formação Itararé e do Grupo Passa Dois (ALMEIDA, 1986). Piccirillo *et al.* (1990) sugerem que a colocação desses corpos intrusivos tenha ocorrido nas fases incipientes do rifteamento.

Os diques são orientados preferencialmente na direção NW-SE e, subordinadamente, a NE-SW. Estas intrusões podem chegar a ter mais de 100 km de extensão e até centenas de metros de espessura (MARINI *ET AL.*, 1967; ALMEIDA, 1986). Com base na espessura dos diques, estima-se que a intrusão destes corpos hipoabissais tenha causado uma distensão crustal mínima de 3 km na região do Arco de Ponta Grossa (PINESE, 1989).

Segundo Piccirillo *et al.* (1990), o Enxame de Diques de Ponta Grossa é representado por rochas básicas e, mais raramente, por ácidas. Estas rochas são afíricas a porfiríticas e sua granulometria varia de muito fina ($<0,3$ mm) a média (~ 1 mm). Uma grande variação no tamanho dos grãos (0,1-5 mm) foi encontrada na área entre a parte central e margens de diques mais espessos. As rochas básicas são caracterizadas por apresentarem textura subofítica. Os minerais encontrados nestas rochas são plagioclásio (An_{32-86}), augita (Wo_{22-38} Fs_{13-43}), pigeonita (Wo_{7-11} Fs_{29-65}), titanomagnetita e, subordinadamente, ilmenita. Os grãos de olivina são raros e, em geral, alterados. Grãos de anfilóbio e biotita são raros, enquanto a apatita é um mineral acessório comum. Renne *et al.* (1996b) relatam diabásios faneríticos, de granulometria variando entre média e grossa. Estes autores observaram texturas ofíticas ou subofíticas definidas por grãos de plagioclásio e clinopiroxênio. O anfibólio encontrado é a uralita, a qual é produto de alteração do clinopiroxênio. Os minerais acessórios comuns são óxidos de Fe-Ti, apatita, além de quartzo intersticial.

Dados geoquímicos mostram que os diques do Arco de Ponta Grossa são composicionalmente semelhantes aos derrames do tipo Paranapanema (alto- TiO_2) da Província Paraná-Etendeka. Diques semelhantes aos derrames do tipo Gramado e Esmeralda ocorrem, subordinadamente, neste enxame (PICCIRILLO *ET AL.*, 1988, 1990; MARQUES, 2001). Piccirillo *et al.* (1990) sugerem que a geração dos diferentes grupos de diques no enxame pode estar associada a diferentes graus de fusão parcial de um manto peridotítico, sendo 9% e 20% de fusão para os toleitos de alto- TiO_2 e baixo- TiO_2 , respectivamente. Dados geoquímicos e isotópicos revelam que componentes astenosféricos não foram significantes na gênese desses diques e que os mesmos podem ser considerados pouco afetados por processos de contaminação crustal (MARQUES & ERNESTO, 2004).

Os diques do Enxame de Ponta Grossa têm idades entre 131 e 129 Ma ($^{40}Ar/^{39}Ar$), sendo temporalmente correlacionáveis aos derrames basálticos da Província Paraná-Etendeka. Idades próximas a 120 Ma são observadas em diques próximos à margem continental (RENNE *ET AL.*, 1996b). Esses dados reforçam a hipótese proposta por Piccirillo *et al.* (1990) que sugerem que os diques foram os

alimentadores dos derrames da subprovíncia norte, dos quais não há afloramentos remanescentes devido à erosão posterior.

2.8 Enxame de Diques de Florianópolis

O Enxame de Diques de Florianópolis ocorre na Ilha de Santa Catarina e na área continental adjacente (Figura 2.6). Os diques cortam seqüências de derrames da Província Paraná-Etendeka e granitos do Ciclo Brasileiro constituintes do embasamento cristalino da área. Estes corpos intrusivos possuem espessuras que variam entre 10 cm e 70 m, sendo mais comuns espessuras entre 0,5 cm e 10 m. Os diques são subverticais, orientados preferencialmente segundo direções N30-55°E e, subordinadamente, N15-45°W. Localmente, truncamentos entre diques com direção NW e NE são observados. Tal fato evidencia a idade mais antiga para os diques orientados segundo direções NE (TOMAZZOLI, 2007).

O Enxame de Diques de Florianópolis foi formado em um intervalo de $128,3 \pm 0,5$ a $119,0 \pm 0,9$ Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) (RAPOSO *ET AL.*, 1998; DECKART *ET AL.*, 1998). O pico do magmatismo nesse enxame ocorreu nos intervalos de 128-126 Ma e de 122-119 Ma. Entretanto, dados paleomagnéticos indicam que grande parte dos diques estudados está associada ao intervalo mais recente. Desta forma, estes diques estão, provavelmente, associados à distensão crustal nos estágios finais que antecederam a formação de crosta oceânica nessa latitude (MARQUES & ERNESTO, 2004).

Cerca de 90% do enxame são compostos por diques básicos com altos teores de TiO_2 ($\text{TiO}_2 > 3\%$). Estas rochas são representadas por andesi-basaltos toleíticos, com subordinados lati-andesitos, lati-basaltos e latitos. Subordinadamente, diques apresentando baixos teores de TiO_2 ($\text{TiO}_2 < 2\%$) compõem cerca de 10% do enxame, podendo ser representados por basaltos toleíticos, andesi-basaltos toleíticos e andesitos toleíticos. Segundo Marques & Ernesto (2004), a correlação entre a composição química com a orientação desses diques não é possível. Dados litogeoquímicos indicam que os diques de Florianópolis são similares aos derrames basálticos de Paraná-Etendeka e aos diabásios do Enxame de Diques de Ponta Grossa. Os diques de baixo- TiO_2 possuem características geoquímicas semelhantes

às dos derrames do tipo Gramado e Esmeralda, enquanto os litotipos de alto-TiO₂ deste enxame são semelhantes aos derrames do tipo Urubici. Em menor quantidade, diques semelhantes quimicamente aos derrames do tipo Pitanga (alto-TiO₂) foram identificados (MARQUES & ERNESTO, 2004). No entanto, estes diques apresentam maior enriquecimento em elementos incompatíveis de grande raio iônico. Tal característica denota a ocorrência de processos de contaminação crustal dos magmas que originaram estas rochas, mascarando, assim, as características geoquímicas originais das mesmas (MARQUES & ERNESTO, *OP.CIT.*). Estudos preliminares, com base em 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 de alto-TiO₂ do Enxame de Diques de Florianópolis (MARQUES *ET AL.*, 2003).

2.9 Enxame de Diques da Serra do Mar

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 parte do Estado do Espírito Santo (COMIN-CHIARAMONTI *ET AL.*, 1983; HAWKESWORTH *ET AL.*, 1992; GARDA, 1995; VALENTE, 1997) (Figura 2.6).

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 do Orógeno Ribeira (COMIN-CHIARAMONTI *ET AL.*, 1983), de idade Neoproterozóico/Cambro-Ordoviciano (HEILBRON *ET AL.*, 2004). São associados à fragmentação do Gondwana no Cretáceo Inferior (ca. 132Ma; TURNER *ET AL.*, 1994). Intrusões compostas e múltiplas, efeitos metassomáticos localizados e formas intrusivas já foram observados em diques deste enxame na cidade do Rio de Janeiro (PORTO JR. & VALENTE, 1989; PORTO JR. *ET AL.*, 1991; DUARTE *ET AL.*, 1991; VALENTE *ET AL.*, 1991, 1992a, 1992b).

Os diabásios 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 caráter transicional e afinidade toleítica (VALENTE, 1997; CORVAL, 2005; DUTRA, 2006).

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 discriminá-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 ($\text{TiO}_2 > 3\%$ 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 ($\text{TiO}_2 < 2\%$) 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 predominantemente suítes de alto- TiO_2 ($\text{Ti/Y} > 310$; VALENTE *ET AL.*, 1998) e, subordinadamente, suítes de baixo- TiO_2 ($\text{Ti/Y} < 310$; TETZNER, 2002; MONTEIRO & VALENTE, 2003; DUTRA, 2006). Os diabásios de baixo- TiO_2 do Enxame de Diques da Serra do Mar ocorrem, principalmente, na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro. Duas suítes de baixo- TiO_2 foram discriminadas (MONTEIRO & VALENTE, 2003) em base geoquímica. Uma delas, denominada Suíte Costa Azul (DUTRA, 2006), aflora predominantemente na região de Búzios e Cabo Frio, enquanto a outra, chamada de Suíte Serrana, aflora na região serrana do Estado do Rio de Janeiro (MONTEIRO & VALENTE, *OP.CIT.*; CORVAL, 2005). A tabela 2.7 e a tabela 2.8 apresentam as propostas de modelos evolutivos e de discriminação de fontes, respectivamente, para cada uma das suítes do Enxame de Diques da Serra do Mar.

Na ausência de dados isotópicos, as razões $\text{La/Yb}_{(N)}$ e $\text{La/Nb}_{(N)}$ das amostras representativas dos líquidos parentais de cada uma das seis suítes discriminadas podem ser utilizadas, preliminarmente, na caracterização de suas respectivas fontes mantélicas (Tabela 2.8).

Tabela 2.7 – Suítes, respectivos nomes e processos evolutivos discriminados no Enxame de Diques da Serra do Mar (VALENTE, 1997; CORVAL, 2005; DUTRA, 2006; GUEDES, 2007). As suítes de alto- TiO_2 A, B e C foram discriminadas por Guedes (2007), enquanto que as suítes 1, 2 e 3 foram discriminadas por Corval (2005). AFC é *Assimilation and Fractional Crystallization* (DEPAOLO, 1981). Os processos evolutivos das suítes C, 2 e 3 não puderam ser discriminados devido ao pequeno número de amostras (CORVAL, 2005; GUEDES, 2007).

Suíte	Nome	Processo evolutivo
Baixo- TiO_2	Serrana	Cristalização fracionada sem mudança de assembléia fracionante e sem assimilação concomitante
Baixo- TiO_2	Costa Azul	Cristalização fracionada sem mudança de assembléia fracionante e sem assimilação concomitante
Alto- TiO_2	Suíte 1	Cristalização fracionada sem mudança de assembléia fracionante e com assimilação concomitante (AFC)
Alto- TiO_2	Suíte 2	Não discriminado
Alto- TiO_2	Suíte 3	Não discriminado
Alto- TiO_2	Suíte A	Cristalização fracionada sem mudança de assembléia fracionante e sem assimilação concomitante
Alto- TiO_2	Suíte B	Cristalização fracionada sem mudança de assembléia fracionante e sem assimilação concomitante
Alto- TiO_2	Suíte C	Não discriminado

Tabela 2.8 – Suítes, respectivos nomes, razões $\text{La/Yb}_{(N)}$ e $\text{La/Nb}_{(N)}$ dos líquidos parentais normalizadas ao condrito (THOMPSON *ET AL.*; 1984) e fontes mantélicas discriminadas na província (VALENTE, 1997; TETZNER, 2002; CORVAL, 2005; DUTRA, 2006; GUEDES, 2007). As suítes de alto- TiO_2 A, B e C foram discriminadas por Guedes (2007), enquanto que as suítes 1, 2 e 3 foram discriminadas por Corval (2005).

Suíte	Nome	$\text{La/Yb}_{(N)}$	$\text{La/Nb}_{(N)}$	Fonte mantélica
Baixo- TiO_2	Costa Azul	2,5	1,4	Enriquecida
Baixo- TiO_2	Serrana	2,7	1,4	Enriquecida
Alto- TiO_2	Suíte 2	5,3	1,7	Enriquecida
Alto- TiO_2	Suíte A	7,1	1,6	Enriquecida
Alto- TiO_2	Suíte 1	9,2	2,0	Enriquecida
Alto- TiO_2	Suíte B	17,1	1,3	Enriquecida
Alto- TiO_2	Suíte 3	19,4	3,0	Enriquecida
Alto- TiO_2	Suíte C	27,9	1,5	Enriquecida

As razões $\text{La/Yb}_{(N)}$ e $\text{La/Nb}_{(N)}$ maiores que a unidade das seis suítes discriminadas na província implicam em, pelo menos, uma contribuição de fonte mantélica enriquecida, muito provavelmente representada pelo manto litosférico subcontinental (Tabela 2.8). Modelos de fusão parcial (WOOD & FRASER, 1976) tornam improvável que as suítes de baixo- TiO_2 com maior razão $\text{La/Yb}_{(N)}$ e de alto- TiO_2 com menor razão $\text{La/Yb}_{(N)}$ possam estar associadas a uma mesma fonte mantélica por diferentes quantidades de fusão, no intervalo máximo (25-45%) necessário à geração de líquidos basálticos toleíticos, a partir de manto peridotítico (MYSEN & KUSHIRO, 1977; JACQUES & GREEN, 1980). De modo semelhante, é improvável que as suítes de alto- TiO_2 sejam co-genéticas entre si. Os dados indicam, portanto, que as suítes devem estar relacionadas a diferentes fontes mantélicas, o que implica em heterogeneidade no manto litosférico subcontinental em escala local (VALENTE *ET AL.*, 2005), em oposição a heterogeneidades em escala regional, identificadas em outras províncias basálticas continentais, como no caso de Paraná-Etendeka, por exemplo (PICCIRILLO & MELFI, 1988). Estas conclusões preliminares dependem, no entanto, de dados isotópicos (Sr, Nd e Pb) para serem ratificadas. Vale salientar que não deve ser descartada, também, a influência da quantidade de rifteamento continental nos valores das razões $\text{La/Yb}_{(N)}$ das suítes. Muito provavelmente, a despeito das diferenças de fontes, o valor muito elevado da razão $\text{La/Yb}_{(N)}$ da Suíte C (Tabela 2.8), associado a sua localização nas porções mais ocidentais e interiores da província, está também relacionado a menores quantidades de rifteamento continental.

As suítes Serrana e Costa Azul foram tentativamente comparadas às duas suítes de baixo- TiO_2 da Província Paraná-Etendeka, quais sejam, Esmeralda e Gramado (Peate, 1997) (Figura 2.7).

Em termos regionais, a Suíte Costa Azul (EDSM) 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 (MONTEIRO & VALENTE, 2003; DUTRA *ET AL.*, 2005a). As amostras correspondentes à Suíte Serrana plotaram próximo ao limite do campo da Suíte Esmeralda com os campos dos diabásios da região de Lumiar (LUDKA, 1997) e Gramado (MONTEIRO &

VALENTE, *OP.CIT.*; DUTRA *ET AL.*, *OP.CIT.*). Dutra *et al.* (2005a) ressaltaram que todas as amostras de Lumiar, da Suíte Serrana, associaram-se perfeitamente ao magma do tipo Gramado (Figura 2.7). Segundo Peate & Hawkesworth (1996), o magma do tipo Gramado é o mais contaminado em Paraná-Etendeka. Tal fato pode indicar que as amostras de Lumiar são as mais contaminadas da província (DUTRA, 2006).

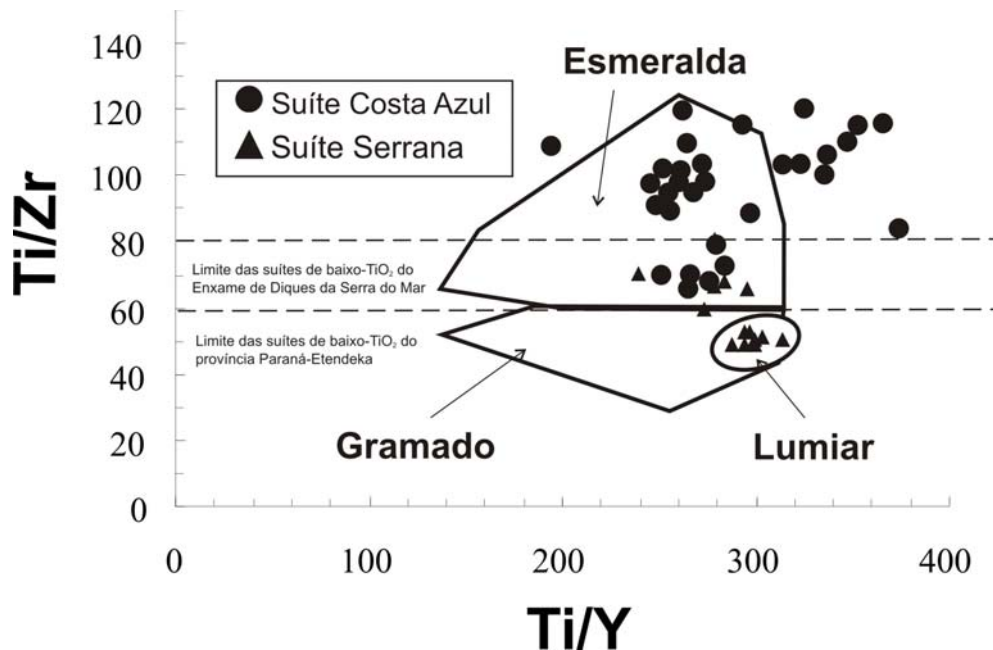


Figura 2.7 – Diagrama discriminante dos magmas basálticos de baixo-TiO₂ de Paraná-Etendeka (PEATE, 1997) e das suítes de baixo-TiO₂ (Serrana e Costa Azul) do EDSM (modificado de Dutra *et al.*, 2005a). Os diabásios da região de Lumiar foram compilados de Ludka (1997).

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 de elementos traços incompatíveis (DUTRA *ET AL.*, 2005b) indicam que os diabásios de baixo-TiO₂ da suíte Costa Azul na região de Búzios e os basaltos de Campos representam magmas composicionalmente distintos. Além desta incompatibilidade, a razão $La/Y_{(N)} = 1,1$ 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 da suíte Costa Azul, 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.

Dados isotópicos recentes (DUTRA *ET AL.*, 2006a) têm apontado para uma maior contribuição de um componente mantélico empobrecido na petrogênese dos diabásios da suíte Costa Azul. Este fato é corroborado pelo modelo de mistura binária proposto por Dutra (2006), que tem indicado o envolvimento de aproximadamente 80% do componente D-MORB (componente astenosférico empobrecido) na mistura e de cerca de 20% do manto litosférico subcontinental. Em contrapartida, o Sr radiogênico ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i > 0.705$) mais elevado e os valores negativos de ϵNd_i (-0,9 a -6,4) dos diabásios de baixo-TiO₂ da Suíte Serrana têm sido atribuídos a possíveis processos de contaminação crustal (DUTRA *ET AL.*, 2006a), corroborando os resultados dos estudos comparativos regionais feitos por Dutra (2006) entre a Suíte Serrana e os magmas basálticos de baixo-TiO₂ da província Paraná-Etendeka (PEATE, 1997) (Figura 2.7).

Corval *et al.* (2005) apresentaram uma comparação entre os diabásios de alto-TiO₂ do EDSM e das suítes da Província Paraná-Etendeka (PEATE, 1997) de modo a avaliar-se a ocorrência de mais que um tipo basáltico com base nos parâmetros discriminados (HERGT *ET AL.*, 1991; PEATE *ET AL.*, 1992) para esta última província (Figura 2.8).

O diagrama mostra que a grande maioria das rochas basálticas da suíte 1 de alto-TiO₂ da porção centro-norte do Estado do Rio de Janeiro, e também predominante no EDSM, pode ser associada à Suíte Urubici da Província Paraná-Etendeka, com apenas sete exceções, associadas à Suíte Pitanga. Vale ressaltar que estas amostras pertencem às suítes 2 e 3 citadas anteriormente (CORVAL *ET AL.*, 2005).

Testes realizados por Corval *et al.* (2005) com modelos de fusão parcial de equilíbrio modal (WOOD & FRASER, 1976) revelaram que os diabásios toleíticos das suítes de alto-TiO₂ do EDSM foram gerados a partir de fontes mantélicas enriquecidas, com distintas razões La/Yb, ou seja, não podem ser associados a uma

mesma fonte mantélica. Isto corrobora a hipótese de heterogeneidade mantélica em escala local, conforme citado anteriormente.

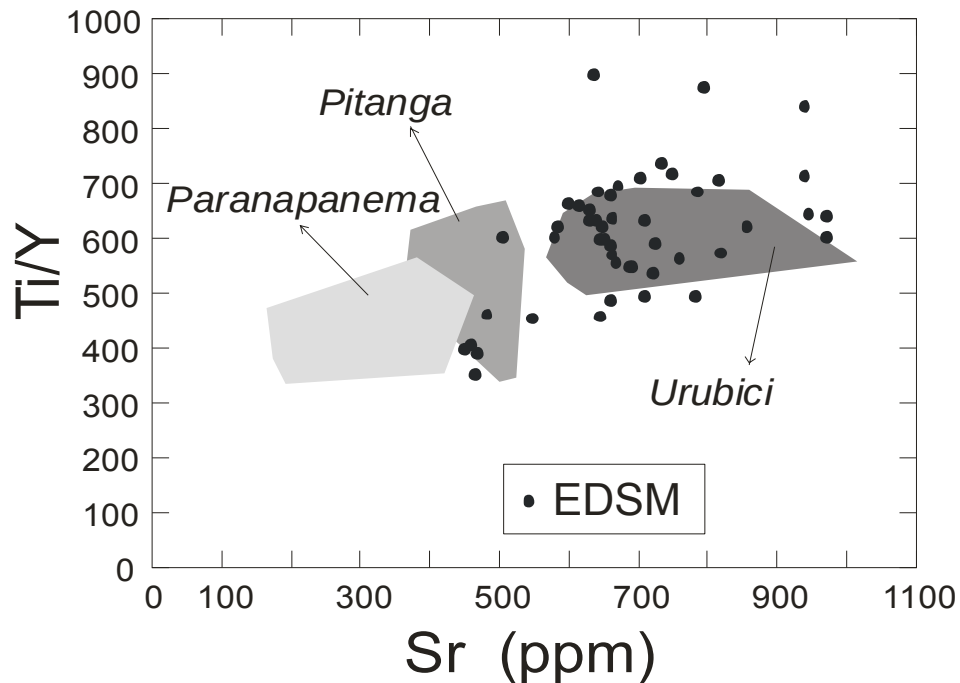


Figura 2.8 – Diagrama Sr x Ti/Y com amostras da suíte de alto-TiO₂ do EDSM nos setores central e norte do Estado do Rio de Janeiro (CORVAL *ET AL.*, 2005) e os campos discriminantes das suítes basálticas reconhecidas na Província Paraná-Etendeka (PEATE, 1997) (retirado de Corval *et al.*, 2005).

Esta heterogeneidade mantélica local associada à província magmática estudada deve ter uma relação com os processos de amalgamação do supercontinente Gondwana, com especial referência ao Orógeno Ribeira, durante o Neoproterozóico-Cambriano. A amalgamação do Gondwana deve ter sido um importante processo de remobilização litosférica pretérita aos processos de rifteamento do supercontinente, no Cretáceo Inferior, que culminaram com a abertura do Oceano Atlântico Sul (VALENTE *ET AL.*, 2005).

Apesar da aparente forte contribuição de um componente litosférico na geração das suítes de alto TiO₂ do EDSM, Valente *et al.* (2007) propuseram, com base em modelagem petrogenética, a interação de componentes do tipo pluma na geração destas rochas, aflorantes na porção centro-norte do Estado do Rio de Janeiro. Estes autores mostraram que os diabásios desta parte do EDSM apresentam uma característica anomalia negativa de Nb quando plotados em

diagrama multi-elementar normalizado para o condrito. De modo geral, isto está de acordo com os modelos que mostram o não envolvimento de um componente do tipo pluma e um papel exclusivo do manto litosférico subcontinental na geração de basaltos continentais (p.ex.: Paraná-Etendeka), como defendido por alguns autores em artigos recentes (p.ex.: MARQUES & ERNESTO, 2004). Todavia, Valente *et al.* (2007) apresentaram uma notável exceção representada por um diabásio de alto-TiO₂ aflorante próximo à cidade de Três Rios. Esta amostra apresenta uma pronunciada anomalia positiva de Nb e uma razão La/Yb_(N) maior que a unidade, características típicas de componentes do tipo pluma. Dados isotópicos obtidos para diabásios de alto-TiO₂ do EDSM (VALENTE, 1997) com assinaturas litosféricas (p.ex.: La/Nb > 1) foram utilizados na elaboração de modelos de mistura binária de Sr-Nd. Estes modelos foram construídos com o intuito de testar a possibilidade do envolvimento de componentes litosféricos e do tipo pluma na petrogênese dos basaltos de alto-TiO₂ do EDSM. As composições isotópicas de Sr-Nd destes diabásios foram consistentes com os modelos de mistura binária envolvendo um componente do tipo pluma (Tristão da Cunha). A fusão da pluma, no entanto, parece ter sido fortemente controlada pela topografia negativa do manto litosférico subcontinental durante o rifteamento do Gondwana (VALENTE *ET AL.*, 2007).

Os modelos petrogenéticos e geodinâmicos que consideram a contribuição de componentes do tipo pluma na geração das rochas basálticas toleíticas do Enxame de Diques da Serra do Mar ainda geram muita controvérsia. Marques *et al.* (1999) propõem que a pluma de Tristão da Cunha poderia ter contribuído apenas como fonte de calor para a fusão do manto litosférico subcontinental. Ernesto *et al.* (2002), baseando-se em dados paleomagnéticos, geoquímicos e de anomalias de geóide, descartam a possibilidade de envolvimento da pluma de Tristão da Cunha até mesmo como fonte de calor para gerar o magmatismo basáltico toleítico da Serra do Mar na região costeira dos Estados de São Paulo e Rio de Janeiro. Os trabalhos de Marques *et al.* (2003; 2005) apresentaram novas reconstruções paleomagnéticas revelando que, tanto a pluma de Tristão da Cunha, como a de Trindade-Martim Vaz, (GIBSON *ET AL.*, 1995a,b; GIBSON *ET AL.*, 1997) geralmente evocadas como participantes no processo gerador do magmatismo Mesozóico do Sudeste do Brasil, não estiveram em posições favoráveis, relativamente à Placa Sul-Americana, para

que pudessem ter sido responsáveis por esse magmatismo, seja na forma de suprimento de calor ou massa.

A ausência de participação de componentes empobrecidos na petrogênese das suítes basálticas de alto-TiO₂ que ocorrem mais a oeste (p.ex.: CORVAL, 2005) contrasta com a Suíte Costa Azul (DUTRA, 2006; DUTRA *ET AL.*, 2006a; DUTRA *ET AL.*, 2006b) para a qual houve forte participação de componentes do tipo D-MORB. Esta situação que ocorre no Enxame de Diques da Serra do Mar, na área do Estado do Rio de Janeiro, deve denotar que as suítes de alto-TiO₂ (na porção central e ocidental) e a suíte Costa Azul de baixo-TiO₂ (na porção oriental do enxame) podem não ser contemporâneas. No entanto, os modelos geodinâmicos propostos (DUTRA *ET AL.*, 2006a; VALENTE *ET AL.*, 2007) devem ser considerados preliminares e seu refinamento depende, principalmente, de novos dados geoquímicos isotópicos, incluindo geocronológicos.

Poucos dados geocronológicos referentes aos diabásios toleíticos da província magmática em estudo foram publicados. De um modo geral, estes diques estão associados à fragmentação do Gondwana no Cretáceo Inferior (c.a. 132 Ma; TURNER *ET AL.*, 1994), muito embora, mais recentemente, idades mais antigas (193-161 Ma) tenham sido registradas na porção ocidental do EDSM (GUEDES *ET AL.*, 2005). Estudos geocronológicos pioneiros dos diabásios toleíticos da província em estudo, pelo método K-Ar, foram realizados na região costeira do Estado de São Paulo (MINIOLI, 1969). As idades obtidas variaram de ca. 211 Ma a 206 Ma. Mais recentemente, diabásios toleíticos de alto-TiO₂ coletados ao longo do litoral paulista e fluminense, desde Ubatuba até a cidade do Rio de Janeiro, foram datados pelo método ⁴⁰Ar-³⁹Ar, tendo sido utilizados tanto rocha total quanto plagioclásios (TURNER *ET AL.*, 1994), com resultados variando entre 115,0 Ma e 133,0 Ma. Idades K-Ar obtidas para diabásios toleíticos de alto-TiO₂ da mesma região litorânea do Estado de São Paulo variaram entre 129,2 Ma e 149,8 Ma (GARDA, 1995), enquanto que idades entre 129,4 Ma e 133,0 Ma foram obtidas para os diabásios toleíticos de alto-TiO₂ da região litorânea do Estado do Rio de Janeiro pelo método ⁴⁰Ar-³⁹Ar (DECKART *ET AL.*, 1998).

Um estudo geocronológico mais detalhado foi realizado na porção ocidental do EDSM, entre Resende e a Baía da Ilha Grande, no Estado do Rio de Janeiro (GUEDES, 2007). Foram datadas quinze amostras de diabásios toleíticos das suítes A, B e C, todas de alto-TiO₂ (Tabelas 2.7 e 2.8). O programa *ISOPLOT* (LUDWIG, 2003) foi utilizado para a obtenção de idades, tanto por platô como isocrônicas, com resultados variando entre 125,1 ± 2,3 Ma e 155,4 ± 4,6 Ma. A idade mais antiga corresponde a um dique anteriormente datado pelo método K-Ar em 192,9 ± 2,0 Ma (GUEDES, 2001).

De um modo geral, os dados geocronológicos ⁴⁰Ar-³⁹Ar e K-Ar são bem distintos, mesmo quando obtidos para uma mesma amostra. Isto indica a dificuldade de se datar estas rochas, possivelmente como consequência de processos de alteração que podem afetar significativamente as concentrações de Ar nas amostras. Dados geocronológicos ainda não foram obtidos para as suítes de baixo-TiO₂ reconhecidas na porção oriental e centro-norte do EDSM. No entanto, tomando-se por base somente os dados geocronológicos ⁴⁰Ar-³⁹Ar disponíveis, pode-se concluir, ainda que preliminarmente, que diabásios toleíticos de alto-TiO₂ mais antigos que c.a. 133 Ma não foram ainda encontradas na região costeira da província. De modo semelhante, os diabásios toleíticos mais antigos da mesma suíte parecem concentrar-se na porção ocidental do enxame. Os resultados geocronológicos ⁴⁰Ar-³⁹Ar também indicam que a litosfera continental Gondwânica pode ter estado anormalmente quente numa escala de tempo da ordem de poucas dezenas de milhões de anos e que, ao longo deste tempo, intrusões contemporâneas podem ter ocorrido em estruturas de diferentes orientações, assim como estruturas de orientações semelhantes podem ter sido reativadas e preenchidas por magmas basálticos toleíticos de diferentes idades.

3 APRESENTAÇÃO DOS DADOS

3.1 Introdução

Este capítulo apresenta dados de campo, petrográficos, geoquímicos (litogeoquímica e isótopos de Sr, Nd e Pb) e geocronológicos (Ar-Ar) dos diabásios do setor central do Estado do Rio de Janeiro (Figura 1.1). Os dados geoquímicos serão utilizados para a classificação das rochas, bem como para a discriminação de séries e suítes.

3.2 Dados de campo

A área de estudo inclui trinta e sete folhas topográficas do IBGE na escala de 1:50.000 (Figura 3.1).

Trabalhos de campo no Enxame de Diques da Serra do Mar foram realizados por alguns autores em algumas das referidas folhas, como, por exemplo, na área em torno da Baía de Guanabara (VALENTE, 1997), na porção sul e oriental do enxame (TETZNER, 2002; DUTRA, 2006), bem como na sua parte mais central (CORVAL, 2005).

Um trabalho sistemático de campo foi realizado, como parte da presente tese, com geração de novos dados para a porção centro-oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar. Esta porção corresponde às regiões de Sapucaia, Além Paraíba, Cantagalo, Santa Maria Madalena, Renascença, Valença, Paraíba do Sul, Três Rios, Anta, Duas Barras, Cordeiro, Trajano de Moraes, Conceição de Macabu e Itaipava, limitadas pelas coordenadas 43°45'W-41°45'W e 21°45'S-22°30'S (Figura 3.1). Este trabalho de campo possibilitou a identificação de quarenta e um afloramentos de diques de diabásio, dos quais foram coletadas sessenta e cinco amostras, tanto das partes centrais quanto das margens resfriadas das intrusões, para estudos petrográficos e/ou litogeoquímicos.

Mosaico das folhas topográficas IBGE (1:50.000) correspondente à área de estudo

Petrogênese e contexto geodinâmico das suítes basálticas toleíticas do Cretáceo Inferior da porção centro-oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar

Tese de doutorado: Corval, 2009

Faculdade de Geologia-UERJ

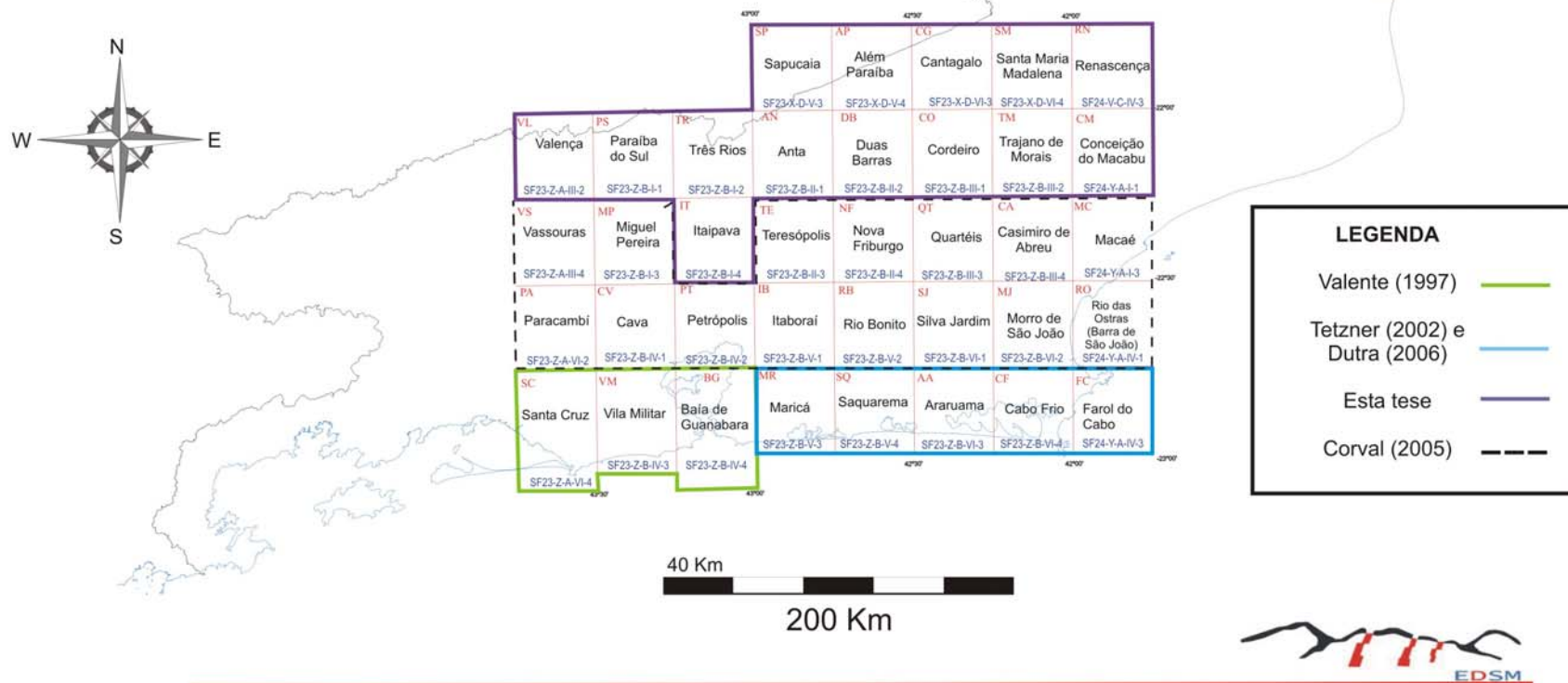


Figura 3.1 – Articulação de folhas topográficas em escala 1:50.000 (IBGE) da porção central do Estado do Rio de Janeiro.

O método de trabalho utilizado para a descrição dos diques no campo utilizou critérios que, posteriormente, foram incorporados ao banco de dados EDSM-rifte do Grupo de Pesquisa EDSM-rifte da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro.

Os itens descritos no campo incluem: espessura, extensão, atitude, presença (ou não) de margens resfriadas, metassomatismo e enclaves, além de aspectos referentes às formas de intrusão e de ocorrência. Amostras do centro e margens resfriadas dos diques foram coletadas e codificadas para posteriores análises petrográficas e litogeoquímicas. Os afloramentos foram fotografados em várias escalas, incluindo panorâmicas e de detalhe. Bases topográficas e/ou geológicas na escala de 1:50.000 foram utilizadas na etapa de campo com o intuito de facilitar a localização dos diques aflorantes na área, bem como estudar as possíveis correlações entre a ocorrência dos diabásios e possíveis lineamentos. As coordenadas UTM de cada afloramento eram armazenadas num *GPS* e o *datum* adotado foi o WGS84. A utilização deste *datum* equivale a uma diferença de 30 m nos mapas do IBGE, pois os mesmos são elaborados tendo como referência o *datum* Córrego Alegre. Todas as correções necessárias foram feitas para a elaboração do mapa do Enxame de Diques da Serra do Mar (Apêndice A).

As rochas basálticas aflorantes na porção centro-oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar do Estado do Rio de Janeiro afloram sob a forma de diques. Os diques mapeados apresentam-se bastante alterados e ocorrem, geralmente, como blocos rolados, alinhados e *in situ* (Figura 3.2). Entretanto, há também afloramentos de diques, seja com um ou ambos contatos expostos.

Predominantemente, os diques da área de estudo são subverticais e exibem orientação preferencial NE-SW (Apêndice A). Diques de diabásios com orientação NNE-SSW e NW-SE afloram na porção oriental do enxame, na Região dos Lagos, entre Maricá e Búzios (TETZNER, 2002; DUTRA, 2006). Adicionalmente, há a ocorrência, de modo subordinado, de diques com direção NW-SE na região de Três Rios, próximo à Zona de Cisalhamento Além Paraíba (CORVAL, 2005).

Vários dos afloramentos estudados foram encontrados em estradas secundárias não pavimentadas, muito embora haja bons afloramentos também nas

estradas pavimentadas (Figura 3.3). Os diques também estão bem expostos em costões rochosos de regiões litorâneas na porção oriental do enxame (TETZNER, 2002; DUTRA, 2006).



Figura 3.2 – Blocos de diabásio alinhados, parte deles *in situ* (Ponto: DB-SV-4). A linha tracejada em branco indica, aproximadamente, os contatos do dique com as rochas encaixantes. Visada para NE.

Os diques mapeados apresentam espessuras variando de dezenas a centenas de metros (Figura 3.4), enquanto suas extensões variam na ordem de centenas a milhares de metros. Os diques afloram gerando feições topográficas positivas de pequeno destaque. Entretanto, seus contatos, por representarem zonas de fraqueza, são mais facilmente erodidos, gerando pequenas ravinas (Figura 3.5).

Margens resfriadas não são comumente observáveis nos afloramentos dos diabásios porque os contatos são raramente preservados devido ao elevado grau de alteração das rochas. Porém, quando presentes, estas rochas das margens são caracterizadas por uma granulometria mais fina do que a encontrada no centro dos diques (Figura 3.6).



Figura 3.3 – Ocorrência de dique de diabásio sob a forma de blocos rolados (indicados pelas setas brancas) em estrada pavimentada na região de Trajano de Moraes (Ponto: TM-SV-4). Visada para N.

As amostras coletadas nas partes centrais das intrusões apresentam granulometria média e coloração preto-esverdeada, contrastando fortemente com as amostras que são coletadas nas margens resfriadas, geralmente com textura afanítica, ausência de amígdalas e vesículas, coloração preto-esverdeada e presença de vidro alterado (Figura 3.6).

Não foi possível estabelecer qualquer relação entre as espessuras das margens resfriadas e as espessuras das intrusões. Subordinadamente, algumas margens resfriadas apresentam veios de material de composição carbonática (Figura 3.7).

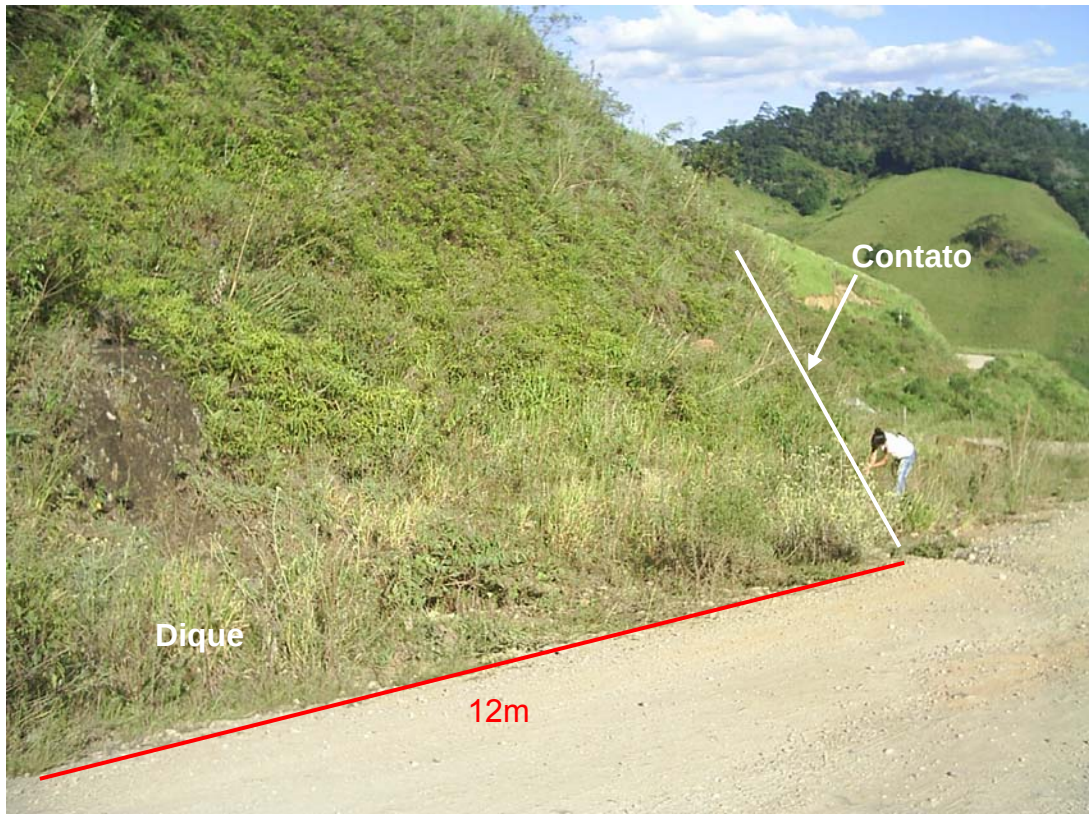


Figura 3.4 – Dique espesso na região de Conceição de Macabu (Ponto: CM-SV-1). Visada para E.



Figura 3.5 – Dique de diabásio na região de Trajano de Moraes. O contato com as rochas encaixantes gera pequenas ravinas (r) (Ponto: TM-SV-1). Visada para E.

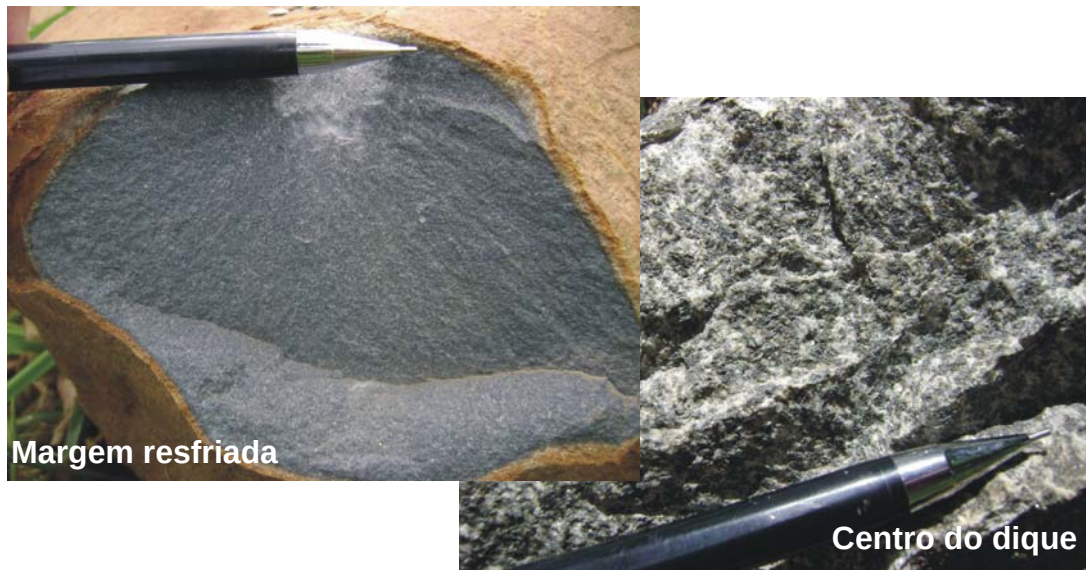


Figura 3.6 – Textura da margem resfriada e do centro de um mesmo dique (Ponto: IT-SV-1).

Faixas metassomáticas são raramente observadas em campo. O metassomatismo associado a esses diabásios é resultado das altas temperaturas da intrusão e das trocas químicas com a rocha encaixante, geralmente envolvendo fluidos. Essas alterações implicam em mudanças composicionais e/ou texturais na rocha encaixante.

Na área estudada, o metassomatismo é caracterizado pela variação da coloração e da granulometria da rocha encaixante próximo aos contatos (Figura 3.8).

Diáclases são as estruturas rúpteis características dos diques área estudada. Em muitos casos, a direção de uma das fraturas é paralela a subparalela à direção do dique. As diáclases encontradas no centro dos diques apresentam espaçamento métrico (Figura 3.9), mas não ultrapassam poucos centímetros nas margens resfriadas (Figura 3.10).

As diáclases facilitam a percolação de água, resultando em processos intempéricos químicos que permitem a formação de uma capa de alteração de aspecto ferruginoso, possivelmente composta por hidróxidos (Figura 3.11).



Figura 3.7 – Veios de carbonatos na margem do dique (Ponto: TR-SV-6). Visada para NE.



Figura 3.8 – Variações de cores e granulometria resultantes de metassomatismo. A coloração avermelhada e a granulometria mais fina indicam proximidade do contato (ponto DB-SV-2). Visada para E.



Figura 3.9 – Diáclases (setas duplas) com espaçamento métrico em dique de diabásio da região de Trajano de Moraes (Ponto: TM-SV-3). Visada para E.

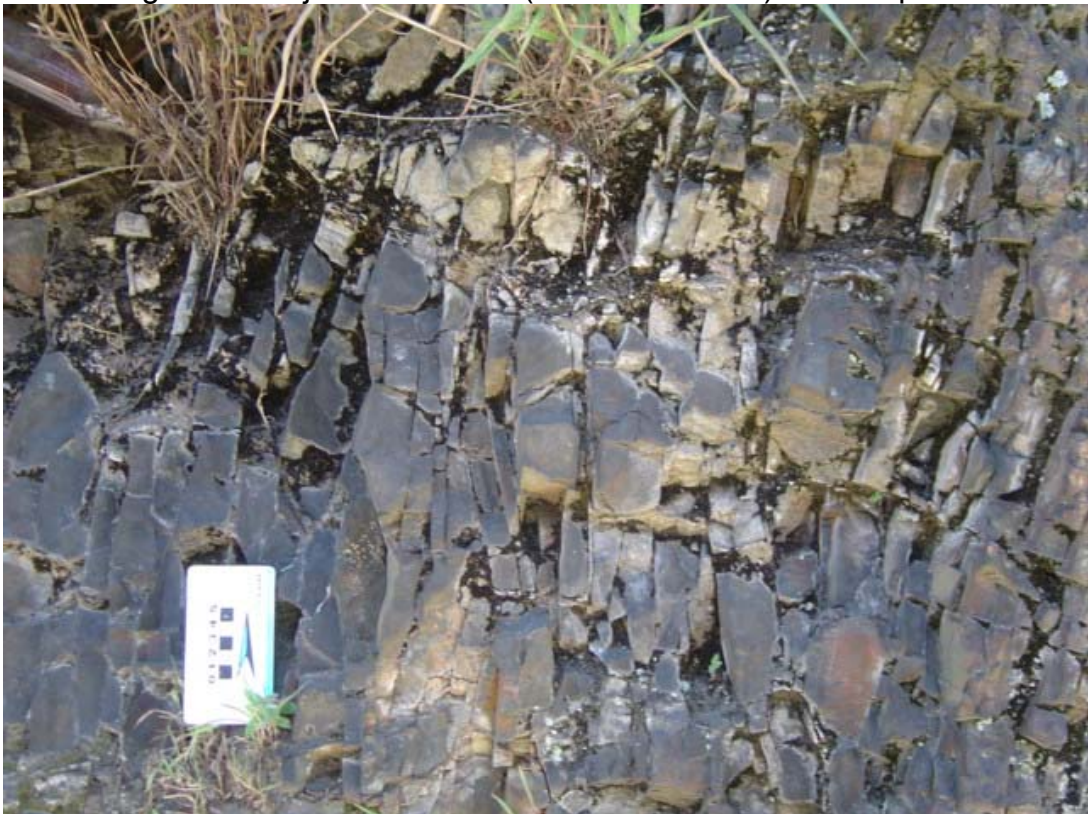


Figura 3.10 – Diáclases (em escala centimétrica) observadas em margem resfriada de dique da área de estudo (Ponto: TR-SV-2). Visada para NNE.

A associação entre processos intempéricos químicos e físicos possibilita a formação da esfoliação esferoidal, feição extremamente comum nos diques da área estudada (Figura 3.12).

O processo de intemperismo atuante sobre estes diabásios possibilita a geração de uma espessa camada de regolito. Na área de estudo, a ação intempérica avançada nos diabásios pode resultar num regolito de granulometria fina, areno-argilosa, com coloração variando de ocre a marrom claro (Figura 3.13). A composição areno-argilosa desse regolito é resultado da alteração de grãos de plagioclásio e piroxênio e da transformação dos mesmos em minerais mais estáveis nas condições superficiais. Entretanto, a existência deste regolito não caracteriza a presença de diques, a não ser que o mesmo seja encontrado associado a blocos de diabásios (Figura 3.14).



Figura 3.11 – Capa de alteração de aspecto ferruginoso, possivelmente constituída de hidróxidos, em bloco de diabásio da região de Santa Maria Madalena. Notar que a parte interna do bloco está inalterada (**Pontos:** SMM-SV-1 e TM-SV-1).



Figura 3.12 – Esfoliação esferoidal em dique de diabásio da região de Renascença. (Ponto: RN-SV-1). Visada para S.

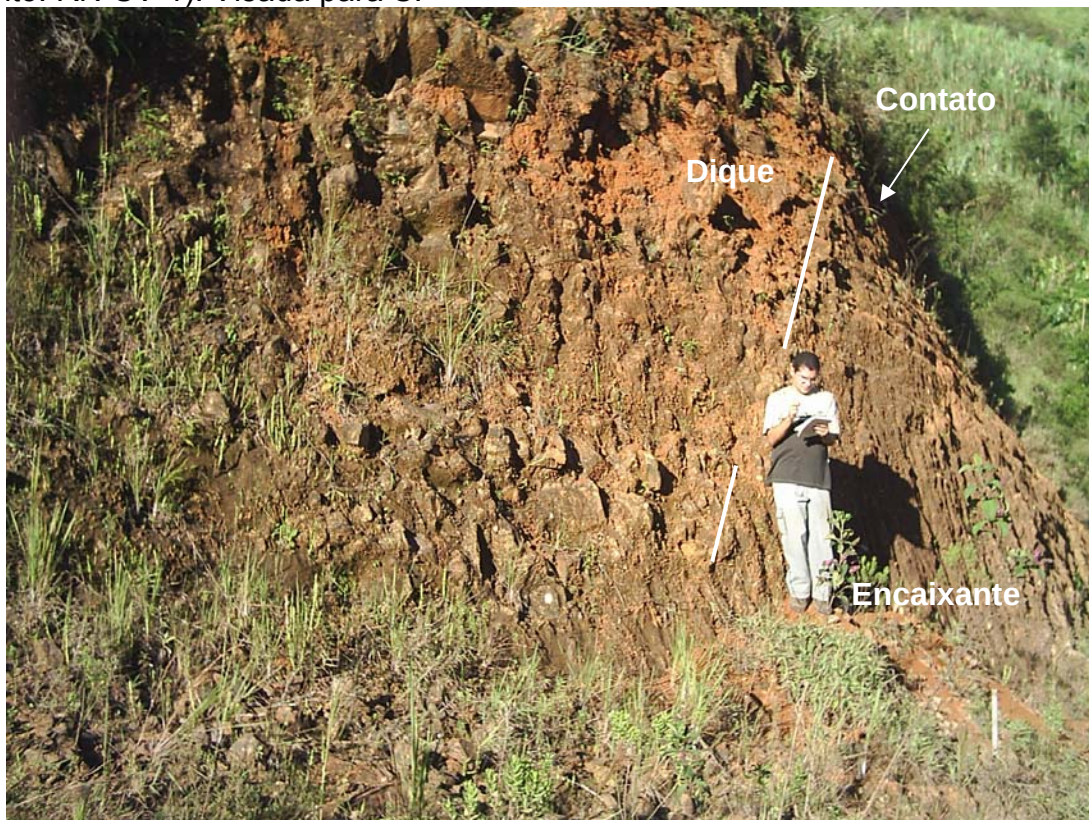


Figura 3.13 – Regolito de coloração marrom claro resultante da alteração de dique de diabásio da região de Conceição de Macabu (Ponto: CM-SV-1). Visada para NE.



Figura 3.14 – Exposição de blocos rolados de diabásio (indicados pela seta branca) em meio ao regolito (r) de cor ocre (Pontos: TM-SV-1, TM-SV-4 e RN-SV-1).

Gnaisses de composição granítica a quartzo diorítica, miloníticos ou não, e gnaisses peraluminosos, correspondem às rochas encaixantes encontradas na área estudada. Muitas destas rochas encaixantes estão bastante alteradas, formando regolitos de diversas cores e granulometrias. Os gnaisses miloníticos encontrados eram predominantemente mesocráticos, de granulometria fina, com estrutura milonítica e porfiroclástica (Figura 3.15a).



Figura 3.15 – Foto mostrando exemplos de rochas encaixantes típicas da área estudada. a) gnaiss milonítico (Ponto: TR-SV-4); b) gnaiss granítico (Ponto: TR-SV-5).

Os gnaisses de composição granítica eram predominantemente finos e muito alterados, exibindo bandamento gnáissico pouco evidente (Figura 3.15b). Na região de Renascença (**Ponto: RN-SV-1**) foram observados porfiroblastos milimétricos a centimétricos de granada na rocha encaixante (Figura 3.16).



Figura 3.16 – Rocha encaixante (biotita-granada-plagioclásio gnaiss porfiroblástico) da região de Renascença. Grãos milimétricos a centimétricos de granada (círculo) constituem os porfiroblastos deste gnaiss (Ponto: RN-SV-1). Visada para W.

O avançado grau de intemperismo dos diabásios aflorantes nas porções central e nordeste do Enxame de Diques da Serra do Mar, bem como suas de rochas encaixantes, tornou difícil o estudo de formas intrusivas, uma vez que os contatos raramente afloram (Figura 3.17). De um modo geral, as formas intrusivas retilíneas parecem predominar no enxame (Figura 3.18), muito embora formas bifurcadas e escalonadas também tenham sido mapeadas em Renascença e Anta (Figuras 3.19 e 3.20). Em contrapartida, na porção oriental do enxame, há diques com diferentes formas de intrusão como, por exemplo: apófises, ramificações, pontes e bifurcações (TETZNER, 2002; DUTRA, 2006).



Figura 3.17 – Rocha encaixante muito alterada na região de Conceição de Macabu (Ponto CM-SV-1). Visada para W.



Figura 3.18 – Intrusão retilínea de dique de diabásio próximo a uma pequena cachoeira. (Ponto PS-SV-3). Visada para SW.

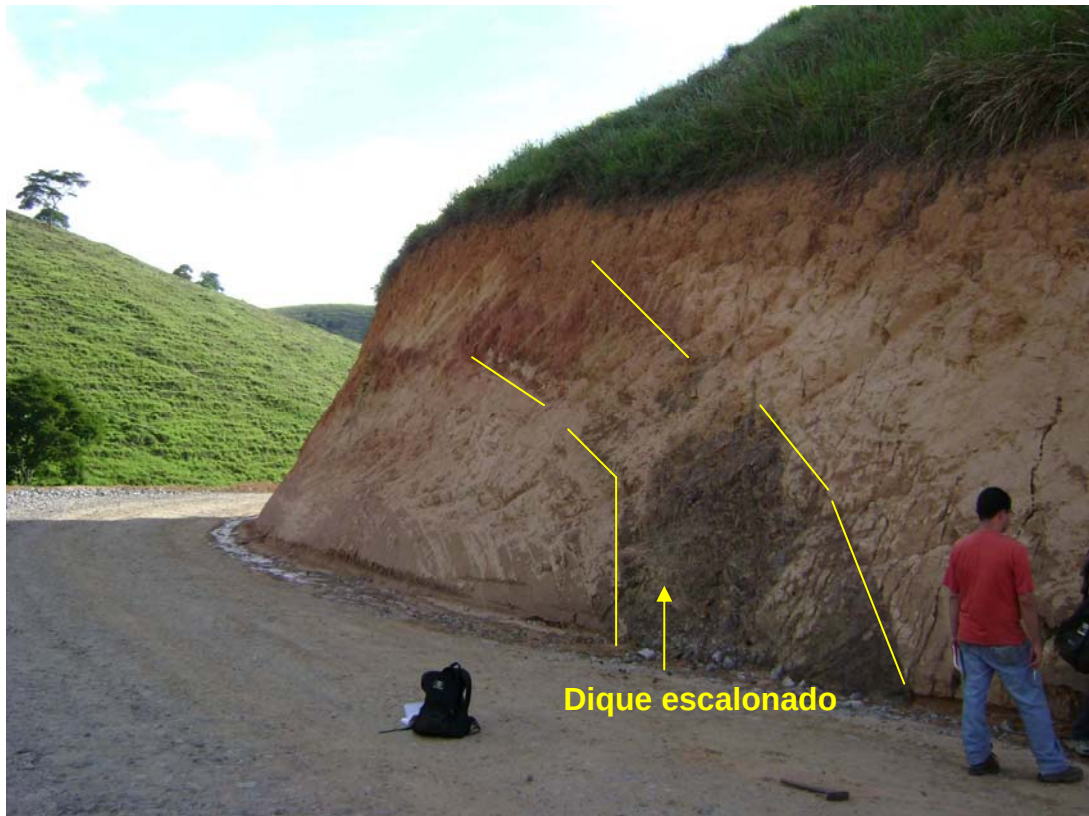


Figura 3.19 – Dique escalonado na região de Anta (Ponto: AN-SV-4). Visada para SW.

Em geral, as intrusões dos diques de diabásio podem ser associadas ao preenchimento posterior de planos de fraquezas (falhas e fraturas). Assim, muitas vezes, os diques que ocorrem em cursos de rios estão relacionados a desníveis com quedas d'água. Em vários destes casos, as intrusões são retilíneas (Figura 3.18).

Pontualmente, enclaves arredondados, de composição granítica, foram observados na região de Paraíba do Sul (**Ponto: PS-SV-5**). Estes enclaves são xenólitos que representam fragmentos da rocha encaixante que foram assimilados pelo líquido basáltico (Figura 3.21). Xenólitos também são frequentes na porção oriental do enxame (DUTRA, 2006). Guedes (2007) também aponta a ocorrência de xenólitos em diques na porção mais ocidental do enxame.

A maioria dos diques da área estudada é marcadamente destituída de amígdalas, salvo uma rara exceção (**Ponto: TR-SV-7**), onde foi possível observar amígdalas preenchidas por carbonato (Figura 3.22).

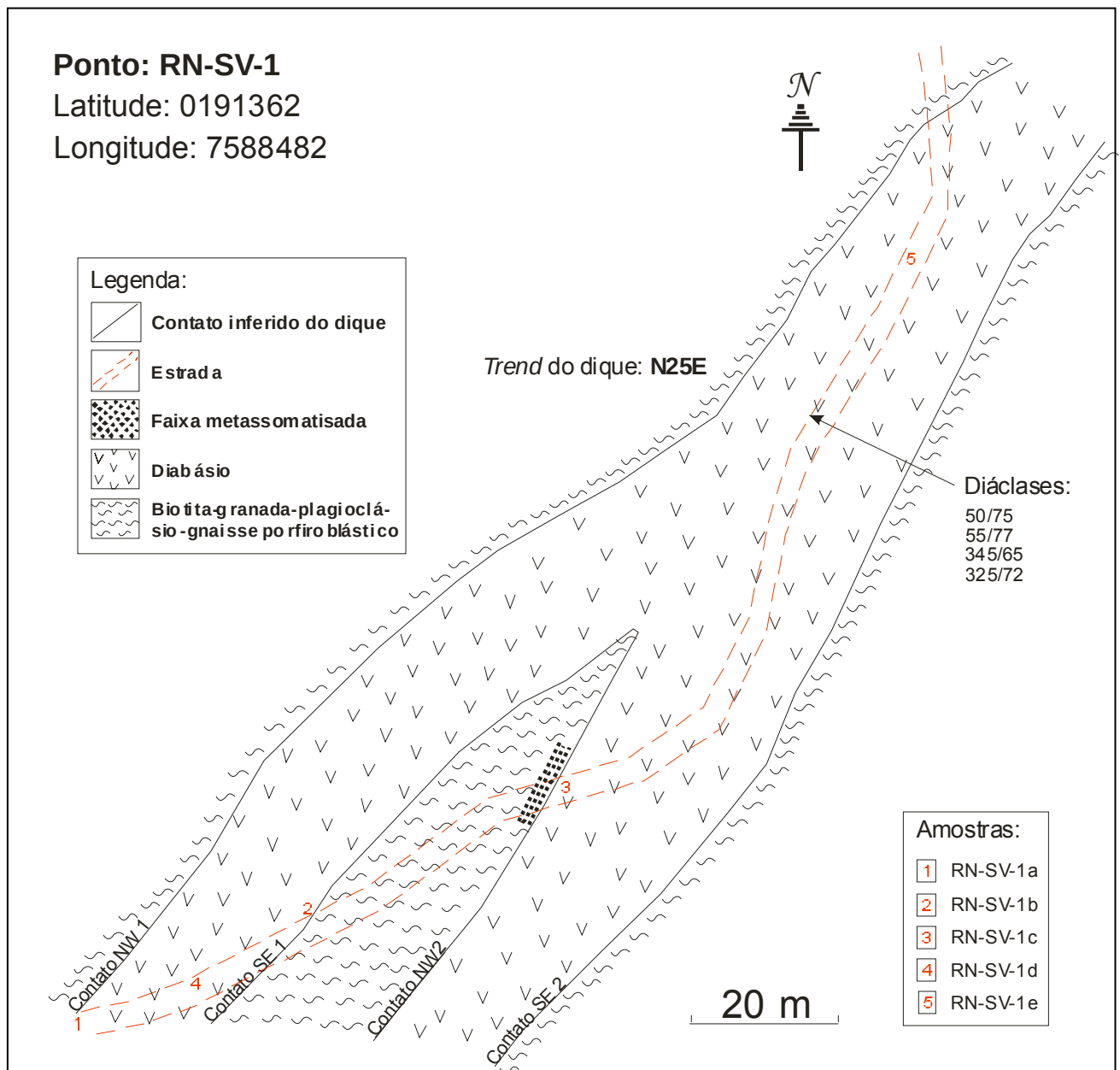


Figura 3.20 – Desenho de caderneta de campo mostrando forma intrusiva bifurcada observada em dique de diabásio da região de Renascença (Ponto RN-SV-1).

Com base nos dados de campo supracitados, pode-se concluir que as estruturas marcantes dos diabásios são as diáclases que, em geral, têm espaçamento métrico, no centro dos diques, a centimétrico, nas margens resfriadas. O conspícuo diaclasamento das margens resfriadas pode ter promovido intemperismo físico e químico mais intenso nestas partes das intrusões, comparativamente às suas porções centrais. Isto pode explicar, parcialmente, a pouca preservação dos contatos nos afloramentos estudados e, por conseguinte,

também da margem resfriada. Mesmo assim, a observação de margens resfriadas é um fator indicativo de forte gradiente térmico entre os diques e as rochas encaixantes, o que remete a níveis crustais rasos para as intrusões.



Figura 3.21 – Xenólitos arredondados (círculos) de composição granítica em bloco de diabásio (Ponto: PS-SV-5).

As porções centrais dos diques são caracterizadas por texturas faneríticas equigranulares médias a grossas, o que pode ser relacionado a um lento resfriamento possivelmente controlado pela grande espessura das intrusões. A ausência de estruturas de fluxo também é um fator indicativo de pouco movimento lateral pós-intrusão. Adicionalmente, a escassez de estruturas vesiculares e amigdaloidais, bem como de veios, indica a natureza relativamente anídrica dos líquidos basálticos formadores dos diques. Deste modo, as poucas feições metassomáticas observadas no campo devem estar associadas à mobilização de fluidos das próprias rochas encaixantes e não das intrusões propriamente ditas.

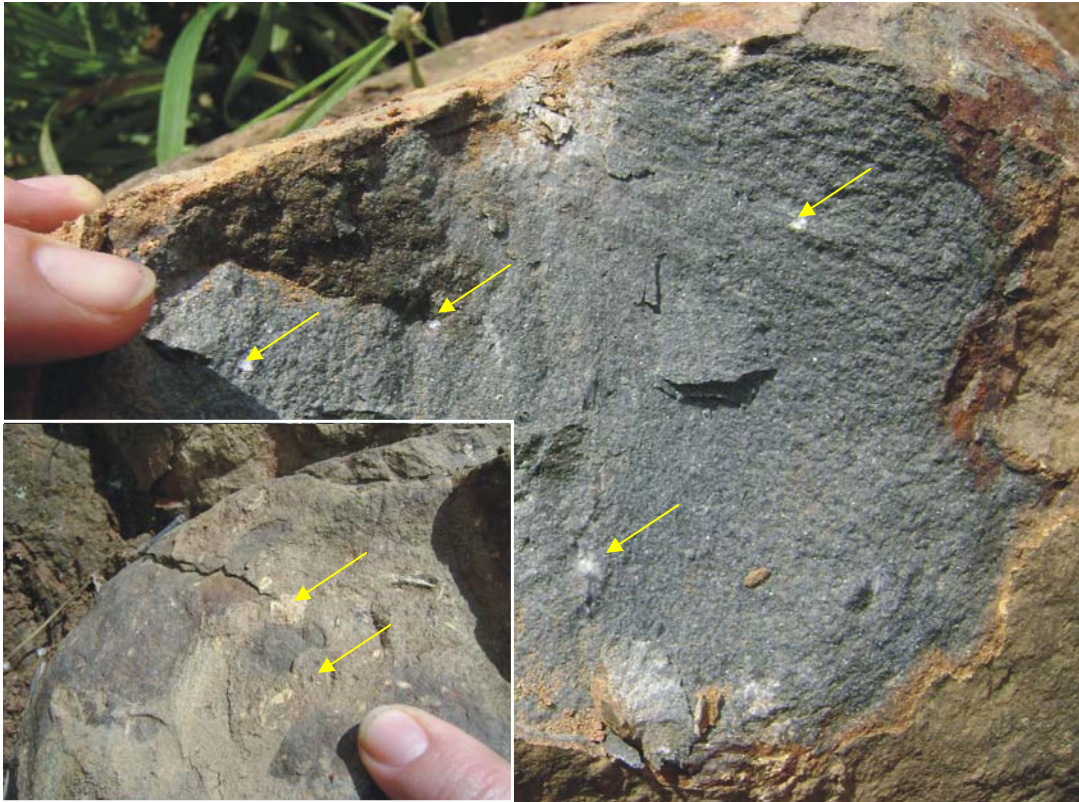


Figura 3.22 – Amígdalas preenchidas por material carbonático em bloco de diabásio. (Ponto: TR-SV-7).

A reduzida quantidade de xenólitos, em especial nos setores central e nordeste do enxame, indica interação depreciável entre os magmas basálticos intrusivos e suas rochas encaixantes. No entanto, a forma subarredondada dos xenólitos indica que os magmas basálticos estudados podem ter estado envolvidos em processos que combinem cristalização fracionada e assimilação de crosta continental superior, de composição caracteristicamente granítica.

3.3 Petrografia

3.3.1 Introdução

As sessenta e cinco amostras de rochas basálticas, pouco alteradas ou inalteradas, coletadas na etapa de campo, foram selecionadas, lavadas em água corrente para eliminar sedimentos e matéria orgânica presentes e, posteriormente, secas ao ar. As amostras foram, então, divididas em duas alíquotas, quais sejam:

uma para a laminação, necessária ao estudo petrográfico, e outra para as análises litogeoquímicas. Vale ressaltar que estudos petrográficos pretéritos foram feitos para as porções centro-norte (CORVAL, 2005) e oriental (DUTRA, 2006) do Enxame de Diques da Serra do Mar (Figura 3.1).

A fração destinada aos estudos petrográficos foi laminada no Laboratório de Preparação de Amostras do Departamento de Geociências da UFRuralRJ, conforme os procedimentos usualmente adotados. As lâminas destes diabásios foram analisadas no Laboratório de Microscopia da UFRuralRJ, sob microscópio de luz transmitida.

As amostras de diabásio foram descritas com base nos critérios petrográficos apresentados em Mackenzie *et al.*, (1982). Assim, as texturas das rochas estudadas, em termos de grau de cristalinidade, foram classificadas em holohialina (textura totalmente vítrea), hipohialina (predominância de vidro), hipocristalina (textura predominantemente cristalina) e holocristalina (textura totalmente cristalina). Os grãos foram classificados, quanto à forma, como euédricos (cristais com todas as faces bem definidas), subédricos (cristais com poucas faces bem definidas) ou anédricos (cristais sem faces definidas). Os seguintes hábitos principais foram identificados: tabular, lamelar, colunar (ou prismático) e acicular. A classificação granulométrica adotada foi a seguinte: fina (<1mm), média (1-3mm) e grossa (>3mm). A identificação e análise semi-quantitativa da assembléia de fenocristais foram feitas para as rochas porfíricas. Nestes casos, a classificação granulométrica e textural foi feita, separadamente, para os fenocristais e para os minerais constituintes da matriz, utilizando-se os mesmos critérios da classificação acima. Sete tipos principais de texturas, típicas de basaltos, serviram ao estudo petrográfico, quais sejam: seriada, porfírica, glomeroporfírica, poiquilítica, ofítica, subofítica e intersticial (intersertal e intergranular). Algumas vezes, em uma mesma seção, pode-se observar mais de uma dessas texturas ocorrendo concomitantemente. Na textura seriada é possível observar um contínuo e gradual intervalo de tamanho dos grãos minerais. A textura porfírica é caracterizada por fenocristais circundados por uma matriz composta de cristais de granulometria mais fina. A textura glomeroporfírica pode ser considerada como uma variedade de textura porfírica na qual os fenocristais estão agregados ou aglomerados. Nesta

tese, tais cristais aglomerados são chamados de glomerocristais, não importando o fato dos agregados serem monominerálicos ou poliminerálicos. A textura poiquilítica é uma variedade textural em que grandes cristais de um tipo mineral envolvem pequenos e numerosos cristais de um ou mais outros tipos de minerais que são preferencialmente orientados e, em geral, mas não necessariamente, distribuídos uniformemente. Os cristais envolvidos são chamados de inclusões, e os que envolvem recebem o nome de hospedeiros. Há, ainda, uma variação da textura poiquilítica, denominada ofítica, na qual as inclusões são alongadas e total ou parcialmente envolvidas pelos cristais hospedeiros. Alguns petrógrafos diferenciam o arranjo no qual as inclusões alongadas são completamente envolvidas (textura poiquilítica) daquele em que são parcialmente envolvidas e penetram nas hospedeiras (textura subofítica). Assim, a textura subofítica é um caso especial da textura ofítica. Finalmente, duas variedades de texturas intersticiais são reconhecidas com base no material que ocupa os espaços entre os grãos: intersertal e intergranular. Na textura intersertal, vidro ou material total ou parcialmente hipocristalino ocupa os interstícios entre os grãos. O vidro pode ser inalterado ou ter sido alterado para palagonita, clorita, analcita ou minerais de argila, ou pode estar devitrificado. Na textura intergranular, os espaços entre os grãos são ocupados por um ou mais grãos de outros minerais.

3.3.2 Características Texturais

Os diabásios estudados, em geral, apresentam textura holocristalina e, subordinadamente, hipocristalina. Todavia, texturas hipocristalina e hipohialina são usualmente observadas nas margens resfriadas dos diques.

A matriz dos diabásios é equigranular a inequigranular seriada, com granulometria variando de fina (<1mm) a média (1-3mm). Os diabásios coletados no centro dos diques são comumente afíricos, ou seja, não apresentam fenocristais. Pontualmente, grãos corroídos de plagioclásio, com granulometria grossa (>3mm), observados na lâmina TM-SV-3, foram interpretados como possíveis xenocristais. No entanto, microfenocristais de plagioclásio e augita foram observados nas margens resfriadas de alguns diabásios, tanto como grãos isolados, quanto como

aglomerados (isto é, glomeropórfiros). Estes glomeropórfiros são monominerálicos, ou seja, ou são compostos somente por grãos de augita, ou por grãos de plagioclásio. Estes microfenocristais e glomeropórfiros apresentam granulometria média e estão circundados por uma matriz equigranular fina (<1mm) (Figura 3.23).



Figura 3.23 – Fotomicrografia com glomeropórfiros de augita (círculo) em margem resfriada hipohialina e intersertal de dique de diabásio da região de Três Rios (nicóis cruzados; amostra: TR-SV-4d).

Localmente, microxenocristais de quartzo e microxenólitos de quartzito (Figura 3.24) são observados em margens resfriadas de diques basálticos da região de Três Rios. Tal fator pode ser indicativo da ocorrência de processos de assimilação.

Texturas intersticiais são as mais comuns nestas rochas. A textura intersticial pode ser dividida em dois tipos principais, quais sejam intersertal e intergranular, conforme descrito no subitem 3.3.1. Os diabásios coletados no centro dos diques apresentam textura intergranular, com grãos subédricos de augita preenchendo os interstícios dos grãos de plagioclásio (Figura 3.25).

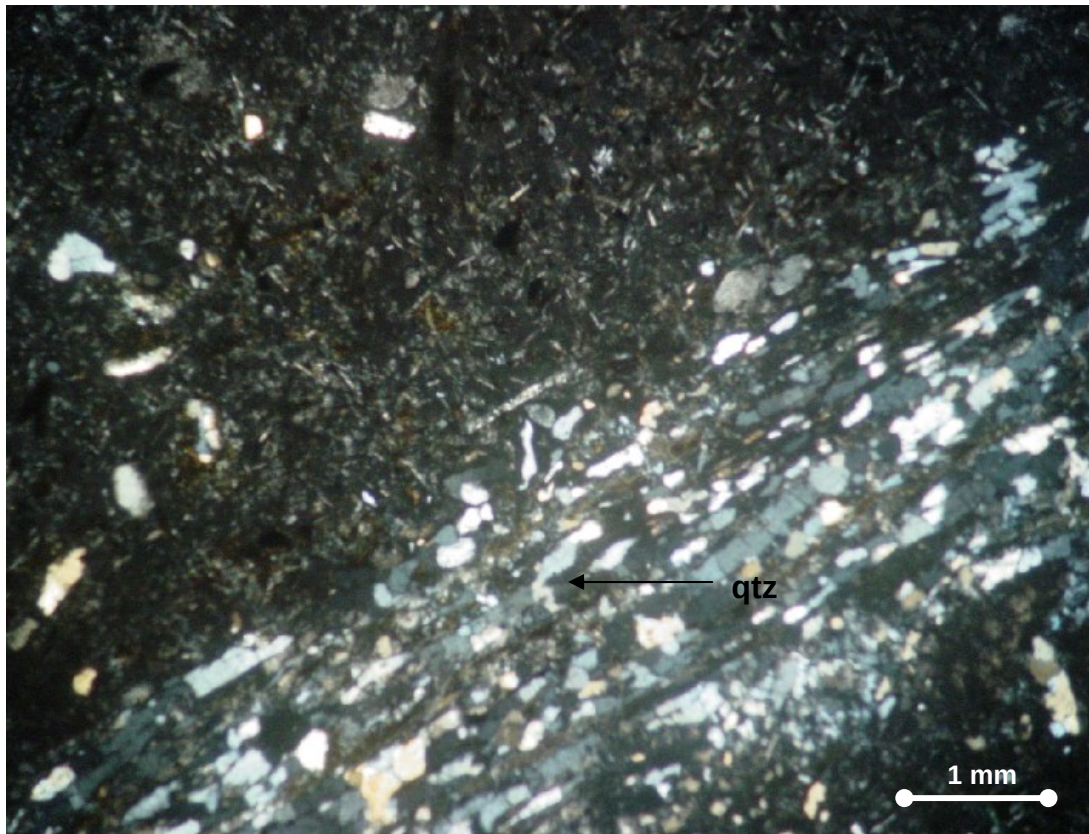


Figura 3.24 – Fotomicrografia de microxenólito de quartzito presente na margem resfriada de dique basáltico de matriz hipohialina na região de Três Rios (nicóis cruzados; amostra: TR-SV-7a). Quartzo = qtz.

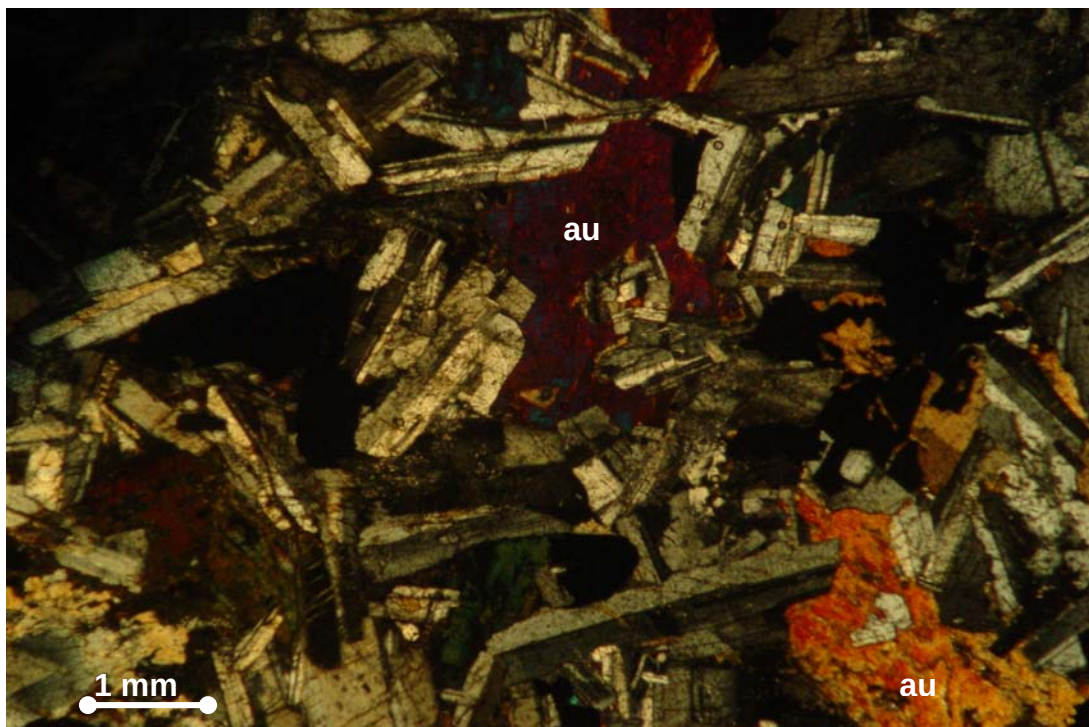


Figura 3.25 – Fotomicrografia mostrando textura intergranular com grãos subédricos de augita (au) nos interstícios dos grãos de plagioclásio em dique de diabásio da região de Santa Maria Madalena (nicóis cruzados; amostra: SMM-SV-2).

Nas margens resfriadas dos diques, a textura é geralmente intersertal, com vidro muito alterado preenchendo os interstícios dos grãos (Figura 3.23 e 3.26). A alteração deste vidro gera um material de coloração marrom-esverdeado.

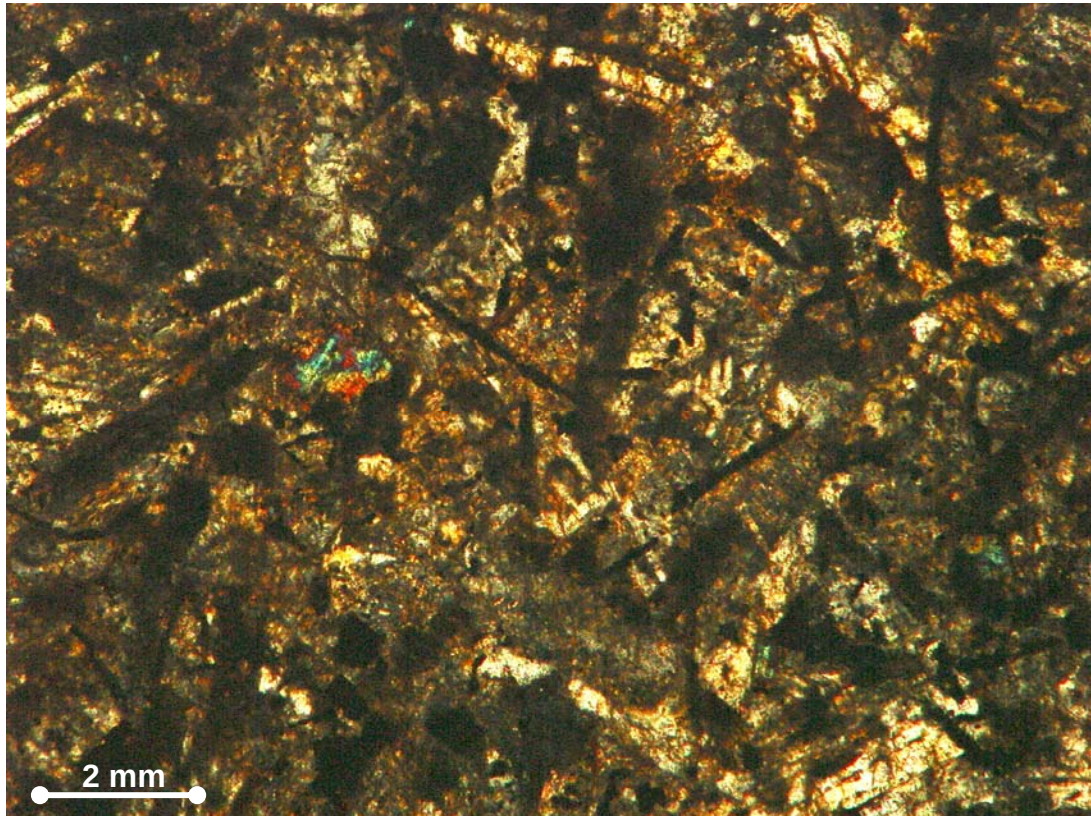


Figura 3.26 – Textura intersertal, com vidro (marrom escuro) preenchendo os interstícios dos grãos (nicóis cruzados; amostra: RN-SV-1a).

A textura subofítica é muito comum nestes diabásios, geralmente com grãos euédricos a subédricos de plagioclásio parcialmente inclusos em grãos de augita intersticiais (Figura 3.27).

Intercrescimento de quartzo e plagioclásio foi observado em alguns dos diques estudados, caracterizando localmente uma textura granofírica (Figura 3.28).

3.3.3 Composição mineralógica

Os minerais foram divididos em três grupos, quais sejam: minerais essenciais, minerais acessórios e minerais secundários. Os diabásios estudados são compostos, essencialmente, por plagioclásio e clinopiroxênio (augita e pigeonita).

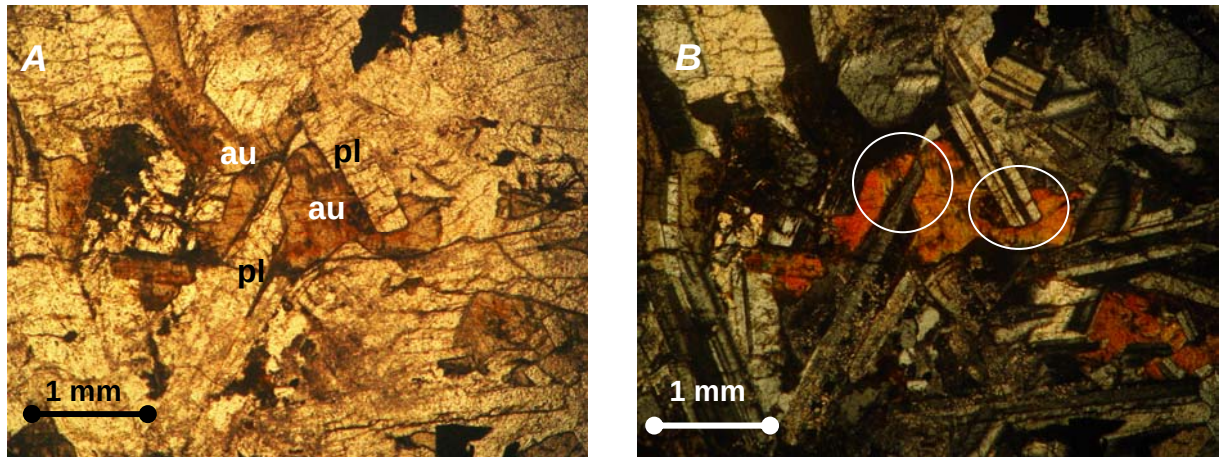


Figura 3.27 – Fotomicrografias mostrando textura subofítica (círculos brancos) em dique de diabásio da região de Santa Maria Madalena (amostra: SMM-SV-2). Augita (au) é o mineral hospedeiro, enquanto o plagioclásio (pl) é a inclusão. a) Nicóis paralelos; b) Nicóis cruzados.

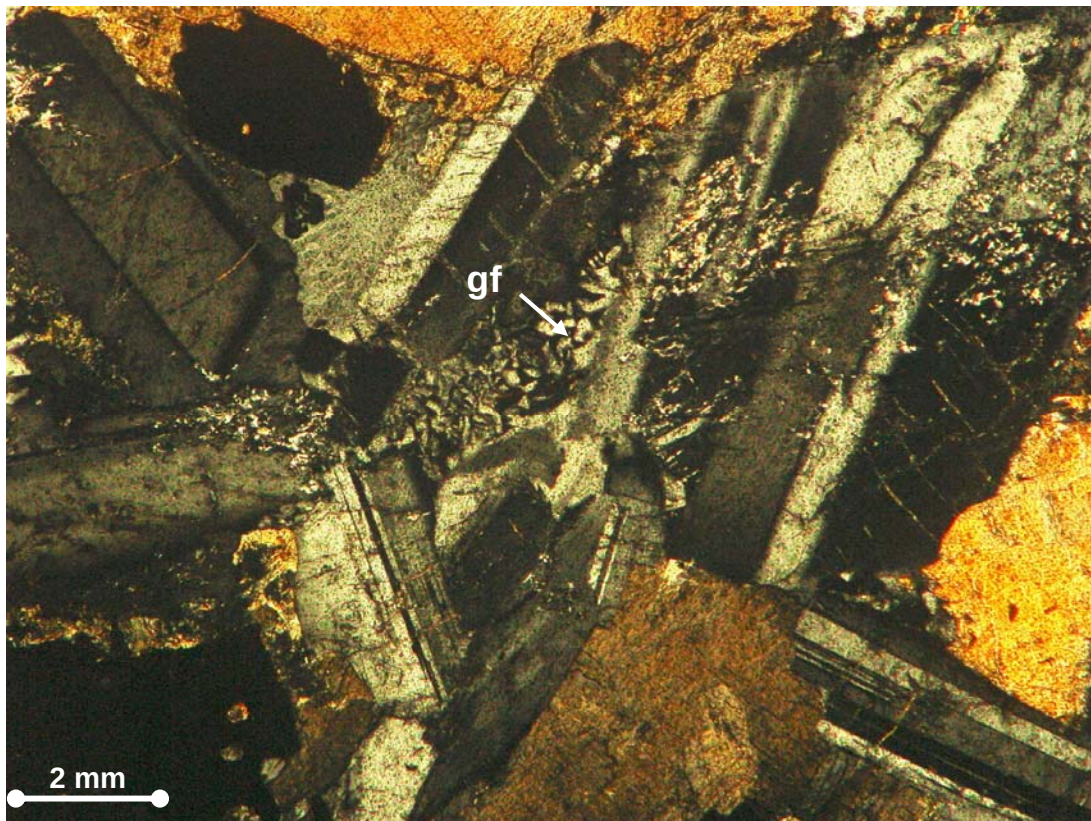


Figura 3.28 – Fotomicrografia mostrando textura granofírica (gf) em dique de diabásio da região de Santa Maria Madalena. (nicóis cruzados; amostra: SMM-SV-1).

Minerais opacos, apatita e quartzo ocorrem como minerais acessórios. Biotita, uralita, hornblenda e saussurita são os minerais secundários.

A descrição foi feita dando ênfase aos aspectos diagnósticos e texturais. Primeiramente, serão descritos os minerais essenciais, seguidos pelos minerais acessórios e, por último, os minerais secundários.

Os grãos de plagioclásio encontrados na matriz, assim como os encontrados na assembléia de fenocristais, em geral são incolores e apresentam granulometria variando de fina a média (< 3,0mm). Eles são tabulares a colunares, euédricos a subédricos (Figura 3.29).

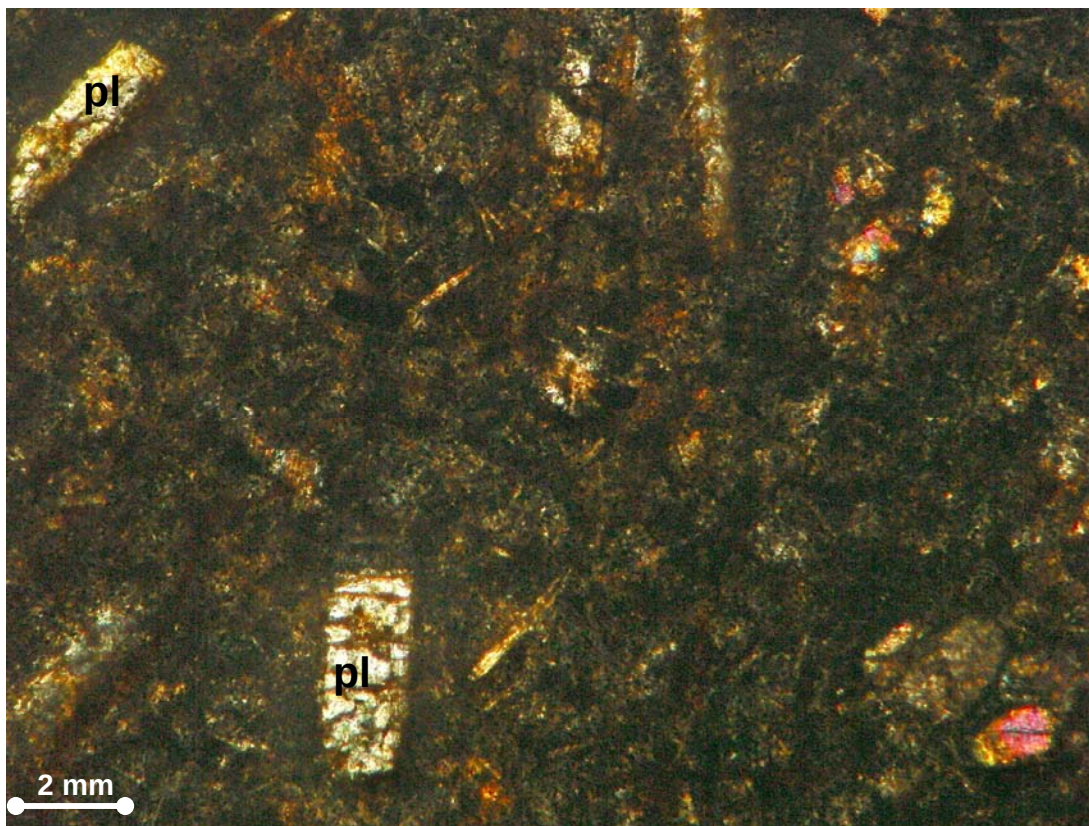


Figura 3.29 – Fotomicrografia com fenocristais incolores, euédricos e colunares de plagioclásio (pl) encontrados na margem resfriada de dique de diabásio da região de Renascença (nicóis cruzados; amostra: RN-SV-1c).

Os grãos de plagioclásio da matriz dos diabásios coletados no centro dos diques apresentam inclusões de apatita e, mais raramente, augita. É possível observar grãos de plagioclásio englobados por minerais opacos *subsolidus* ou parcialmente inclusos em grãos de augita, caracterizando uma textura localmente subofítica (Figura 3.27). Muitos dos grãos de plagioclásio encontram-se saussuritizados.

Augita é observada em todas as amostras de diabásio estudadas. Entretanto, em algumas amostras foi possível identificar outro clinopiroxênio, muito provavelmente a pigeonita. Os grãos de augita (matriz e fenocristais) são castanhos, podendo aparecer, também, com tons rosados, com granulometria variando de fina a média (< 3,0mm). Os grãos de augita da matriz são subédricos a anédricos e intersticiais. Nas bordas dos cristais de augita é possível observar biotita e uralita como produto de alteração. Os cristais de pigeonita são incolores, subédricos, colunares, com granulometria variando de fina a média e apresentam-se muito fraturados e alterados nas bordas e clivagens (Figura 3.30). É importante ressaltar a ocorrência de grãos de piroxênio que são englobados por minerais opacos *subsolidus*.

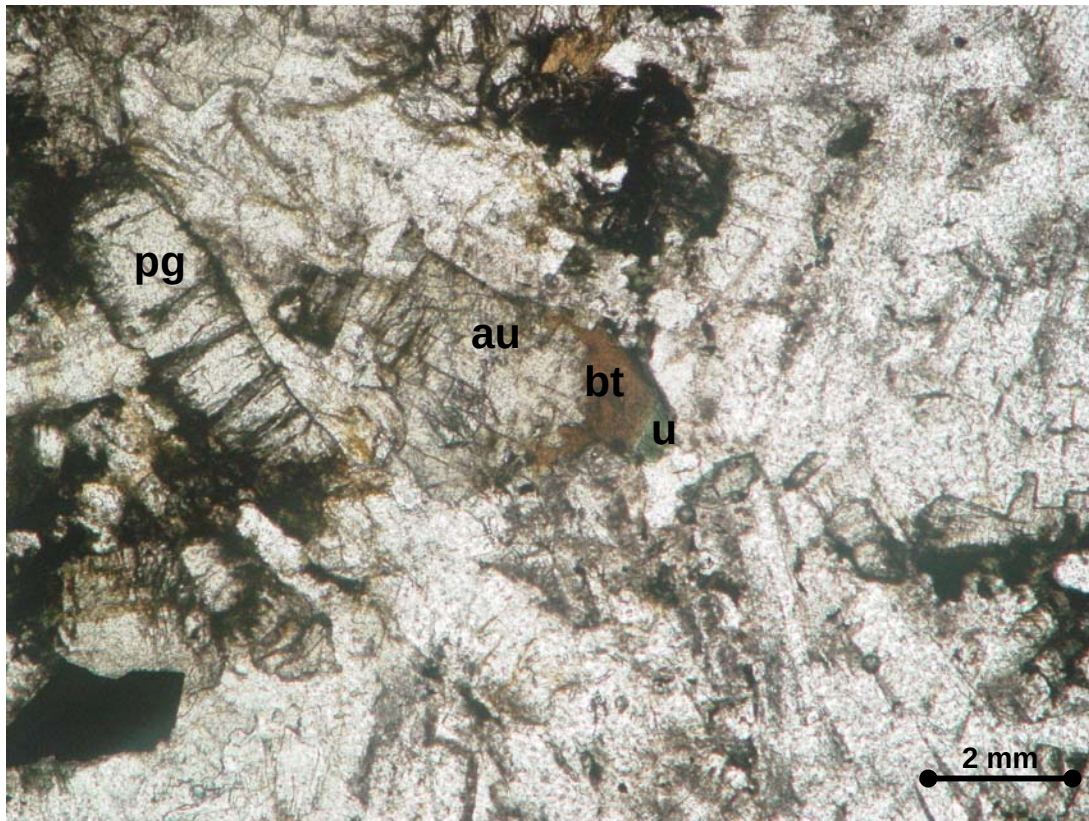


Figura 3.30 – Fotomicrografia mostrando grãos de augita (au) de cor castanho-claro com as bordas alteradas para biotita (bt) e uralita (u) coexistentes com grãos de pigeonita (pg) em dique de diabásio da região de Trajano de Moraes (nicóis paralelos; amostra: TM-SV-1).

Grãos euédricos colunares finos, subédricos tabulares finos a médios e anédricos com granulometria fina (<1mm) são as gerações de minerais opacos predominantemente observadas nas lâminas estudadas. Inclusões de grãos de

augita ou plagioclásio, alguns uralitizados e saussuritizados, em grãos anédricos de minerais opacos indicam a ocorrência de crescimento *subsolidus* destes últimos (Figuras 3.31 e 3.32). Subordinadamente, grãos esqueléticos e tipo *espinha-de-peixe* de minerais opacos, de granulometria fina (<1 mm), também são observados nestas rochas (Figura 3.33). Vale ressaltar que, similarmente às demais gerações de minerais opacos, os grãos esqueléticos e *espinha-de-peixe* exibem relação de contato com grãos de plagioclásio e augita. Entretanto, de modo menos freqüente, alguns grãos de minerais opacos ocorrem inclusos em grãos de plagioclásio, augita e uralita. A ocorrência dessa geração de minerais opacos inclusa em outros grãos também corrobora a possibilidade de ocorrência de processos *subsolidus*.

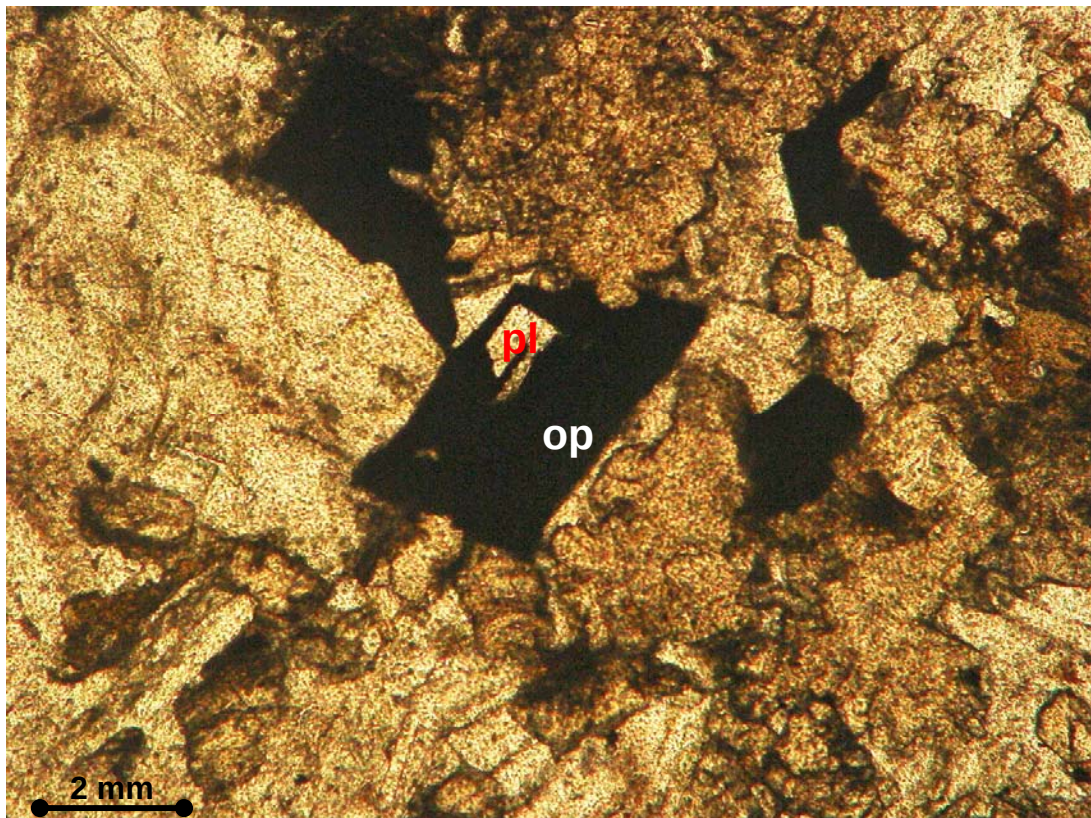


Figura 3.31 – Fotomicrografia mostrando grão subédrico de mineral opaco (op) com inclusão de grão de plagioclásio (pl) em dique da região de Conceição de Macabu. (nicóis paralelos; amostra: CM-SV-1b).

Os grãos de quartzo são raros, sendo usualmente incolores, anédricos e finos (<1mm). Os grãos de apatita são incolores, euédricos, aciculares, finos e de relevo alto. Comumente, os grãos de apatita ocorrem inclusos em grãos de plagioclásio e, por vezes, atravessando cristais de augita (Figura 3.34).

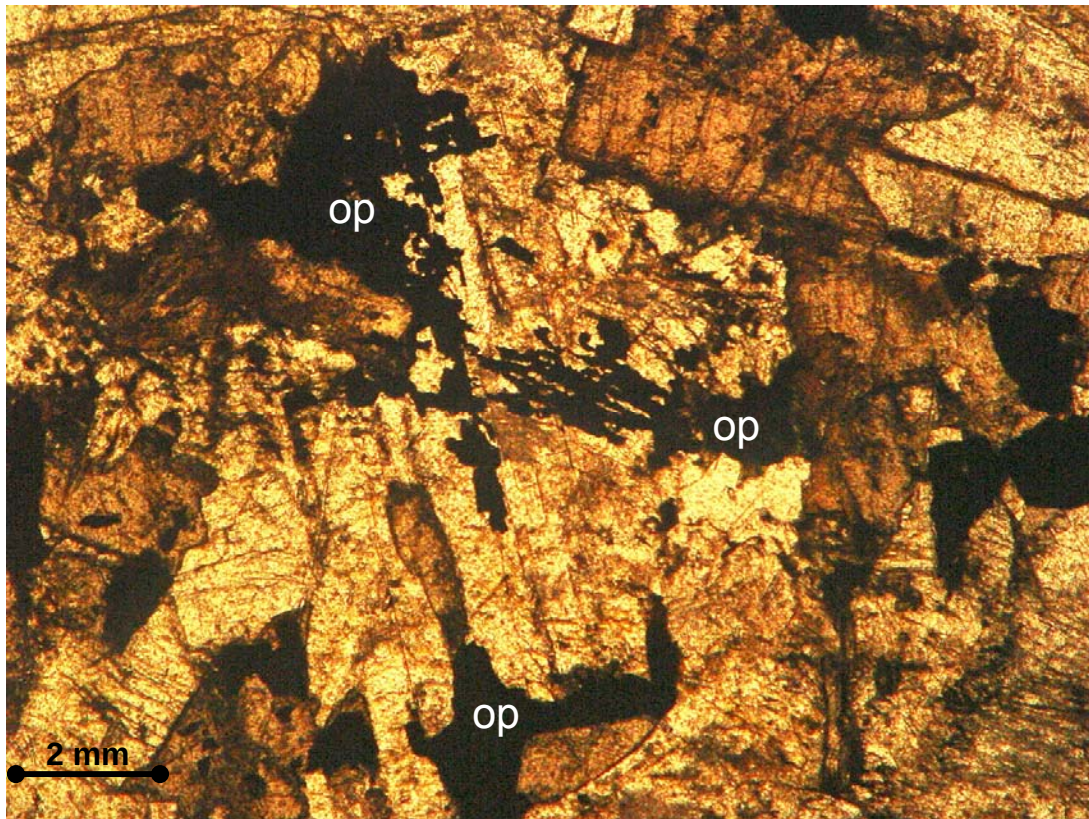


Figura 3.32 – Fotomicrografia mostrando grãos anédricos de mineral opaco (op) em dique de diabásio da região de Renascença (nicóis paralelos; amostra: RN-SV-1e).

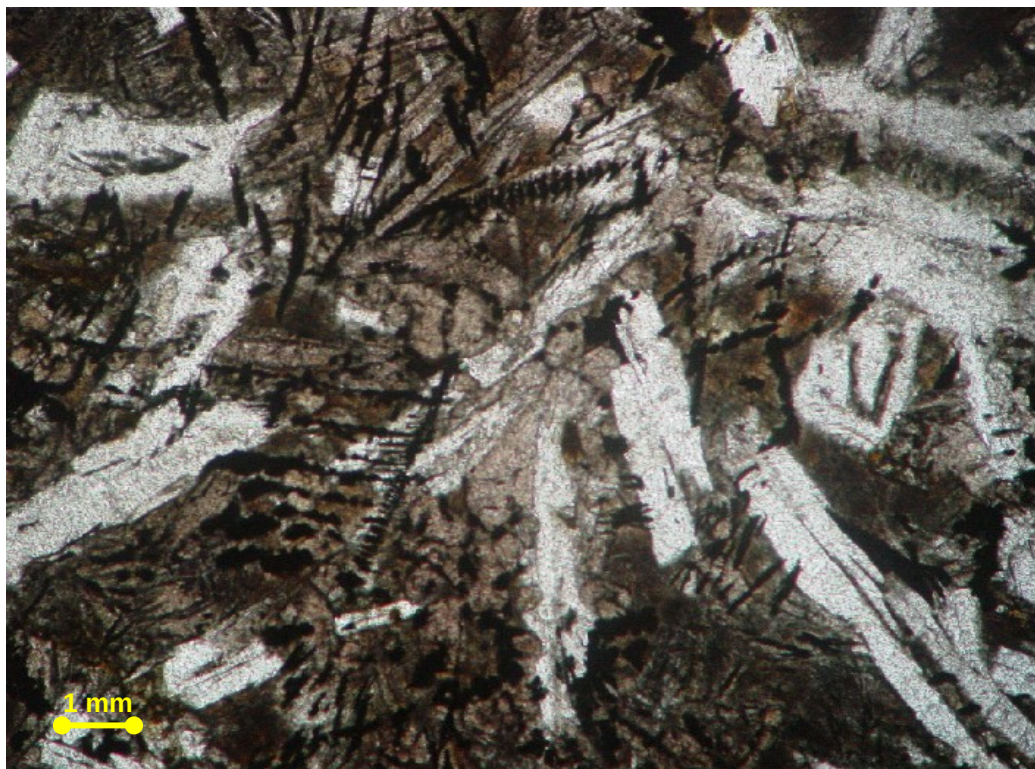


Figura 3.33 – Fotomicrografia de minerais opacos esqueléticos e *espinha-de-peixe* em matriz hipocristalina da porção central de um dique na região de Três Rios (nicóis paralelos; amostra:TR-SV-4e).

Os grãos de biotita são pleocróicos, anédricos e finos (<1mm). Estes grãos são produtos da alteração dos piroxênios. Muitas vezes são encontrados nas bordas e clivagens dos mesmos (Figura 3.30). Os grãos de uralita são verde-claro, anédricos e ocorrem como produtos de alteração de grãos de piroxênio, encontrando-se nas bordas e clivagens do mesmo (Figura 3.30).

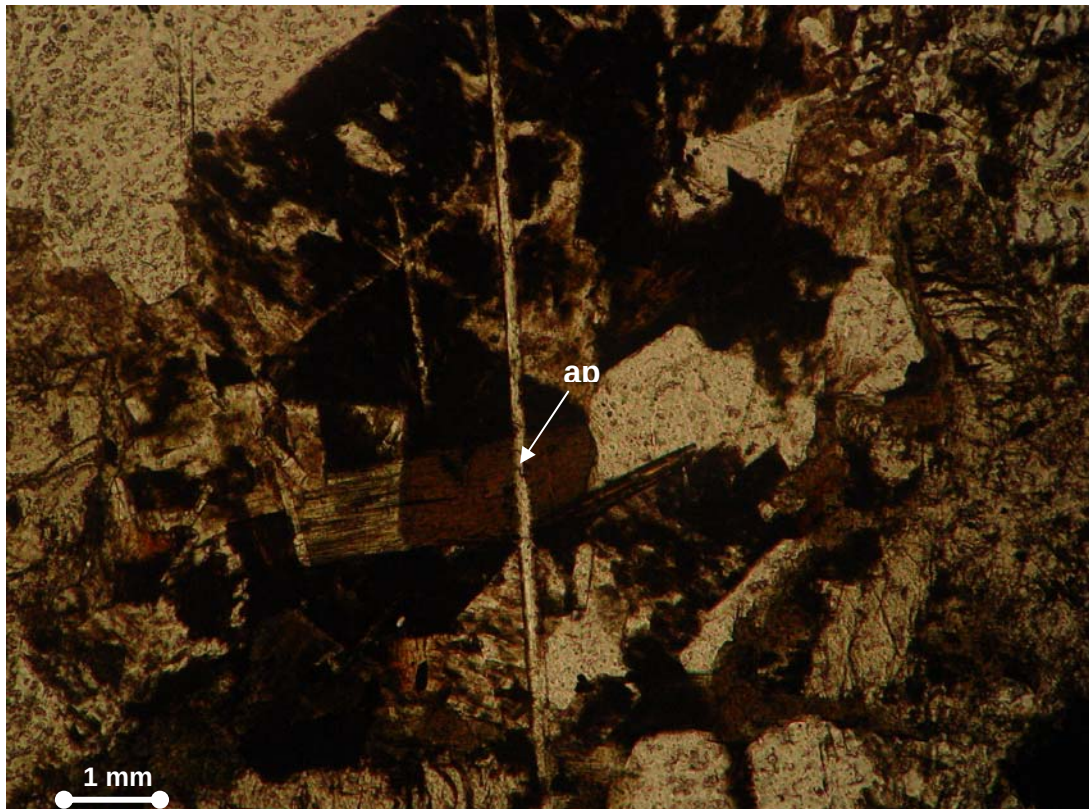


Figura 3.34 – Fotomicrografia com grão euédrico acicular de apatita (ap) em dique de diabásio da região de Renascença (nicóis paralelos; amostra: RN-SV-1e).

Menos freqüentemente, grãos finos (<1mm) de cor verde-musgo, pleocróicos e anédricos de hornblenda são vistos associados aos grãos de uralita e biotita. A saussurita é um produto de alteração caracterizado pela sua cor de interferência de segunda ou terceira ordem (Figura 3.35). Sob nicóis paralelos, a saussurita pode ser reconhecida como um produto escuro e submicroscópico. Este tipo de alteração ocorre no centro e bordas dos grãos de plagioclásio.

Vale ressaltar que, localmente, há a ocorrência de fenocristais de olivina, na porção oriental (DUTRA, 2006) e na porção central do enxame. De um modo geral, no enxame, os pórfiros de plagioclásio ocorrem em maior quantidade que os pórfiros

de olivina e augita, sendo a olivina ainda menos abundante do que a augita (Figura 3.36).

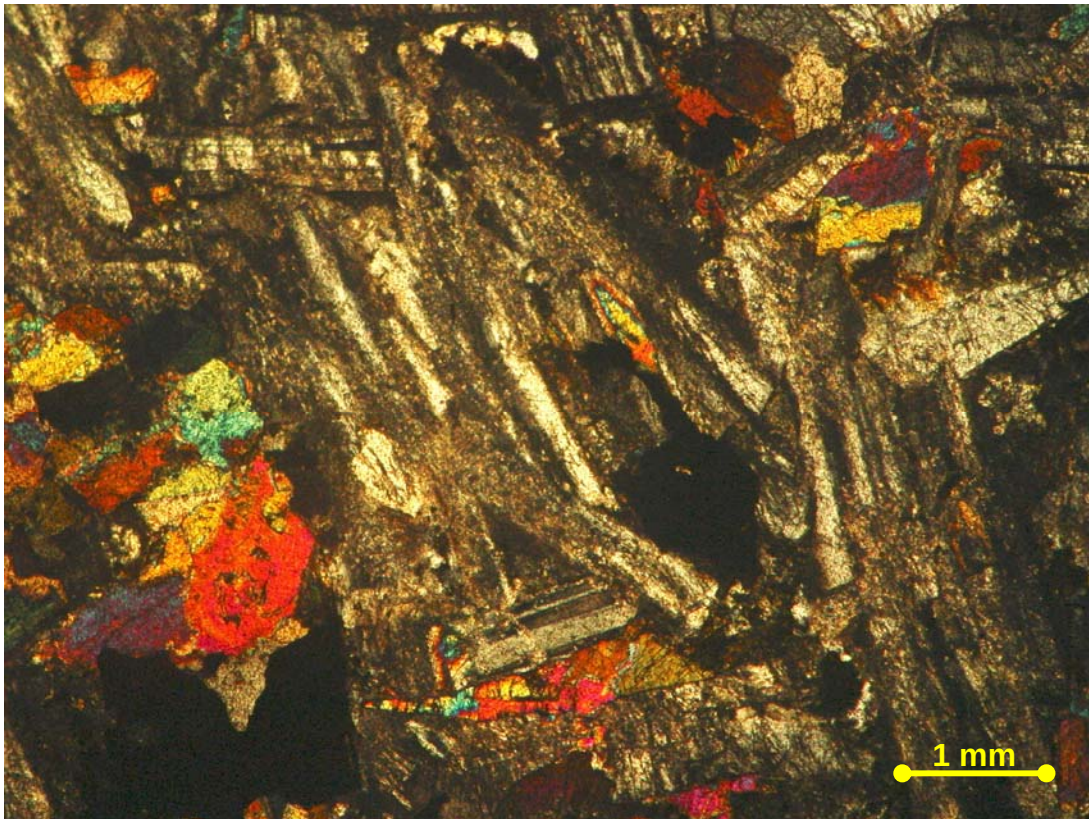


Figura 3.35 – Saussurita, com cor de interferência de terceira ordem, sobre grãos de plagioclásio (nicóis cruzados; amostra: TM-SV-4).

A assembléia de fenocristais (média) dos basaltos estudados foi estimada (em %vol.) em 10% de olivina, 40% de augita e 50% de plagioclásio. A olivina é um mineral que ocorre preferencialmente em grãos pseudomórficos de coloração esverdeada a amarelada, anédrica e corroída, somente como fenocristal. Contudo, pode ocorrer em grãos euédricos, exibindo fraturas conchoideais (Figura 3.37).

3.4 Litogeoquímica: discriminação de séries e classificações

Vinte e uma amostras de diabásio coletadas nas folhas mapeadas, como resultado do trabalho sistemático de campo realizado para a presente tese (item 3.2; figura 3.1), foram selecionadas para análises litogeoquímicas (óxidos e elementos-traços, incluindo elementos terras-raras).

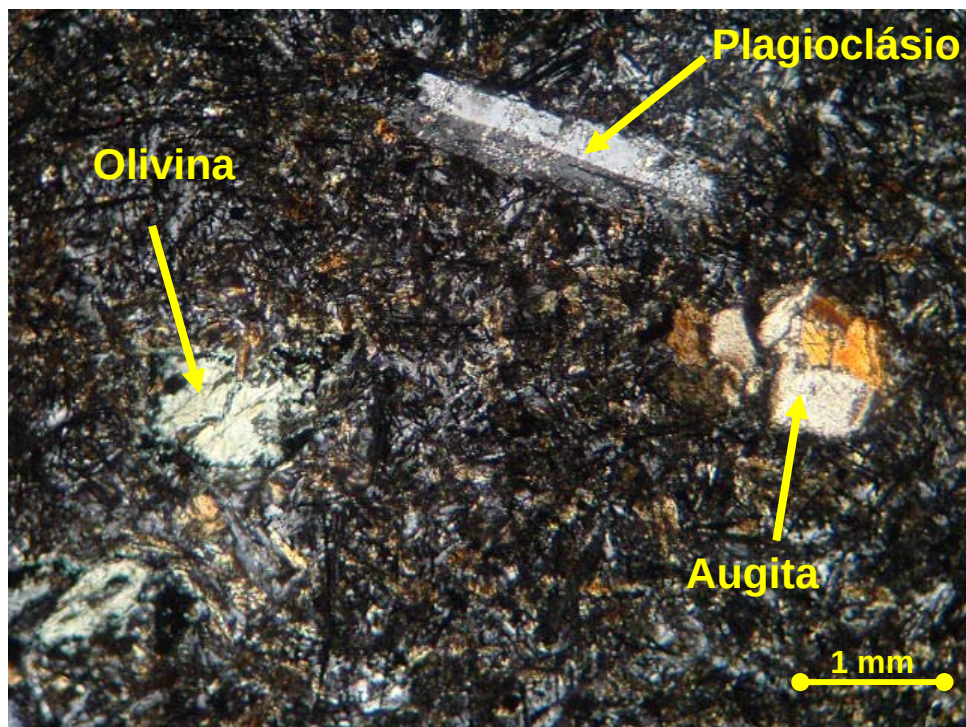


Figura 3.36 – Fenocristais de olivina, plagioclásio e augita em dique de diabásio na cidade do Rio de Janeiro (nicóis cruzados; amostra: RJ-17A).

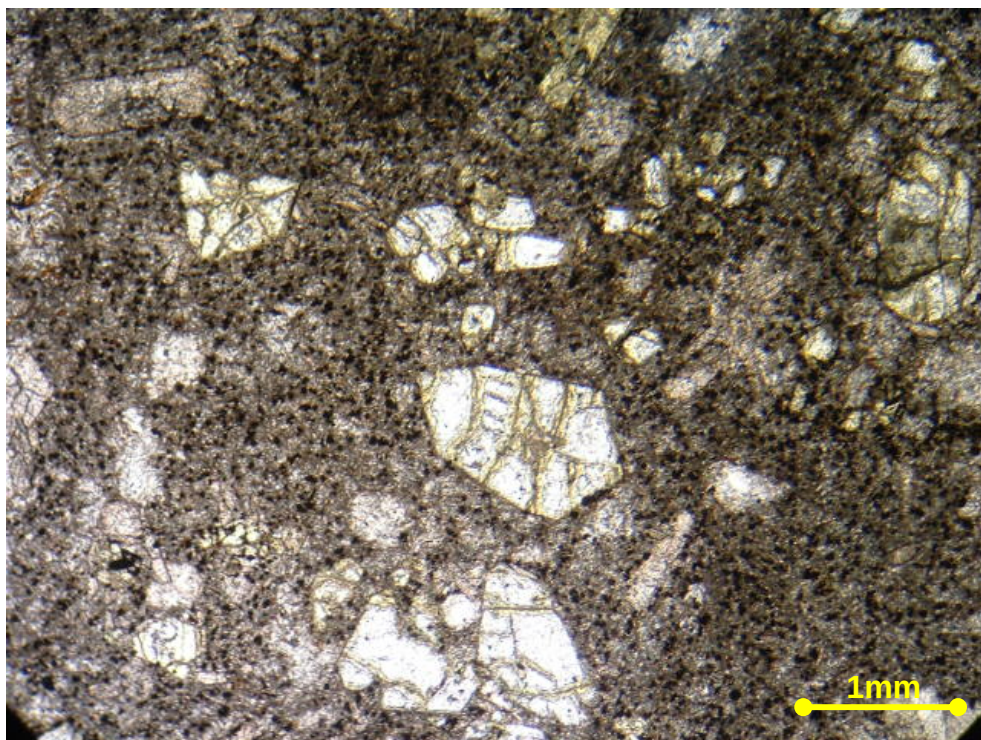


Figura 3.37 – Fenocristal de olivina euédrica exibindo minerais de alteração nas fraturas (bowlingita e idingsita) (nicóis paralelos; amostra: CF-TD-03e; DUTRA, 2006).

As vinte e uma amostras de diabásio selecionadas dentro das regiões supracitadas foram integradas a outras amostras já constantes no banco de dados da linha de pesquisa EDSM-rifte, visando um refinamento dos modelos petrogenéticos ora propostos (CORVAL, 2005; DUTRA, 2006; VALENTE *ET AL.*, 2007). Portanto, nesta tese de doutorado, os dados litogeoquímicos das referidas vinte e uma amostras serão interpretados conjuntamente aos dados litogeoquímicos de amostras já estudadas na porção centro-norte do Enxame de Diques da Serra do Mar (MONTEIRO & VALENTE, 2003; CORVAL, 2005). Dados de 37 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, também foram integradas à base de dados litogeoquímicos que serão apresentados e interpretados nesta tese (TETZNER, 2002; DUTRA, 2006). Assim sendo, cento e doze amostras de rochas basálticas do Enxame de Diques da Serra do Mar (Apêndice B) foram selecionadas para o estudo litogeoquímico da presente tese. As amostras de diabásio da porção ocidental do Enxame de Diques da Serra do Mar (GUEDES, 2007) estão plotadas no mapa do referido enxame (Apêndice A), porém não serão integradas na interpretação petrogenética, uma vez que não fazem parte da área de estudo da presente tese de doutoramento.

Os dados geoquímicos produzidos e/ou compilados e incluem: 1) elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{t}}$, MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 e a 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, Hf, Ta e Pb. Nesta dissertação, os elementos maiores foram expressos em percentagem de peso (%peso), enquanto que os elementos traços foram expressos em partes por milhão (ppm). 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.

O ferro de todas as amostras estudadas nesta tese de doutorado foi analisado como ferro total expresso sob a forma de ferro férrico ($\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{t}}$).

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 $1,49 \pm 0,67\%$ 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 (VALENTE *ET AL.*, 2002). Regelous (1993) propôs 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 hidrotermal 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, pode considerar-se as amostras estudadas nesta tese como minimamente alteradas.

As amostras AN-07-5Q, AN-SV-3, BM-1B, BG-TD-03, CF-TD-16, CO-SV-1, DB-SV-3, FC-WT-O4 DQ2, FC-WT-09, FR-2001C, SMM-SV-2 e TM-SV-4 (Apêndice B) apresentam totais dos óxidos iguais a 98,58%peso, 98,67%peso, 98,58%peso, 98,77%peso, 98,99%peso, 97,97%peso, 97,89%peso, 98,72%peso, 98,74%peso, 98,91%peso, 98,38%peso e 98,46%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 no tocante à detecção de possíveis discrepâncias.

Uma estimativa da qualidade das análises utilizadas nessa tese de doutorado foi feita pelo cálculo de coeficientes de variação (coeficiente de variação=desvio-padrão/média) (Tabela 3.1).

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

Amostra	Mínimo	Máximo	Média	Desvio-padrão	Coeficiente de variação	n
SiO_2	45,49	54,80	49,62	2,06	0,04	112
TiO_2	0,92	4,91	2,90	1,33	0,43	112
Al_2O_3	12,14	15,68	13,37	0,87	0,07	112
$\text{Fe}_2\text{O}_3^{\dagger}$	7,38	15,89	13,37	1,76	0,13	112
MnO	0,12	0,27	0,19	0,02	0,12	112
MgO	3,23	8,13	5,29	1,32	0,25	112
CaO	6,89	13,36	9,09	1,84	0,20	112
Na_2O	1,88	3,81	2,66	0,37	0,14	112
K_2O	0,08	2,74	1,35	0,65	0,48	112
P_2O_5	0,11	0,89	0,46	0,25	0,55	112
PF	0,31	6,62	1,49	1,00	0,67	112
TOTAL	97,89	100,90	99,74	0,63	0,01	112
Ni	19	129	58	25	0,4	91
Cr	4	280	68	73	1,1	95
V	238	502	388	56	0,2	112
Co	23	222	70	44	0,6	80
Ba	62	3210	505	436	0,9	112
Rb	4	192	39	29	0,7	112
Sr	146	975	498	242	0,5	112
Y	20	52	36	8	0,2	112
Zr	50	372	205	94	0,5	112
Nb	6	142	22	18	0,9	112
La	7,00	72,60	30,23	16,61	0,55	94
Ce	15,00	145,30	63,98	35,39	0,55	94
Pr	2,00	14,40	7,73	4,16	0,54	89
Nd	9,70	81,20	33,71	18,65	0,55	94
Sm	2,80	15,20	7,54	3,54	0,47	94
Eu	1,09	4,81	2,51	1,13	0,45	94
Gd	3,40	12,90	7,35	2,82	0,38	89
Tb	0,60	2,03	1,20	0,38	0,32	94
Dy	3,80	10,00	6,57	1,76	0,27	89
Ho	0,80	1,80	1,25	0,28	0,22	89
Er	2,20	4,80	3,39	0,66	0,19	89
Tm	0,32	0,67	0,47	0,08	0,18	89
Yb	2,00	4,10	2,90	0,51	0,18	94
Lu	0,28	0,61	0,41	0,08	0,18	94
Hf	1,60	9,20	5,30	2,52	0,48	89
Ta	0,59	170,00	8,28	31,72	3,83	52
Th	0,70	14,00	3,83	2,39	0,62	112
U	0,20	2,37	0,80	0,51	0,63	82
Pb	2,00	36,00	8,91	6,51	0,73	62

Valores elevados de coeficientes de variação são indicativos de:

- 1) Erro analítico (isso pode ser testado com dados de precisão e acurácia);
- 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.

O elevado coeficiente de variação do Ta (3,83; Tabela 3.1) é atribuído à contaminação decorrente da preparação das amostras em moinho de tungstênio, como relatado por outros autores (p.ex.: POTTS, 1987).

Valores relativamente elevados observados para outros elementos (p.ex.: Cr=1,1; Tabela 3.1) podem ser decorrentes das concentrações muito próximas dos limites de detecção dos instrumentos analíticos.

À exceção destes casos, a considerar-se os valores satisfatórios de precisão e acurácia obtidos (Apêndice E), os coeficientes de variação podem estar realmente indicando a existência de mais que uma suíte magmática na série toleítica do Enxame de Diques da Serra do Mar.

O diagrama de discriminação de séries utilizado nesta tese (Figura 3.38) foi o TAS (Total de Alkalis x Sílica; IRVINE & BARAGAR, 1971).

As amostras estudadas caracterizam uma série transicional, cruzando a linha divisória entre os campos das séries subalcalina e alcalina (Figura 3.38). As amostras de diabásio constituem uma série toleítica (Figura 3.39) no diagrama AFM (IRVINE & BARAGAR, 1971). 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).

As concentrações de hiperstênio normativo variam de 0,46%peso a 18,72%peso, com valor médio de $13,28 \pm 4,14\%$ peso (Tabela 3.2). Oitenta e cinco amostras são classificadas como quartzo-toleíticas ($0,21 < \text{quartzo} < 10,91\%$ peso),

enquanto vinte e sete amostras classificaram-se como olivina-toleítos, com teores de olivina normativa variando entre 0,08% peso e 15,51% peso.

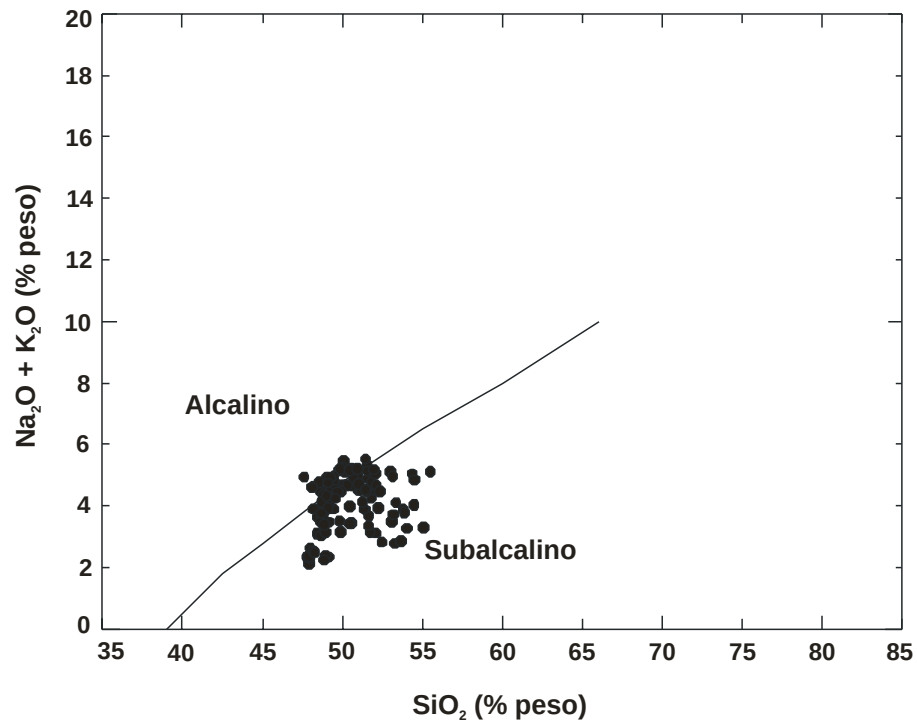


Figura 3.38 – Diagrama TAS de discriminação de séries (IRVINE & BARAGAR, 1971) para os diabásios estudados. Dados recalculados para 100% em base anídrica.

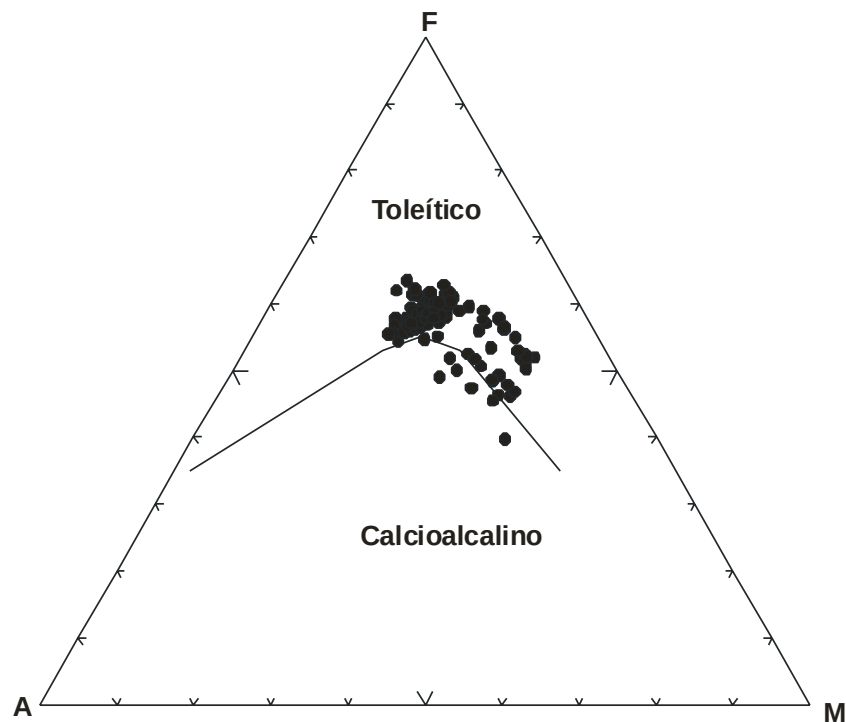


Figura 3.39 – Diagrama AFM de discriminação de séries toleítica e calcioalcalina (IRVINE & BARAGAR, 1971) para os diabásios estudados. A = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; F = Fe_2O_3^t ; M = MgO (em % peso). Dados recalculados para 100% em base anídrica.

Tabela 3.2 – Valores máximos, mínimos, médias e desvios-padrão da norma CIPW das amostras estudadas. 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=diopisídio, Mt=magnetita, Il=ilmenita e Ap=apatita.

Valores	Q	Hy	Ol	Ne	Or	Ab	An	Di	Mt	Il	Ap	Total
Máximo	10,91	18,72	15,51	0,84	16,88	33,5	32,86	29,5	4,7	9,98	2,16	100,56
Mínimo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,49	16,51	14,61	11,65	2,16	1,79	0,26	100,06
Média	3,25	13,28	1,94	0,02	8,26	23,15	21,20	18,47	3,99	5,67	1,12	100,20
Desvio-padrão	2,68	4,14	3,97	0,11	3,98	3,34	4,91	5,01	0,52	2,61	0,61	0,09

Os diabásios estudados nesta tese foram classificados com base em sua composição química. A classificação química foi feita num diagrama TAS (LEMAITRE, 1989). As amostras classificaram-se como basaltos, traqui-basaltos, andesito-basaltos e traqui-andesito basálticos (Figura 3.40).

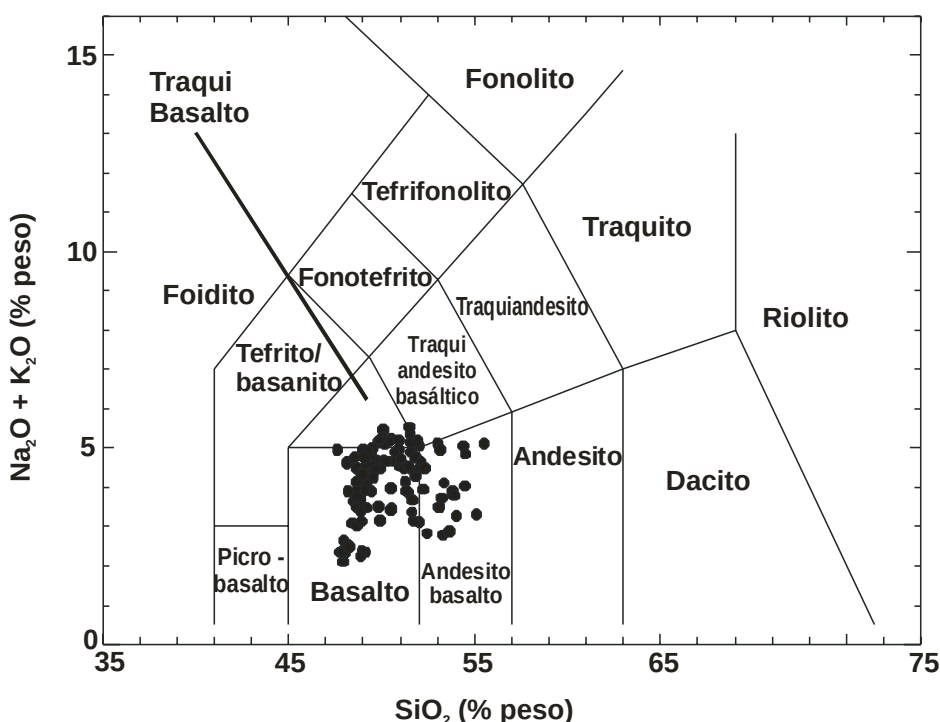
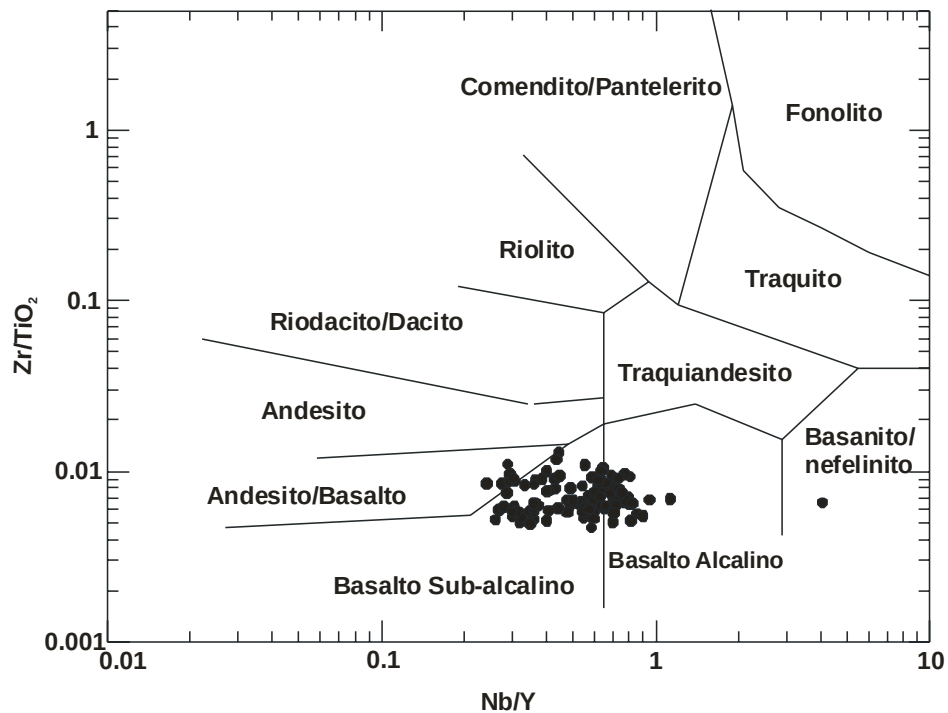


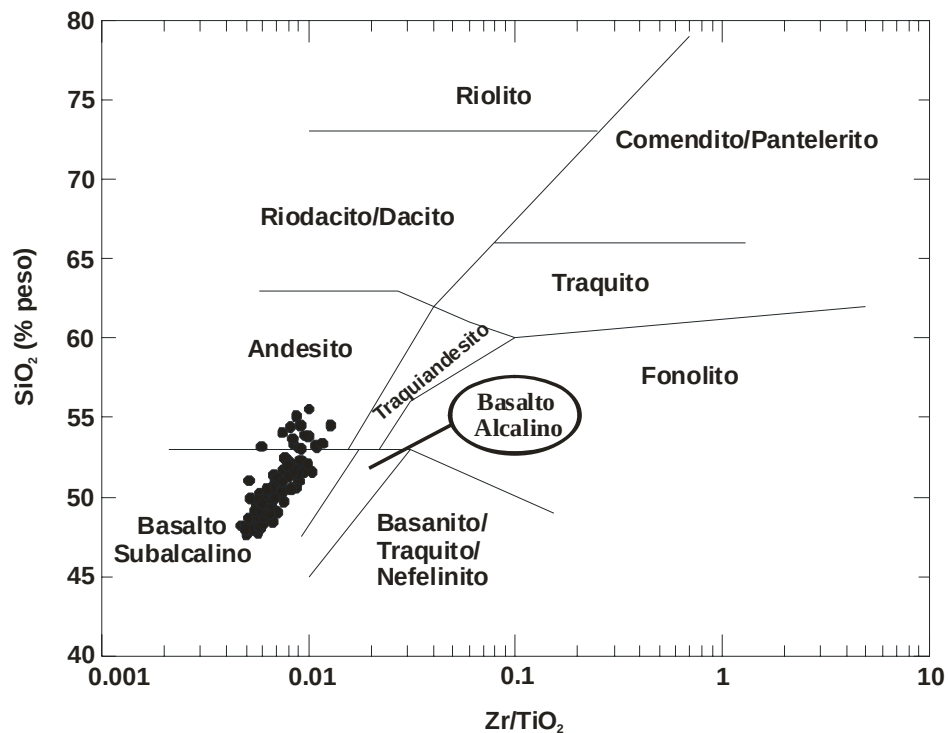
Figura 3.40 – Diagrama de classificação de rochas (LEMAITRE, 1989) para os diabásios estudados. Dados recalculados para 100% em base anídrica.

Vale notar, porém, que os álcalis são elementos relativamente móveis durante a atuação dos processos secundários (ação intempérica e/ou hidrotermais). Assim sendo, as amostras também foram plotadas em diagramas de classificação (Figura

3.41a,b) que se baseiam em elementos considerados imóveis, tais como o Zr, Nb, Y e TiO_2 (WINCHESTER & FLOYD, 1977).



(a)



(b)

Figura 3.41 – Diagramas de classificação de rochas para as amostras estudadas (WINCHESTER & FLOYD, 1977). (a) - Nb/Y versus Zr/TiO_2 ; (b) - Zr/TiO_2 versus SiO_2 . A amostra FR-2001B é a única plotada no campo do basanita/nefelinito na Figura 3.40a por apresentar teores de Nb anormalmente elevados.

Os diagramas supracitados (Figura 3.41a,b), mostram que as amostras também foram classificadas como basaltos. É interessante notar que o caráter transicional da série basáltica estudada também se revela pelos teores variáveis da razão Nb/Y (Figura 3.41a).

3.5 Discriminação preliminar de suítes.

As cento e doze amostras de diabásio estudadas nesta tese de doutorado foram separadas em duas suítes distintas com base em critérios apresentados na literatura ($2\% \text{ peso} < \text{TiO}_2 < 2,00\% \text{ peso}$, $310 < \text{Ti/Y} < 310$; BELLINI *ET AL.*, 1983; HERGT *ET AL.*, 1991) (Tabela 3.3).

Quarenta e duas amostras foram identificadas como pertencentes à suíte de baixo-TiO₂, enquanto que setenta amostras foram incluídas na suíte de alto-TiO₂, com base nos critérios adotados. Esta etapa inicial de discriminação de suítes basálticas revelou oito amostras (FC-WT-04 DQ 2, CF-TD-01, FC-WT-62, FC-WT-48, FC-WT-36, CF-TD-07a, CF-TD-07b e CF-TD-11a) que não se inseriram nos critérios apresentados pela literatura. Tais amostras têm $\text{TiO}_2 < 2\% \text{ peso}$, mas $\text{Ti/Y} > 310$. Todas as outras amostras (tanto de baixo-TiO₂ e de alto-TiO₂) inserem-se em ambos os critérios discriminantes expostos na literatura. Mesmo assim, aquelas amostras foram incluídas na presente tese como integrantes da suíte de baixo-TiO₂ porque obedecem a pelo menos um dos critérios discriminantes citados.

A discriminação das suítes de baixo-TiO₂ e alto-TiO₂ na área de estudo foi feita, tentativamente, com base em alguns diagramas de variação. Como era de se esperar, o diagrama de Harker para TiO₂ da figura 3.42 discrimina as duas suítes de maneira inequívoca.

O diagrama da figura 3.42 permite separar as rochas basálticas do Enxame de Diques da Serra do Mar em duas suítes distintas: uma de baixo-TiO₂ e outra, predominante, de alto-TiO₂. Esta discriminação está de acordo com aquela apresentada na Tabela 3.3. Suítes de baixo-TiO₂ e alto-TiO₂ já têm sido reconhecidas no enxame (MONTEIRO & VALENTE, 2003; CORVAL, 2005; DUTRA,

2006). Porém, é importante ressaltar que as novas etapas de campo e a integração dos novos dados litogeoquímicos e isotópicos aos demais já integrantes do banco de dados da linha de pesquisa EDSM-rifte permitirão um refinamento dos modelos petrogenéticos e geodinâmicos ora propostos (DUTRA, 2006; VALENTE *ET AL.*, 2007).

Tabela 3.3 – Relação das cento e doze amostras de diabásio estudadas e discriminadas em suítes de baixo-TiO₂ e alto-TiO₂ segundo os critérios de Bellieni *et al.* (1983); Hergt *et al.* (1991).

Amostras	TiO ₂	Ti/Y	Suíte	Amostras	TiO ₂	Ti/Y	Suíte
TM-B-28	1,04	284	Baixo-TiO ₂	CF-TD-07b	1,65	353	Baixo-TiO ₂
SQ-TD-01c	1,10	275	Baixo-TiO ₂	P5	2,68	342	Alto-TiO ₂
SMM-SV-1	1,12	239	Baixo-TiO ₂	P-5	2,68	383	Alto-TiO ₂
TM-B-26	1,14	273	Baixo-TiO ₂	TM-SV-4	2,81	453	Alto-TiO ₂
BG-TD-01b	1,14	274	Baixo-TiO ₂	RJ-85	2,91	396	Alto-TiO ₂
BG-TD-01a	1,15	277	Baixo-TiO ₂	RJ-92	2,93	390	Alto-TiO ₂
SMM-B-30	1,16	239	Baixo-TiO ₂	P-4	3,01	452	Alto-TiO ₂
CA-B-25	1,21	278	Baixo-TiO ₂	SMM-SV-2	3,22	461	Alto-TiO ₂
CF-TD-09	1,22	253	Baixo-TiO ₂	RN-SV-1e	3,28	437	Alto-TiO ₂
TM-B-27	1,38	295	Baixo-TiO ₂	AN-SV-3	3,29	439	Alto-TiO ₂
CO-SV-1	1,41	215	Baixo-TiO ₂	RN-SV-1a	3,34	432	Alto-TiO ₂
CM-SV-2	1,46	265	Baixo-TiO ₂	PF-08A	3,34	541	Alto-TiO ₂
SQ-TD-02	1,46	265	Baixo-TiO ₂	BG-TD-03	3,37	389	Alto-TiO ₂
CM-SV-1a	1,56	276	Baixo-TiO ₂	TR-04-6C	3,41	444	Alto-TiO ₂
CM-SV-1b	1,57	263	Baixo-TiO ₂	RN-SV-1d	3,45	467	Alto-TiO ₂
FC-WT-09	1,63	279	Baixo-TiO ₂	BM-1B	3,49	562	Alto-TiO ₂
CF-TD-06a	0,92	196	Baixo-TiO ₂	RJ-1H	3,49	487	Alto-TiO ₂
CF-TD-14b	1,03	268	Baixo-TiO ₂	AN-07-59	3,50	447	Alto-TiO ₂
FC-WT-14	1,10	264	Baixo-TiO ₂	AN-07-5Q	3,53	527	Alto-TiO ₂
CF-TD-13b	1,12	269	Baixo-TiO ₂	AN-SV-1	3,56	411	Alto-TiO ₂
FC-TD-01a	1,13	295	Baixo-TiO ₂	P45	3,61	541	Alto-TiO ₂
CF-TD-16	1,13	261	Baixo-TiO ₂	VL-SV-2	3,67	440	Alto-TiO ₂
FC-WT-28	1,14	273	Baixo-TiO ₂	P-14A	3,68	479	Alto-TiO ₂
CF-TD-08b	1,14	284	Baixo-TiO ₂	BG-TD-04a	3,70	541	Alto-TiO ₂
CF-TD-15a	1,14	263	Baixo-TiO ₂	DB-I-01	3,75	486	Alto-TiO ₂
FC-WT-31	1,14	274	Baixo-TiO ₂	BG-TD-02b	3,81	601	Alto-TiO ₂
FC-WT-04	1,16	348	Baixo-TiO ₂	BG-TD-04b	3,868	580	Alto-TiO ₂
CF-TD-08a	1,16	268	Baixo-TiO ₂	RJ-19	3,88	705	Alto-TiO ₂
CF-TD-11b	1,23	254	Baixo-TiO ₂	RJ-87	3,88	582	Alto-TiO ₂
FC-WT-48	1,23	335	Baixo-TiO ₂	RJ-90	3,89	555	Alto-TiO ₂
CF-TD-02b	1,23	264	Baixo-TiO ₂	FR-2001C	3,96	679	Alto-TiO ₂
FC-WT-62	1,24	323	Baixo-TiO ₂	RJ-88	3,97	567	Alto-TiO ₂
CF-TD-01	1,25	326	Baixo-TiO ₂	RJ-2	3,98	628	Alto-TiO ₂
CF-TD-05	1,40	246	Baixo-TiO ₂	RJ-1A	3,99	598	Alto-TiO ₂
FC-WT-06	1,49	297	Baixo-TiO ₂	TM-SV-2	3,991	597	Alto-TiO ₂
CF-TD-03b	1,49	256	Baixo-TiO ₂	RJ-17A	4,00	615	Alto-TiO ₂
CF-TD-11a	1,51	334	Baixo-TiO ₂	TR-SV-1a	4,003	678	Alto-TiO ₂
CF-TD-07a	1,52	364	Baixo-TiO ₂	RJ-86	4,01	616	Alto-TiO ₂
CF-TD-03d	1,54	256	Baixo-TiO ₂	PS-SV-3	4,01	668	Alto-TiO ₂
FC-WT-36	1,57	313	Baixo-TiO ₂	DB-II-68	4,01	591	Alto-TiO ₂
CF-TD-03a	1,62	249	Baixo-TiO ₂	P-46	4,02	547	Alto-TiO ₂

Tabela 3.3 – Relação das cento e doze amostras de diabásio estudadas e discriminadas em suítes de baixo-TiO₂ e alto-TiO₂ segundo os critérios de Bellieni *et al.* (1983); Hergt *et al.* (1991) (Continuação).

Amostras	TiO ₂	Ti/Y	Suíte
FR-2001B	4,03	690	Alto-TiO ₂
RJ-30	4,03	653	Alto-TiO ₂
DB-SV-3	4,03	709	Alto-TiO ₂
P-14B	4,05	592	Alto-TiO ₂
BG-TD-02a	4,05	579	Alto-TiO ₂
RJ-6	4,07	626	Alto-TiO ₂
RJ-61	4,07	595	Alto-TiO ₂
RJ-88A	4,10	585	Alto-TiO ₂
PF-24B3	4,11	631	Alto-TiO ₂
RJ-93	4,11	616	Alto-TiO ₂
DB-I-58C	4,13	638	Alto-TiO ₂
CO-SV-3	4,13	552	Alto-TiO ₂
FR-2001A	4,16	712	Alto-TiO ₂
RJ-16	4,16	656	Alto-TiO ₂
DB-SV-5	4,18	643	Alto-TiO ₂
RJ-31F	4,19	628	Alto-TiO ₂
TR-III-50	4,21	595	Alto-TiO ₂
TR-G1-79	4,21	691	Alto-TiO ₂
DB-SV-2	4,24	579	Alto-TiO ₂
DB-I-34	4,27	672	Alto-TiO ₂
DB-SV-6	4,30	789	Alto-TiO ₂
GF-6	4,32	681	Alto-TiO ₂
DB-I-4	4,39	709	Alto-TiO ₂
RJ-95A	4,39	731	Alto-TiO ₂
P-47	4,40	644	Alto-TiO ₂
RJ-31E	4,44	634	Alto-TiO ₂
DB-I-58A	4,63	837	Alto-TiO ₂
RJ-8A	4,77	894	Alto-TiO ₂
RJ-9A	4,80	872	Alto-TiO ₂
RJ-9B	4,91	701	Alto-TiO ₂

É importante ressaltar que o índice de diferenciação mais comumente usado para estudos petrogenéticos de rochas basálticas é o MgO. Portanto, a discriminação das suítes de baixo-TiO₂ e alto-TiO₂ na área de estudo também foi feita, tentativamente, com base em alguns diagramas de variação usando MgO como índice de diferenciação (Figura 3.43). O diagrama da figura 3.43 permite a distinção clara de dois grupos não-colineares, que representam a suíte de alto-TiO₂ e baixo-TiO₂.

Pode-se concluir, com base nos dados litogeoquímicos (Apêndice B) e na análise da figura 3.43 que as rochas basálticas das suítes de baixo-TiO₂ compõem um grupo com teores relativamente mais elevados de MgO se comparado ao de basaltos da suíte de alto-TiO₂. Isto revela que as suítes de baixo-TiO₂ apresentam,

de um modo geral, rochas de composição menos evoluídas que aquelas pertencentes à suíte de alto-TiO₂.

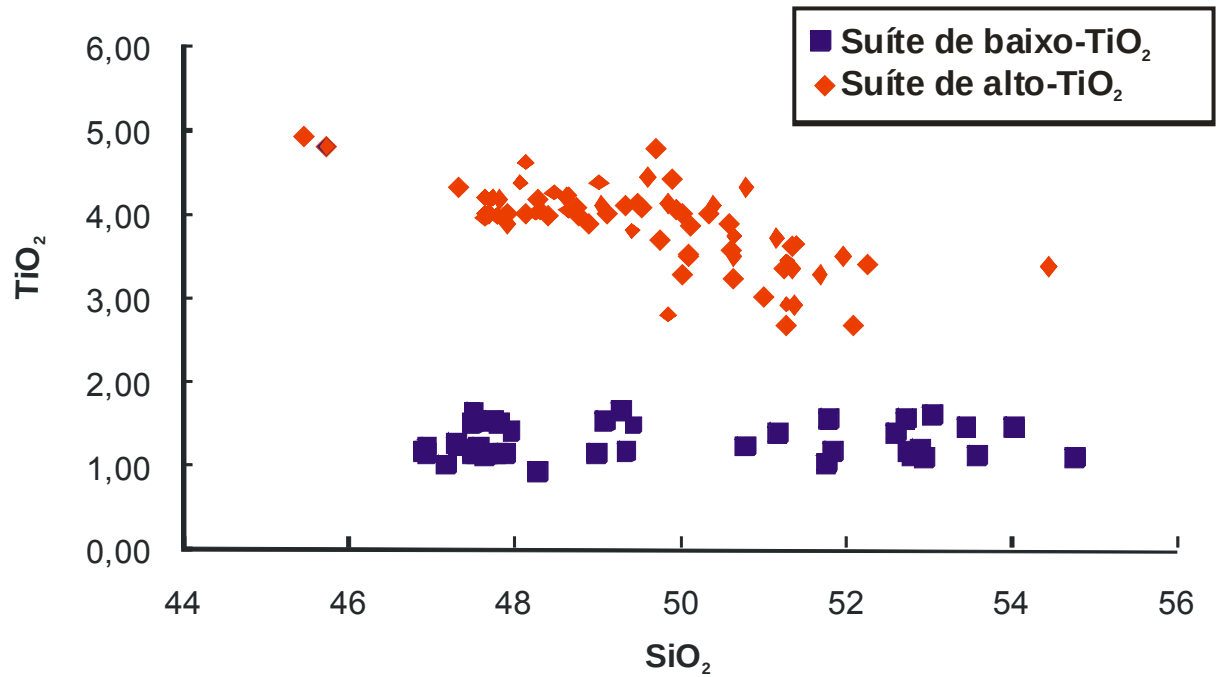


Figura 3.42 – Diagrama de Harker para TiO₂ discriminante entre suítes de baixo-TiO₂ e alto-TiO₂ onde são plotadas as cento e doze amostras estudadas.

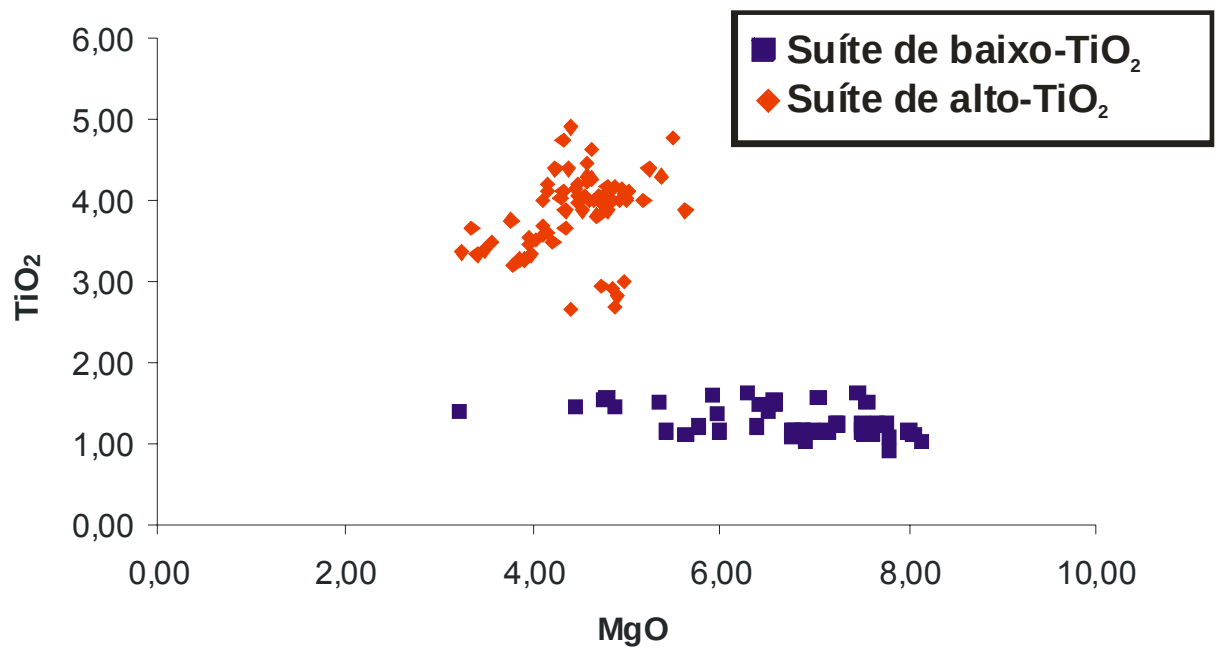


Figura 3.43 – Diagrama de variação TiO₂ *versus* MgO discriminante entre suítes de baixo-TiO₂ e alto-TiO₂ onde são plotadas as cento e doze amostras estudadas.

Diagramas de variação usando MgO (como índice de diferenciação) para elementos traços também foram elaborados com o objetivo de discriminar as suítes de baixo-TiO₂ e alto-TiO₂ que ocorrem na porção centro-oriental do enxame. O elemento traço móvel Sr e o elemento traço imóvel Zr se mostraram eficazes para discriminar as suítes das rochas basálticas estudadas. A suíte de alto-TiO₂ diferencia-se da suíte de baixo-TiO₂ por apresentar teores de Sr e Zr mais elevados para os mesmos intervalos de valores de MgO (Figura 3.44 e Figura 3.45).

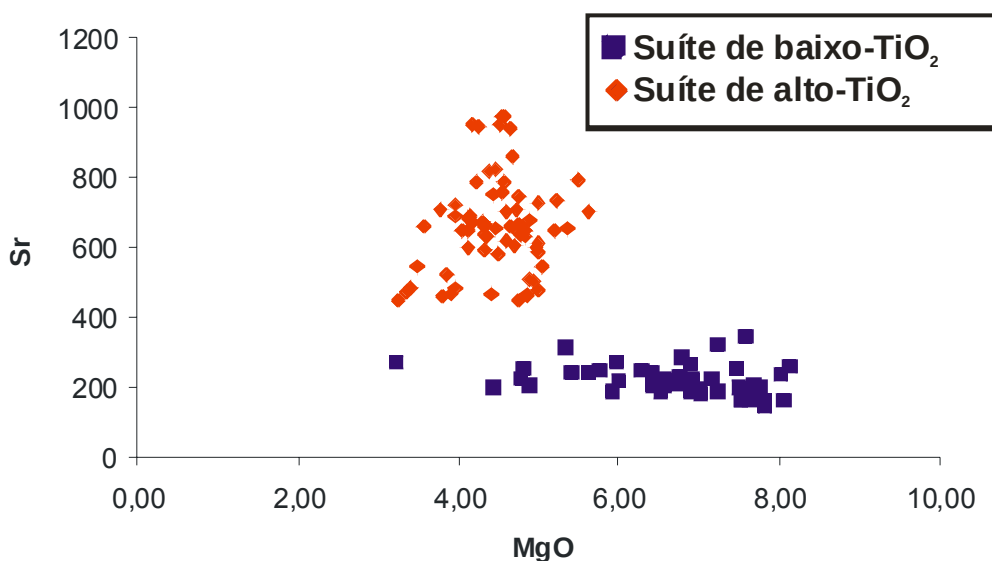


Figura 3.44 – Diagrama de variação Sr *versus* MgO discriminante entre suítes de baixo-TiO₂ e alto-TiO₂ onde são plotadas as cento e doze amostras estudadas.

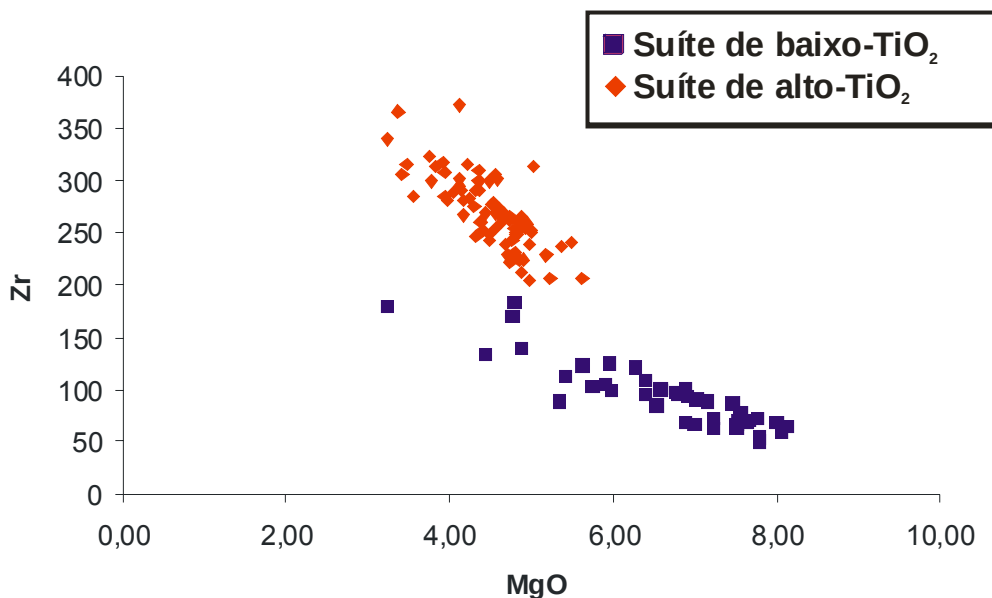


Figura 3.45 – Diagrama de variação Zr *versus* MgO discriminante entre suítes de baixo-TiO₂ e alto-TiO₂ onde são plotadas as cento e doze amostras estudadas.

A tabela 3.4 apresenta as amostras representativas das composições dos líquidos parentais e mais evoluídos da suíte de baixo-TiO₂.

Tabela 3.4 – Amostras representativas das composições dos líquidos parentais e dos líquidos mais evoluídos da suíte de baixo-TiO₂ da área estudada.

Composição	Amostras	SiO ₂ (%peso)	MgO(%peso)	Ni (ppm)	Cr (ppm)
Parental	CF-TD-14b	47,22	8,13	100	280
	FC-TD-01a	46,95	8,06	80	100
	CF-TD-15a	47,47	8,01	70	230
	FC-WT-14	47,68	7,81	129	268
	CF-TD-06a	48,32	7,80	70	150
	FC-WT-62*	47,50	7,77	-	125
	FC-WT-48*	47,61	7,68	-	104
Evoluída	TM-B-26*	53,61	5,42	-	59
	CM-SV-2	53,50	4,88	40	19
	CM-SV-1a	51,80	4,77	40	40
	CM-SV-1b	52,70	4,79	30	30
	SQ-TD-02**	54,05	4,44	-	-
	CO-SV-1**	52,61	3,23	-	-

*Os teores de Ni estão abaixo do limite de detecção.

**Os teores de Ni e Cr estão abaixo do limite de detecção.

As amostras CF-TD-14b, FC-TD-01a e CF-TD-15a podem representar as composições parentais da suíte de baixo-TiO₂. Porém, as amostras CF-TD-14b e CF-TD-15a apresentam um alto valor de perda ao fogo (PF) (Apêndice B). Deste modo, as amostras FC-WT-14, CF-TD-06a, FC-WT-62 e FC-WT-48 também podem ser selecionadas como representantes dos líquidos parentais da suíte de baixo-TiO₂. Estas quatro amostras possuem praticamente o mesmo grau de evolução (~ 7,80-7,70%peso). A diferença percentual entre o grau de evolução destas amostras em relação ao grau de evolução da amostra CF-TD-14b (8,13%peso) está em torno de 4%. Tendo por base que a precisão analítica para elementos maiores dos basaltos de baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar varia de 0,25% a 2,26% (Apêndice E), os teores de MgO das referidas amostras podem ser considerados muito similares, viabilizando, assim, o uso das mesmas como representantes de composições parentais.

As amostras TM-B-26, CM-SV-2, CM-SV-1a, CM-SV-1b e SQ-TD-02 possuem grau de evolução que variam de 5,42 até 4,44%peso. A variação percentual entre o grau de evolução destas amostras em relação ao grau de evolução da amostra CO-

SV-1 (3,23%peso) está acima dos valores de precisão analítica para elementos maiores dos basaltos de baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar que varia de 0,25% a 2,26% (Apêndice E). Entretanto, dentre todas estas composições mais evoluídas, dados isotópicos só foram gerados para a amostra TM-B-26. Esta é razão, então, para que as referidas amostras sejam usadas como representantes de composições evoluídas da de baixo-TiO₂.

A seguir, a tabela 3.5 mostra as amostras representativas das composições dos líquidos parentais e mais evoluídos da suíte de alto-TiO₂.

Tabela 3.5 – Amostras representativas das composições dos líquidos parentais e dos líquidos mais evoluídos da suíte de alto-TiO₂ da área estudada.

Composição	Amostras	SiO ₂ (%peso)	MgO(%peso)	Ni (ppm)	Cr (ppm)
Parental	RJ-19	47,93	5,62	95	39
	RJ9A	45,78	5,49	95	33
	DB-SV-6	47,40	5,36	50	50
	RJ95A	48,09	5,23	80	29
	TM-SV-2	47,90	5,19	80	60
Evoluída	TR-04-6C	52,31	3,48	41	-
	RN-SV-1a	51,37	3,41	30	19
	VL-SV-2	51,43	3,36	19	19

**Os teores de Cr estão abaixo do limite de detecção.*

A amostra RJ-19 é a amostra que representa o líquido menos evoluído da suíte de alto-TiO₂ da área alvo. Dentre as outras quatro composições representativas de líquidos parentais (Tabela 3.5) da suíte de alto-TiO₂, é importante denotar que a amostra RJ-9A apresenta altos valores de PF (3,11). Estas referidas amostras possuem valores de grau de evolução similares (~ 5,49-5,19%peso). A diferença percentual entre o grau de evolução destas amostras em relação ao grau de evolução da amostra RJ-19 (5,62%peso) está variando em torno 4%. Tendo por base que a precisão analítica para elementos maiores dos basaltos de baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar varia de 0,40% a 3,20% (Apêndice E), os teores de MgO das referidas amostras podem ser considerados muito similares, permitindo, assim, o uso das mesmas como representantes de composições parentais.

A amostra VL-SV-2 é a mais evoluída da suíte de alto-TiO₂. As demais amostras possuem praticamente o mesmo grau de evolução (~ 3,48-3,41%peso). A

diferença percentual entre o grau de evolução das mesmas em relação ao grau de evolução da amostra VL-SV-2 (3,23% peso) está variando em torno de 7%. Novamente, considerando que a precisão analítica para elementos maiores dos basaltos de baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar varia de 0,40% a 3,20% (Apêndice E), os teores de MgO das referidas amostras podem ser considerados similares e, assim, tais amostras podem ser usadas como representantes de composições mais evoluídas.

A ocorrência de suítes de alto-TiO₂ e baixo-TiO₂, no Enxame de Diques da Serra do Mar implica, necessariamente, na provincialidade geoquímica do referido enxame, à semelhança do que ocorre, por exemplo, em Paraná-Etendeka, conforme Peate (1997). Estudos recentes de Valente *et al.* (1998), Tetzner (2002), Corval (2005) e Dutra (2006) já têm apontado para a marcante provincialidade geoquímica do referido enxame. Entretanto, é de grande valia ressaltar a ocorrência de um diabásio de baixo-TiO₂ (amostra CO-SV-1) na região de Cordeiro, localizada na porção centro-norte do enxame, amplamente dominada por diques de alto-TiO₂. A menos de seis quilômetros de distância deste diabásio de baixo-TiO₂, há um dique de alto-TiO₂ (CO-SV-3). Adicionalmente, outras quatro amostras de baixo-TiO₂ estudadas nesta tese estão localizadas nas folhas Conceição de Macabu e Santa Maria Madalena, regiões em que já é reconhecida uma suíte tipicamente de baixo-TiO₂ (MONTEIRO & VALENTE, 2003; CORVAL, 2005). Em contrapartida, dentre as setenta amostras de alto-TiO₂ ora apresentadas, há quatro que ocorrem nas regiões de Renascença, Trajano de Moraes e Santa Maria Madalena. Ou seja, tais amostras caracterizadas como de alto-TiO₂, afloram em uma região onde os diques de baixo-TiO₂ são predominantes. Este cenário implica em uma marcante provincialidade geoquímica, em escala local, dentro do Enxame de Diques da Serra do Mar, suscitando a discussão sobre a possibilidade das diferentes suítes de alto-TiO₂ e baixo-TiO₂ discriminadas no enxame serem relacionadas a diferentes terrenos tectônicos do Orógeno Ribeira. Isto implicaria que o processo de amalgamação do Gondwana no Neoproterozóico-Cambriano não teria sido puramente crustal, mas envolveria também o manto litosférico subcontinental, conforme Valente *et al.* (2005) sugeriram recentemente.

3.6 Dados isotópicos Sr-Nd-Pb

Dados isotópicos de Sr-Nd-Pb foram obtidos para as rochas basálticas das suítes de baixo-TiO₂ e alto-TiO₂ (Apêndices B e D; Figura 3.46) reconhecidas no Enxame de Diques da Serra do Mar no Estado do Rio de Janeiro. Os valores medidos de Sr-Nd foram corrigidos para 132 Ma, que é a idade predominante obtida por datações dos diques toleíticos no Rio de Janeiro (p.ex.: GUEDES *ET AL.*, 2005).

De acordo com os dados isotópicos Sr-Nd, os basaltos de baixo-TiO₂ podem ser discriminados em duas suítes distintas, o que já havia sido sugerido para o Enxame de Diques da Serra do Mar, recentemente, em base essencialmente litogeoquímica (MONTEIRO & VALENTE, 2003; CORVAL, 2005; CORVAL *ET AL.*, 2008). É possível observar amostras da suíte de baixo-TiO₂ (no lado direito do diagrama) que apresentam altos valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(132)}$ e baixos valores de $\epsilon\text{Nd}_{(132)}$, enquanto outro grupo de amostras de baixo-TiO₂ (no lado esquerdo do diagrama) apresenta baixos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(132)}$ e altos valores de $\epsilon\text{Nd}_{(132)}$ (Figura 3.46). As amostras da suíte de baixo-TiO₂ (no lado direito do diagrama) apresentam valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(132)} > 0,708$ e valores de $\epsilon\text{Nd}_{(132)}$ entre -2,6 e -6,4, o que pode ser atribuído a possíveis processos de contaminação crustal, como é proposto para outras províncias basálticas continentais (p.ex.: PEATE, 1997). Em contrapartida, outro grupo de amostras de baixo-TiO₂ (no lado esquerdo do diagrama) têm valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(132)}$ variando de 0,703577 a 0,704301 e valores de $\epsilon\text{Nd}_{(132)}$ entre 0,0 e 2,7.

As composições isotópicas de alguns dos diabásios de baixo-TiO₂ estudados plotam próximo ao campo de fontes mantélicas empobrecidas (p.ex.: Zindler & Hart, 1986) no diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(132)}$ versus $\epsilon\text{Nd}_{(132)}$ (Apêndice D), indicando pelo menos uma contribuição deste componente na sua petrogênese. Os basaltos da suíte de alto-TiO₂ plotam em uma posição intermediária entre as amostras pertencentes à suíte de baixo-TiO₂. Os basaltos de alto-TiO₂ apresentam valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(132)}$ variando de 0,705452 até 0,706883, enquanto os valores de $\epsilon\text{Nd}_{(132)}$ variam de -2,3 a -3,8.

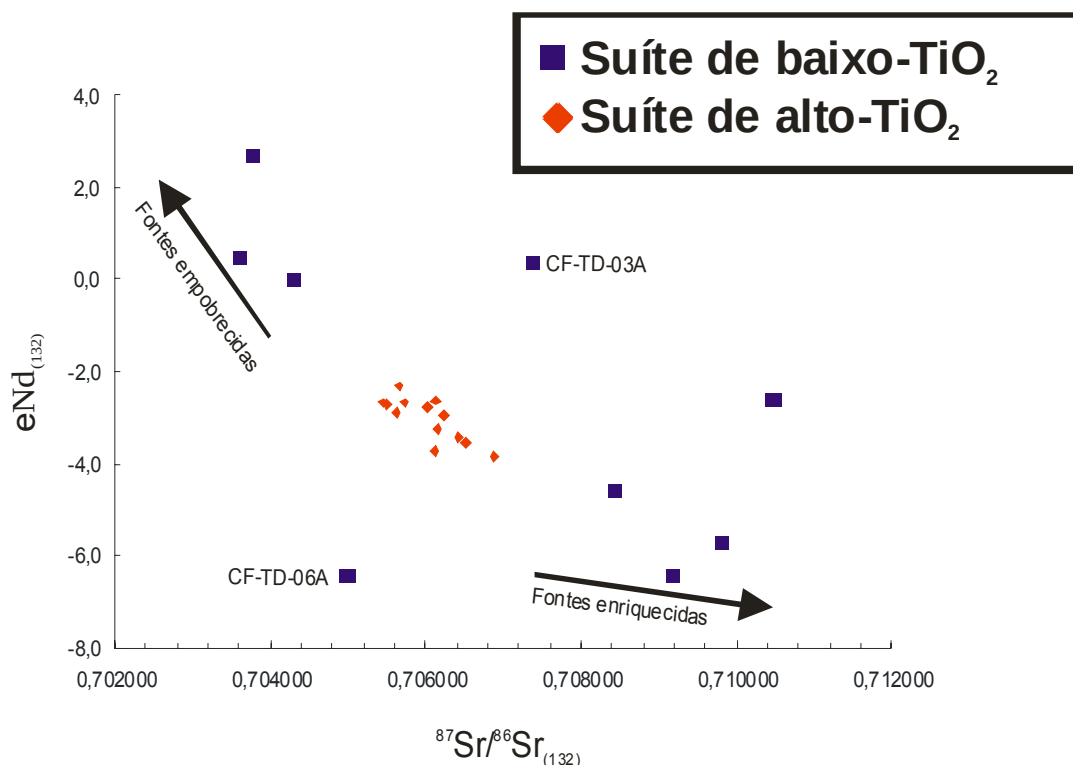


Figura 3.46 – Dados isotópicos Sr-Nd (corrigidos para 132 Ma) para vinte e três amostras de basaltos de baixo-TiO₂ e alto-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar. As setas indicam os possíveis *trends* associados a fontes empobrecidas e enriquecidas.

Os diagramas com os dados isotópicos de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de doze amostras de rochas basálticas pertencentes ao Enxame de Diques da Serra do Mar (Figuras 3.45 e 3.46) não discriminam claramente as suítes de alto-TiO₂ e baixo-TiO₂ do enxame. Vale ressaltar que a amostra CF-TD-03A não foi utilizada na análise, pois teve uma resposta de sinal extremamente baixo (Apêndice D). Esta amostra apresenta um alto valor de perda ao fogo (PF), o que aponta para processos de alteração e, assim, o incremento de ^{87}Sr devido à presença de produtos secundários, como já proposto para diabásios do enxame na área da cidade do Rio de Janeiro (VALENTE *ET AL.*, 2002). Os dados isotópicos gerados por Valente (1997) não foram plotados nos diagramas seguintes (Figuras 3.47 e 3.48), pois somente foram obtidas razões dos sistemas Rb-Sr e Sm-Nd para tais amostras.

É possível constatar que as amostras CF-TD-14b e CF-TD-06a (região de Cabo Frio), ambas associadas à suíte de baixo-TiO₂, plotam destacadamente na

porção esquerda do diagrama. As razões isotópicas de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ da amostra CF-TD-14b são, respectivamente: 40,38; 15,60 e 17,38. As mesmas razões isotópicas, no caso da amostra CF-TD-06a, são, respectivamente: 39,20; 15,49 e 16,88. As demais amostras de rochas basálticas apresentam razões isotópicas de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ que variam, respectivamente, de 37,83 a 38,88, de 15,51 a 15,68 e de 17,83 a 18,83 (Figuras 3.47 e 3.48).

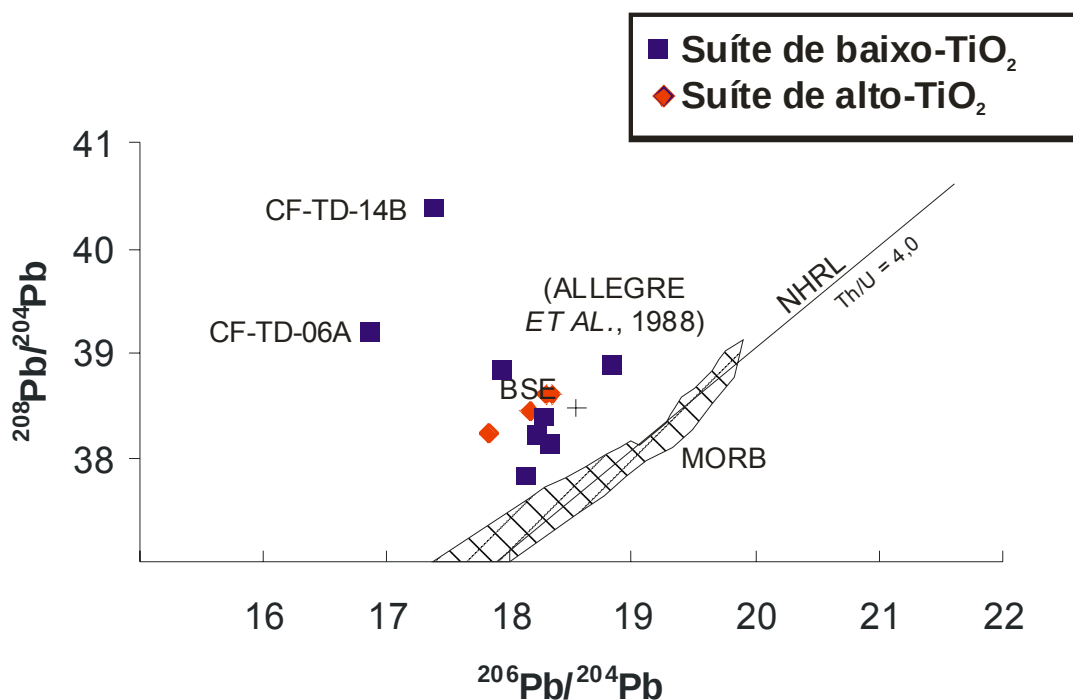


Figura 3.47 – Diagrama bivalente $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para doze amostras de basaltos do Enxame de Diques da Serra do Mar. O diagrama mostra a posição da linha de referência do hemisfério norte (NHRL; *northern hemisphere reference line*; ALLÉGRE ET AL., 1988). BSE = *bulk silicate earth*; MORB = basaltos de cadeias meso-oceânicas (*Mid Ocean Ridge Basalts*) (modificado de Zindler & Hart, 1986).

De um modo geral, os dados isotópicos Sr-Nd corroboram a existência de suítes de baixo- TiO_2 e alto- TiO_2 na área estudada. Além disso, os resultados mostrados nas Figuras 3.47 e 3.48 sugerem que as rochas basálticas do enxame estejam associadas a fontes enriquecidas, ou envolvidas com processos evolutivos como assimilação crustal. Estas hipóteses serão discutidas mais detalhadamente nos capítulos 4 e 5 desta tese.

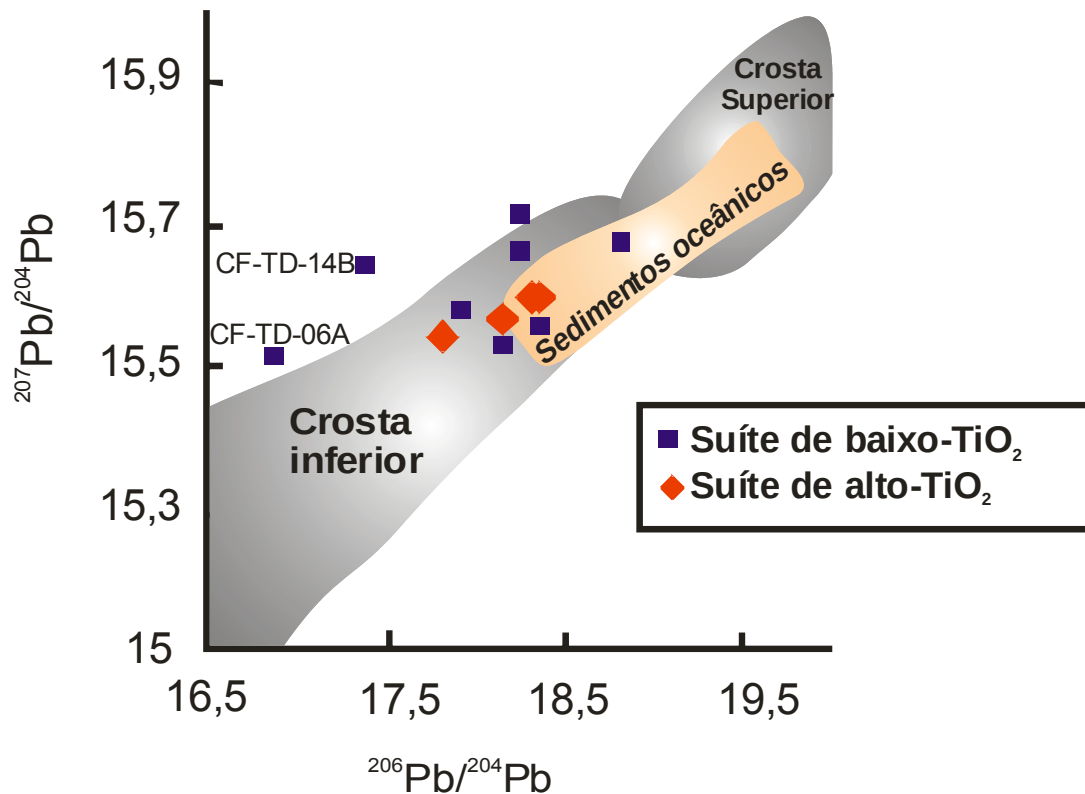


Figura 3.48 – Diagrama bivalente $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para doze amostras de basaltos do Enxame de Diques da Serra do Mar. A comparação com o campo de sedimentos oceânicos também é mostrada (modificado de Zindler & Hart, 1986).

3.7 Geocronologia

Neste item, serão apresentados os resultados de análises geocronológicas Ar-Ar de rochas basálticas da área estudada nesta tese de doutorado. Um total de 9 amostras foram selecionadas com este objetivo: 3 análises realizadas em laboratório conveniado (Universidade de Toronto, Canadá) da Petrobras e 6 análises realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Stanford (Apêndice C; Tabela 3.6).

O processo de preparação das amostras enviadas para análise geocronológica Ar-Ar foi feito no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA) da Faculdade de Geologia da UERJ. O método utilizado é apresentado no Apêndice C. Vale ressaltar que as amostras datadas pelo método Ar-Ar foram previamente selecionadas com base na petrografia e geoquímica. As amostras

escolhidas têm grãos de plagioclásio praticamente inalterados. As amostras são representativas das suítes reconhecidas dentro do Enxame de Diques da Serra do Mar (VALENTE, 1997; MONTEIRO & VALENTE, 2003; CORVAL, 2005; DUTRA, 2006) com base nas variações da razão La/Yb (Tabela 3.6).

Análises de rocha total foram feitas nos casos em que a petrografia mostrou que os grãos de plagioclásio estavam alterados. Além disso, as idades obtidas para basaltos pelo método Ar-Ar para rocha total têm sido mais consistentes do que os resultados fornecidos pelo estudo em separado da fase mineral plagioclásio, talvez devido aos elevados teores de K_2O dos produtos de alteração presentes nos grãos de plagioclásio, conforme sugerido por alguns autores (p.ex.: TURNER *ET AL.*, 1994).

Tabela 3.6 – Tabela das amostras selecionadas para análises geocronológicas Ar-Ar (rocha total ou plagioclásio).

Amostras	Suíte	La/Yb	Análises Ar-Ar (Plagioclásio/Rocha Total)	Laboratório
TM-B-28	Baixo-TiO ₂	5,80	Plagioclásio	Stanford
FC-WT-28	Baixo-TiO ₂	3,81	Plagioclásio	Stanford
CF-TD-14b	Baixo-TiO ₂	3,71	Rocha Total	Stanford
SQ-TD-01c	Baixo-TiO ₂	7,15	Rocha Total	Stanford
CF-TD-06a	Baixo-TiO ₂	5,86	Rocha Total	Stanford
BG-TD-02a	Alto-TiO ₂	13,55	Rocha Total	Stanford
P5	Alto-TiO ₂	7,95	Plagioclásio	Petrobras
TR-04-6C	Alto-TiO ₂	10,97	Plagioclásio	Petrobras
FR2001B	Alto-TiO ₂	14,82	Plagioclásio	Petrobras

As amostras P5, TR-04-6C e FR2001B foram analisadas pelo método Ar-Ar para fase mineral plagioclásio em laboratório conveniado (Universidade de Toronto, Canadá) da Petrobrás (Apêndice C) e resultados satisfatórios não foram obtidos.

O Laboratório de Geocronologia da Universidade de Stanford enviou 6 resultados de datação pelo método Ar-Ar (Tabela 3.6). Os resultados obtidos são referentes às seguintes amostras: TM-B-28, FC-WT-28, BG-TD-02a, CF-TD-14B, CF-TD-06a e SQ-TD-01c. Grãos de plagioclásio foram analisados para a amostra

TM-B-28 e FC-WT-28, enquanto que o método usado para as demais foi o da geocronologia Ar-Ar em rocha total.

De acordo com o diagrama de correlação $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ para os grãos de plagioclásio da amostra TM-B-28 (baixo- TiO_2), a idade isocrônica obtida foi de $126,5 \pm 3,9$ Ma (Figura 3.49). Não foram obtidos resultados com base nos platôs gerados pelos diagramas Ar/Ar (*step heating*).

A amostra FC-WT-28 pertence à suíte de baixo- TiO_2 , tendo sido coletada na região de Búzios, na porção mais oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar. O diagrama de correlação $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ para os grãos de plagioclásio desta rocha basáltica mostra que a idade isocrônica obtida é variável em torno de $107,5 \pm 42$ Ma (Figura 3.50). Outra isócrona foi gerada e aponta para idades de $138,4 \pm 6$ Ma (Figura 3.51).

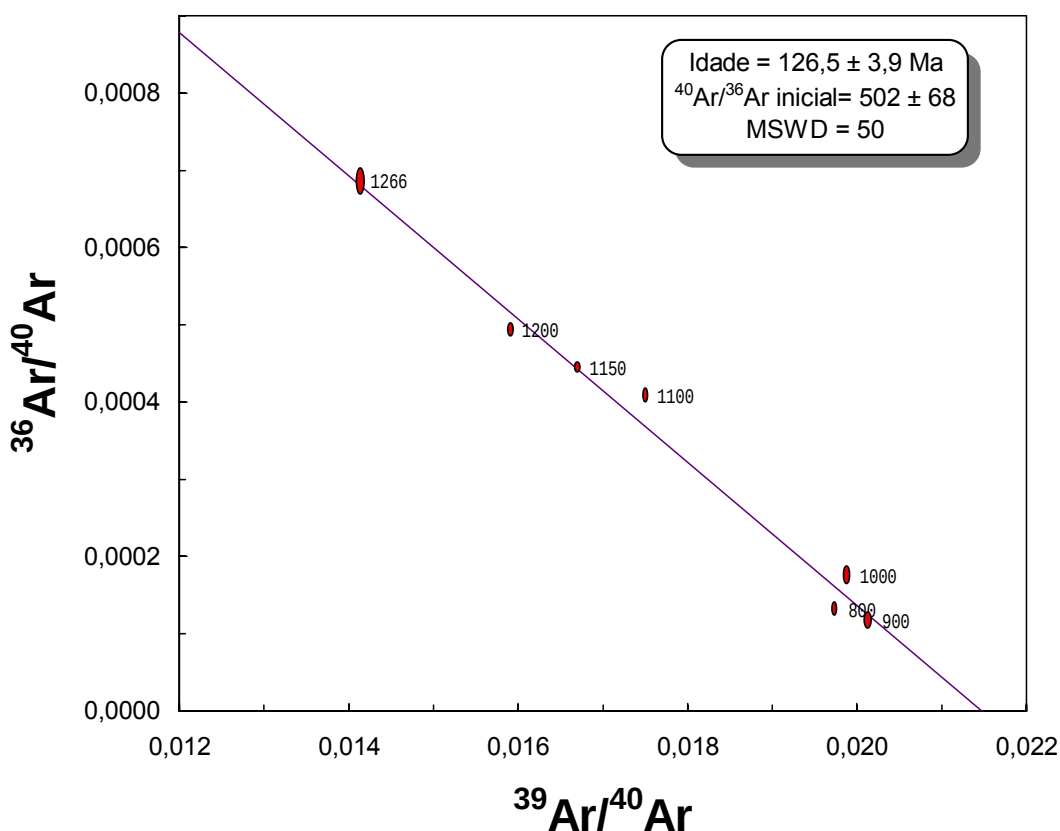


Figura 3.49 – Diagramas de correlação $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ para os grãos de plagioclásio da amostra TM-B-28.

BG-TD-02a é um dique basáltico de alto-TiO₂, coletado na região de Niterói. Os métodos de construção de isócronas e de *step heating* obtiveram a mesma idade para esta amostra: $128,9 \pm 1,3$ Ma (Figuras 3.52 e 3.53). Os diques TM-B-28, FC-WT-28 e BG-TD-02a apresentam idades relacionadas à fragmentação do Gondwana, ou seja, à época do magmatismo do Cretáceo Inferior.

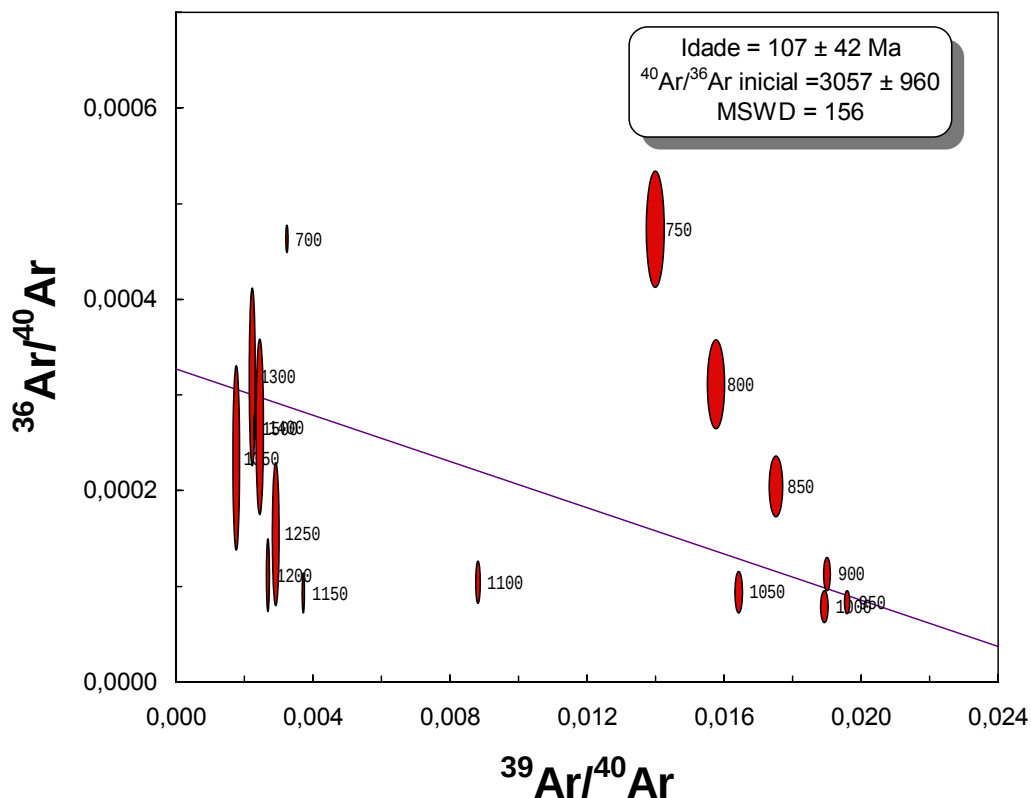


Figura 3.50 – Diagramas de correlação $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ para os grãos de plagioclásio da amostra FC-WT-28.

Os resultados geocronológicos para a amostra CF-TD-14b da suíte de baixo-TiO₂ do enxame não foram satisfatórios. Os diagramas de correlação $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ em rocha total não forneceram isócronas. De igual modo, nenhum platô forçado foi gerado pelo método de *step heating*. Entretanto, a amostra CF-TD-06A, também pertencente à suíte de baixo-TiO₂, é datada em torno de $60,7 \pm 4,6$ Ma, de acordo com o método *step heating* (Figura 3.54).

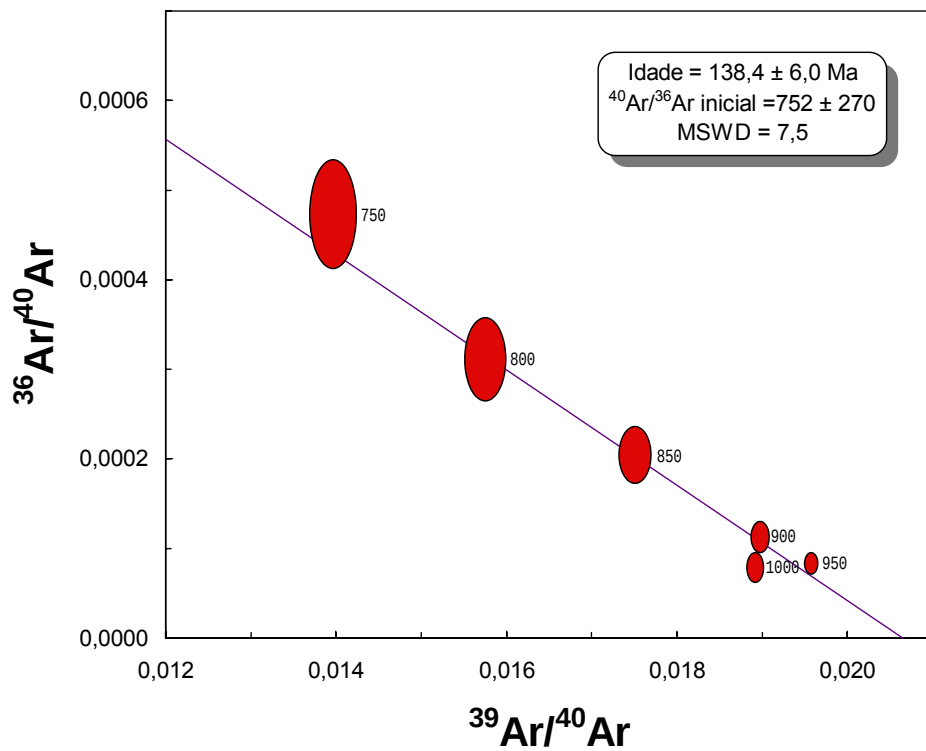


Figura 3.51 – Diagramas de correlação $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ para os grãos de plagioclásio da amostra FC-WT-28.

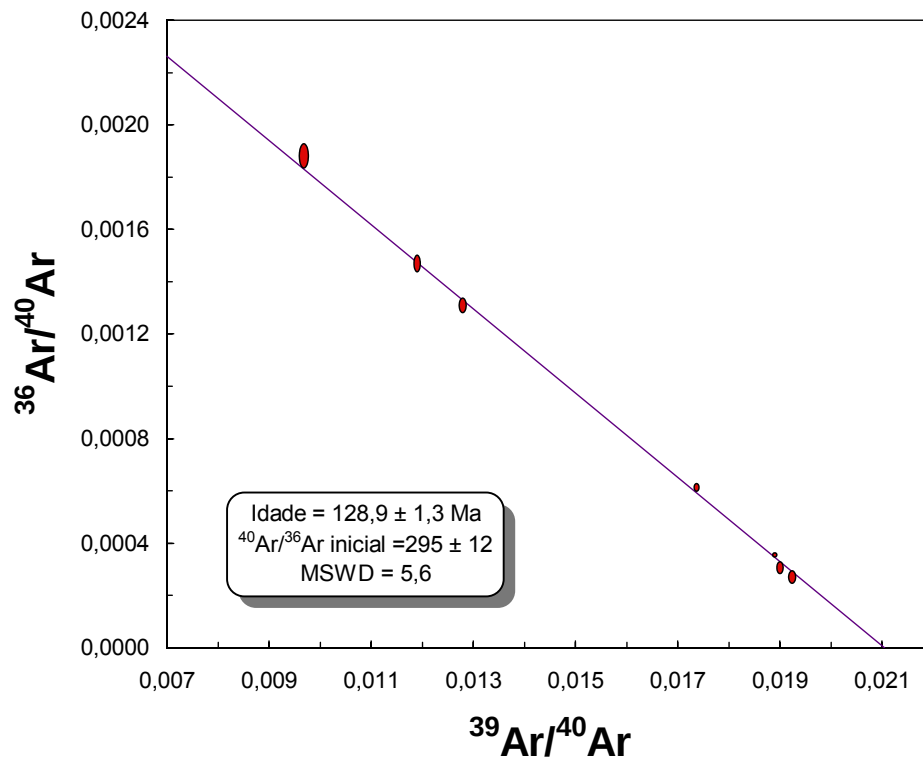


Figura 3.52 – Diagramas de correlação $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ para rocha total da amostra BG-TD-02a.

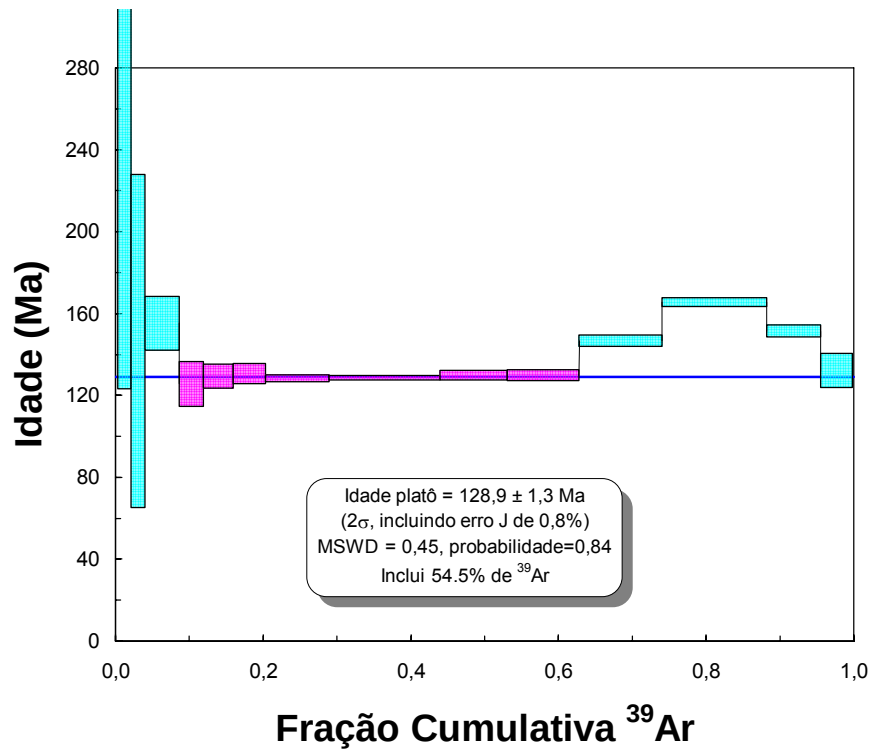


Figura 3.53 – Diagrama Ar/Ar (*step heating*) para rocha total do dique basáltico BG-TD-02a. O gráfico mostra a fração cumulativa da perda de ^{39}Ar versus idade (em Ma). Os platôs em magenta fornecem resultados. Os platôs na cor ciano são rejeitados.

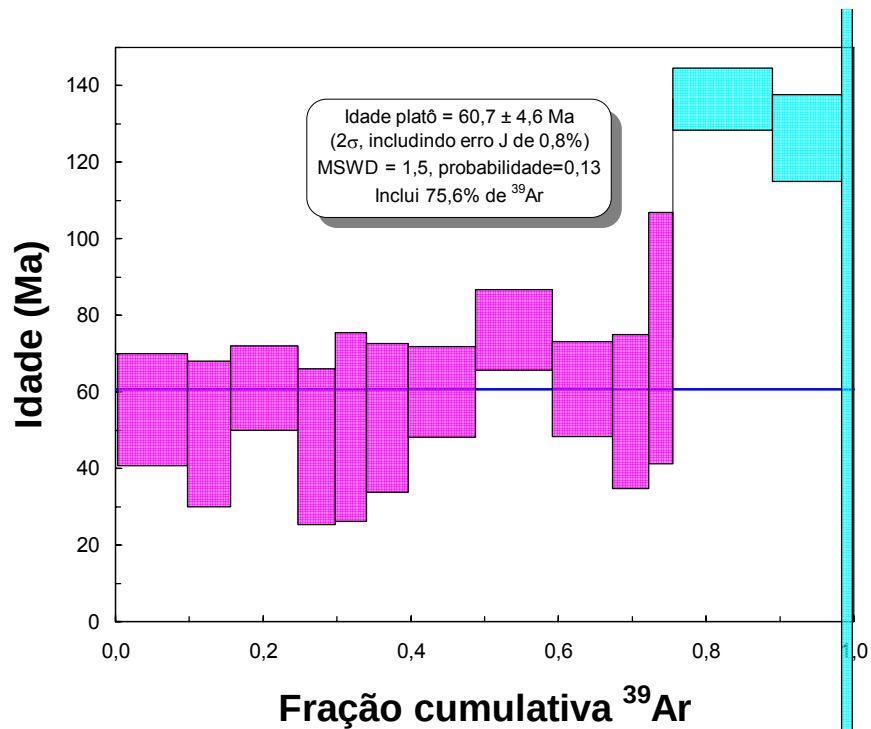


Figura 3.54 – Diagrama Ar/Ar (*step heating*) para rocha total do dique basáltico CF-TD-06a. O gráfico mostra a fração cumulativa da perda de ^{39}Ar versus idade (em Ma). Os platôs em magenta fornecem resultados. Os platôs na cor ciano são rejeitados.

A amostra SQ-TD-01c também pertence à suíte de baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar (DUTRA, 2006). De acordo com o diagrama de correlação $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ para os grãos de plagioclásio desta rocha basáltica, a idade isocrônica obtida foi em torno de $142,7 \pm 8,3$ Ma (Figura 3.55). Não foram obtidos resultados com base nos platôs gerados pelos diagramas Ar/Ar (*step heating*).

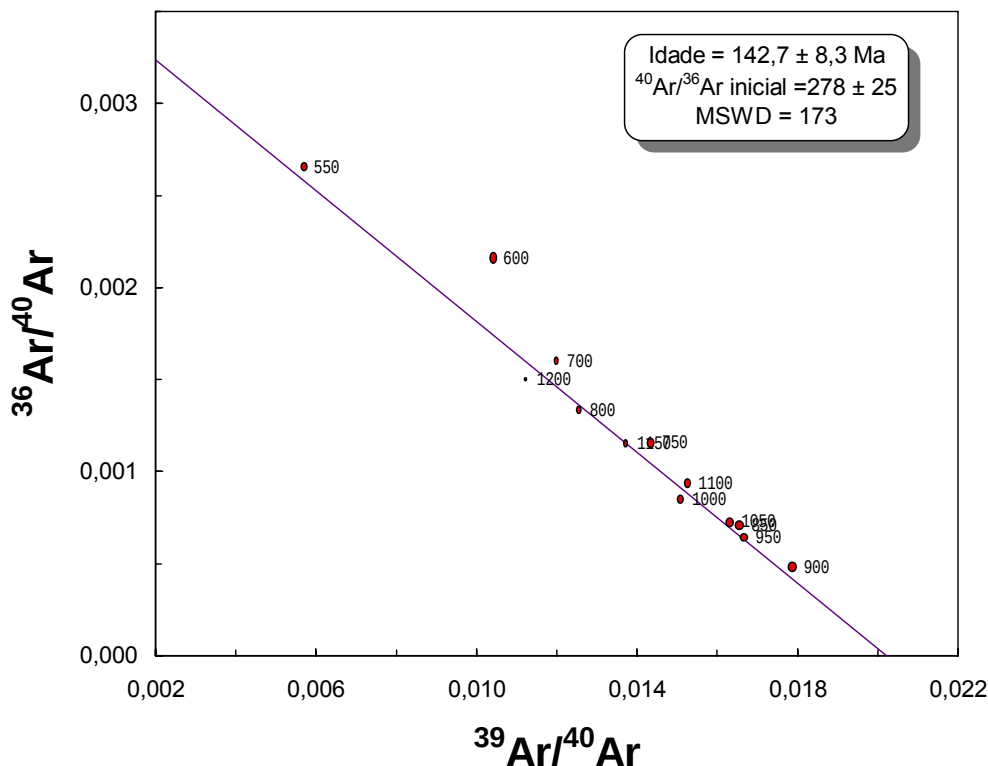


Figura 3.55 – Diagramas de correlação $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ para rocha total da amostra SQ-TD-01c.

A tabela 3.7 apresenta, de modo sumário, as idades das rochas basálticas toleíticas das suítes de baixo-TiO₂ e alto-TiO₂ reconhecidas na porção centro-oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar no Estado do Rio de Janeiro.

Tabela 3.7 – Idades (Ar-Ar) para as rochas basálticas toleíticas das suítes de baixo-TiO₂ e alto-TiO₂ da porção centro-oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar.

Amostras	Suíte	Idade (Ma)	MSWD
TM-B-28	Baixo-TiO ₂	$126,5 \pm 3,9$	50
FC-WT-28	Baixo-TiO ₂	$138,4 \pm 6,0$	7,5
SQ-TD-01c	Baixo-TiO ₂	$142,7 \pm 8,3$	173
CF-TD-06a	Baixo-TiO ₂	$60,7 \pm 4,6$	1,5
BG-TD-02a	Alto-TiO ₂	$128,9 \pm 1,3$	0,45

A tabela 3.7 mostra que alguns valores de MSWD (do inglês, *mean square of weight deviates*) são muito elevados para algumas amostras. Estudos geocronológicos realizados na Província Paraná-Etendeka consideraram relevantes apenas as idades isocrônicas Ar-Ar cujos valores de MSWD fossem inferiores a 2 (TURNER *ET AL.*, 1994). Adotando-se o mesmo critérios para idades Ar-Ar obtidas por *step heating*, nota-se que as melhores idades obtidas para os diabásios do Enxame de Diques da Serra do Mar foram aquelas referentes às amostras CF-TD-06a (baixo-TiO₂) e BG-TD-02a (alto-TiO₂). No primeiro caso, a idade obtida, de cerca de 60 Ma, é do Terciário e poderia estar associada a processos de reaquecimento regional devido à anomalias térmicas relacionadas ao magmatismo alcalino desta idade no sudeste do Brasil (p.ex.: THOMPSON *ET AL.*, 1998). Neste caso, a amostra de baixo-TiO₂ com menores valores de MSWD e idades inseridas no Cretáceo Inferior seria a FC-WT-28, com cerca de 138 Ma, enquanto que a da suíte de alto-TiO₂ seria a amostra BG-TD-02a, com cerca de 129 Ma. Considerando-se que os erros analíticos das idades obtidas para estas duas amostras são aceitáveis, o magmatismo de alto- TiO₂ e baixo- TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar poderiam ser considerados aproximadamente contemporâneos. Por outro lado, se o erro analítico da amostra FC-WT-28 for considerado demasiadamente elevado, haja visto seu valor relativamente elevado de MSWD, o magmatismo gerador das suítes de alto-TiO₂ e baixo-TiO₂ teriam ocorrido com um considerável lapso de tempo, sendo o primeiro mais jovem que o segundo.

A despeito de todas as limitações dos resultados dos estudos geocronológicos apresentadas acima, algumas hipóteses podem ser consideradas nos testes de modelos petrogenéticos e geodinâmicos que serão apresentados nos próximos capítulos desta tese, quais sejam:

1. As duas suítes do enxame são contemporâneas e, assim, suas diferentes razões La/Yb poderiam estar relacionadas a diferentes quantidades de fusão parcial devido a variações nas espessuras da litosfera continental do Gondwana no Cretáceo Inferior;

2. As duas suítes do enxame são contemporâneas e, assim, suas diferentes razões La/Yb poderiam estar relacionadas a fusão parcial de diferentes fontes mantélicas, sendo a espessura da litosfera continental do Gondwana relativamente constante;

3. As duas suítes do enxame não são contemporâneas, sendo a de alto-TiO₂ mais jovem que a de baixo-TiO₂. Neste caso, as razões La/Yb destas duas suítes não poderiam estar relacionadas a diferentes quantidades de fusão parcial devido a variações progressivas das taxas de afinamento litosférico relacionadas à fragmentação do Gondwana no Cretáceo Inferior. Assim, as diferenças das razões La/Yb das duas suítes teriam, necessariamente, que estar refletindo tão somente fusões parciais de diferentes fontes mantélicas.

4 PETROGÊNESE DAS SUÍTES DE BAIXO-TiO₂

4.1 Introdução

Dados litogeoquímicos de quarenta e duas amostras de diques de basaltos toleíticos de baixo-TiO₂ (Apêndice B) que ocorrem na área de estudo foram utilizados na análise petrogenética que será apresentada neste capítulo. Os dados litogeoquímicos e isotópicos (Sr-Nd-Pb) dos diabásios das suítes estudadas foram utilizados na discriminação de sub-suítes de baixo-TiO₂ (Item 4.4). A análise petrogenética envolveu os processos evolutivos e caracterização das fontes (Item 4.2). Análise regressiva pelo método dos mínimos quadrados (Apêndice F) foi utilizada na discriminação de processos evolutivos que foram, posteriormente, modelados. Os dados isotópicos foram usados para a caracterização dos reservatórios mantélicos aos quais estão associadas as suítes de baixo-TiO₂ estudadas (Item 4.6). Modelos de fusão parcial (Item 4.5) e de mistura de fontes também foram elaborados (Item 4.6). Finalmente, os dados geoquímicos apresentados neste capítulo foram conjugados aos dados de campo e petrográficos (Capítulo 3) para a elaboração de modelos petrogenéticos.

4.2 Análise petrogenética preliminar

A petrogênese dos diabásios da suíte de baixo-TiO₂ da área de estudo foi feita com base na análise regressiva pelo método dos mínimos quadrados (Apêndice F).

Diagramas de variação para MgO foram elaborados para elementos maiores (Figura 4.1), elementos traços incompatíveis móveis (Ba, Rb e Sr) e incompatíveis imóveis (Zr, Y e Nb) (Figura 4.2). Funções lineares e polinomiais foram calculadas e suas respectivas curvas e equações inseridas nos diagramas. Os valores dos quadrados dos coeficientes de correlação de Pearson também foram calculados, tanto para as funções lineares ($(R^2)_L$) quanto para as funções polinomiais ($(R^2)_P$), bem como seus respectivos níveis de significância (NS_L e NS_P) para um total de amostras ($n=42$), tomando-se como grau de liberdade o valor de $n - 1$. Os resultados são apresentados na Tabela 4.1.

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 e NS_P= nível de significância para a correlação polinomial. Elementos, óxidos e valores em vermelho estão relacionados à dispersão e não têm significado petrogenético.

Elemento	(R^2) _L	NS _L	(R^2) _P	NS _P
SiO ₂	0,69	>99,9%	0,71	>99,9%
TiO ₂	0,46	99-99,9%	0,48	99-99,9%
Al ₂ O ₃	0,16	<80%	0,26	90-95%
Fe ₂ O ₃ ^t	0,07	<80%	0,09	<80%
CaO	0,80	>99,9%	0,80	>99,9%
Na ₂ O	0,51	>99,9%	0,52	>99,9%
K ₂ O	0,56	>99,9%	0,57	>99,9%
P ₂ O ₅	0,87	>99,9%	0,87	>99,9%
Ni	0,72	>99,9%	0,75	>99,9%
Cr	0,62	>99,9%	0,67	>99,9%
Rb	0,33	95-99%	0,40	99-99,9%
Ba	0,37	95-99%	0,37	95-99%
Sr	0,28	90-95%	0,28	90-95%
Y	0,67	>99,9%	0,67	>99,9%
Zr	0,90	>99,9%	0,90	>99,9%
Nb	0,65	>99,9%	0,65	>99,9%
Nd	0,89	>99,9%	0,89	>99,9%

Os diagramas de variação para os óxidos e elementos selecionados (Figura 4.1), tendo MgO como índice de diferenciação, indicam que a suíte de baixo-TiO₂ da área de estudo evoluiu por cristalização fracionada sem assimilação concomitante ou, alternativamente, cristalização fracionada com assimilação concomitante (isto é, AFC, *Assimilation and Fractional Crystallisation*, DEPAOLO, 1981) sem mudança de assembléia fracionante, com base nos valores de níveis de significância das funções lineares (próximos ou acima de 99,9%), havendo dispersão apenas para Al₂O₃, Fe₂O₃^t e Sr (Figuras 4.1 e 4.2; Tabela 4.1).

Os diagramas de variação indicam incompatibilidade cristal-líquido para todos os óxidos e elementos selecionados, à exceção de CaO, Ni e Cr. A combinação do comportamento incompatível de SiO₂ e compatível de Ni sugere o envolvimento de olivina na assembléia fracionante. O decréscimo de CaO com a evolução progressiva sugere o envolvimento de clinopiroxênio e/ou plagioclásio cálcico (notar a incompatibilidade de Na₂O; Figura 4.1).

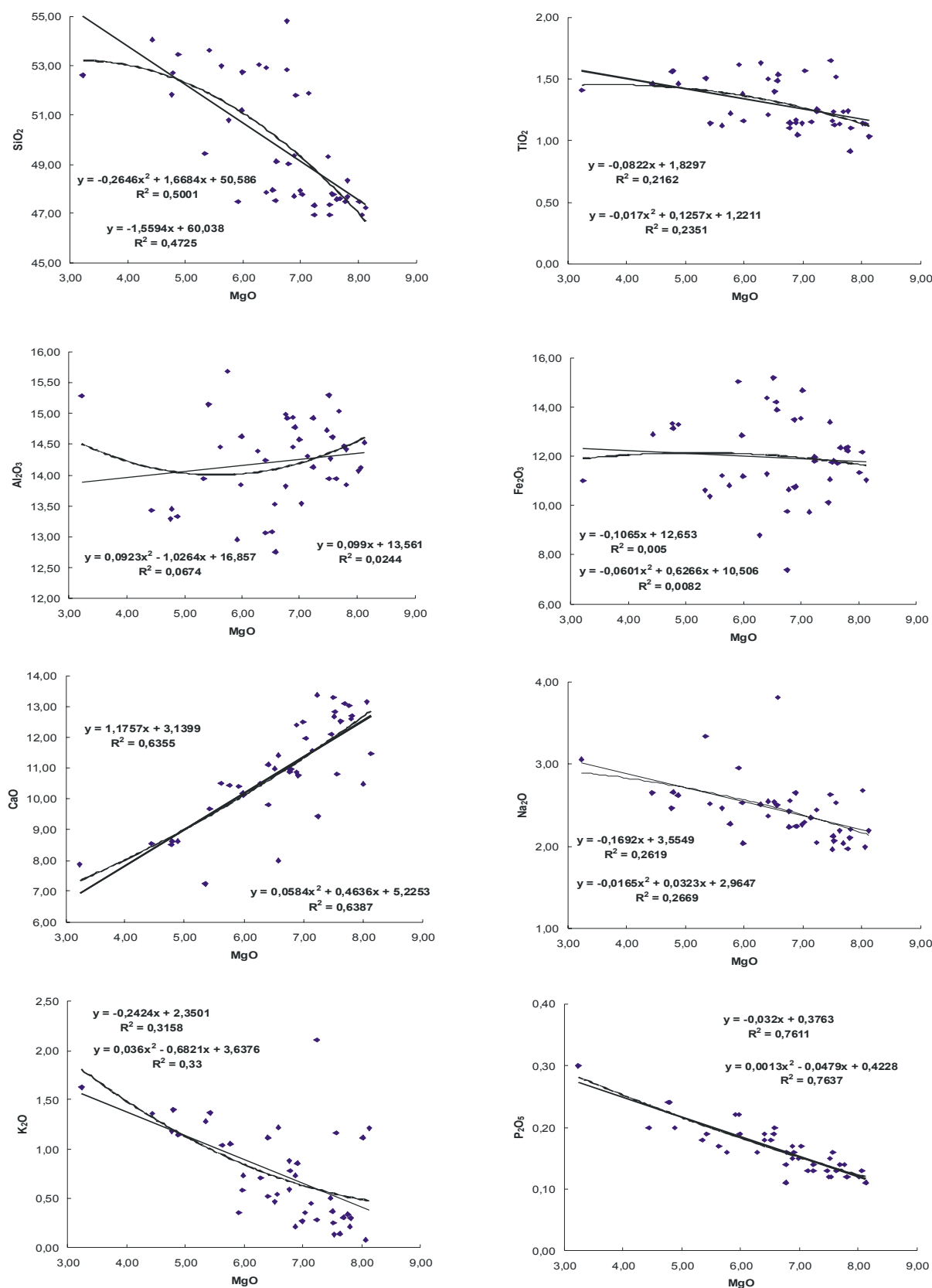


Figura 4.1 – Diagramas de variação para elementos maiores para a suíte de baixo-TiO₂ da área estudada. As curvas lineares e polinomiais, suas respectivas equações e quadrados dos coeficientes de correlação (R^2) são mostrados no diagrama.

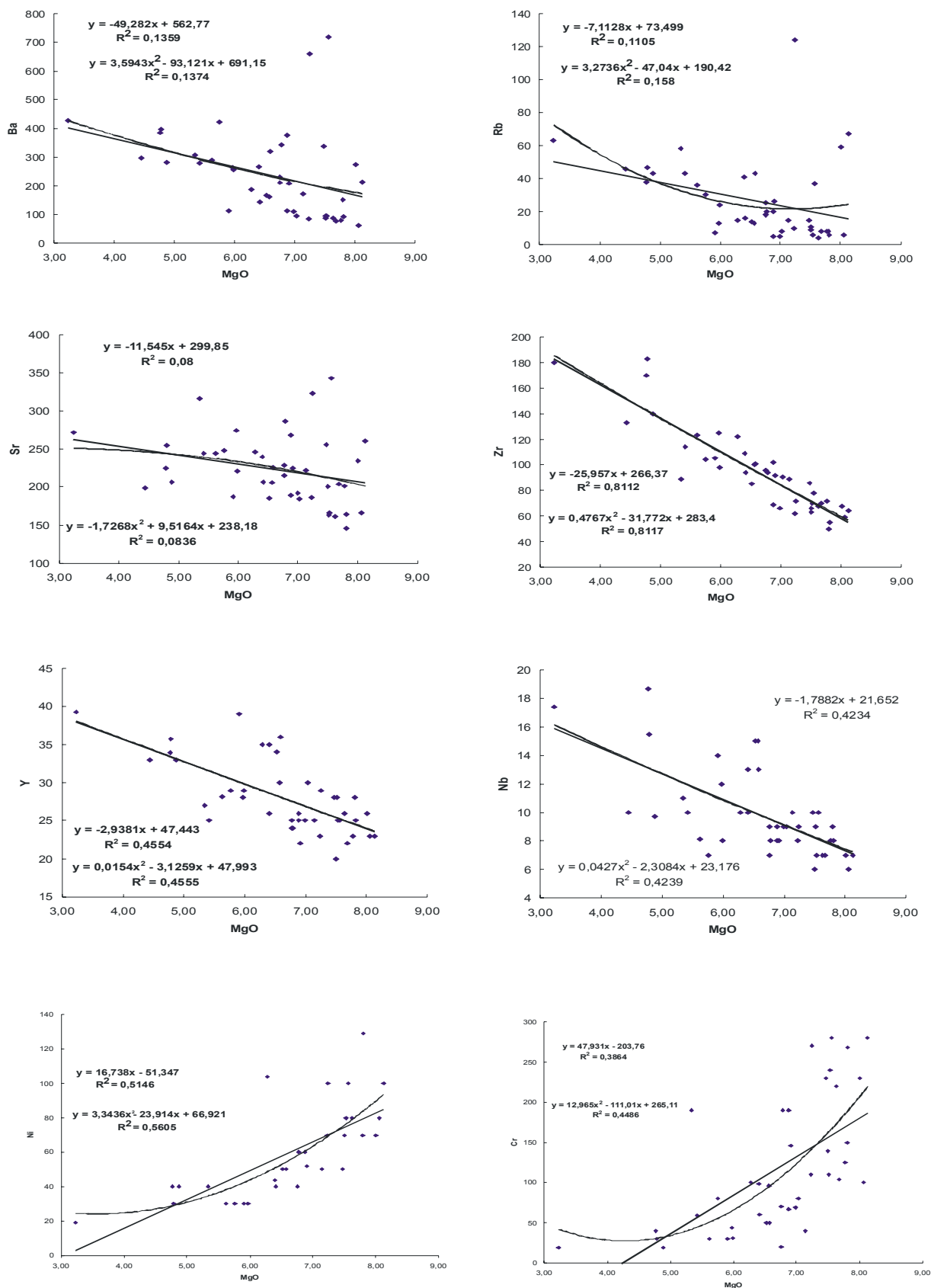


Figura 4.2 – Diagramas de variação para elementos traços para a suíte de baixo-TiO₂ da área estudada. As curvas lineares e polinomiais, suas respectivas equações e quadrados dos coeficientes de correlação (R^2) são mostrados no diagrama.

A compatibilidade do Cr torna provável o envolvimento de piroxênio, considerando-se os valores de coeficientes de partição cristal-líquido (K_d) disponíveis na literatura (p.ex.: 1,66; HAURI *ET AL.*, 1994; 13; BOUGAULT & HEKINIAN, 1974), bem como de magnetita na assembléia fracionante (p.ex.: $K_d^{Cr} = 153$; ESPERANÇA *ET AL.*, 1997, sendo i magnetita), muito embora a dispersão nos diagramas de variação para Al_2O_3 e $Fe_2O_3^{\dagger}$ impeça uma avaliação mais criteriosa. A participação de apatita na assembléia fracionante, como inclusões em fenocristais de plagioclásio, por exemplo, também pode ser descartada dada a incompatibilidade do P_2O_5 mostrada no diagrama de variação para este óxido (Figura 4.1). O mesmo se aplica ao envolvimento de óxidos de Fe-Ti, tais como ilmenita, por exemplo, com base no comportamento incompatível de TiO_2 . Em conclusão, os dados litogeoquímicos sugerem que a assembléia fracionante da suíte estudada inclui olivina, clinopiroxênio e/ou plagioclásio. Uma assembléia de fenocristais (em % de volume) constituída de 10% de olivina, 40% de augita e 50% de plagioclásio (Capítulo 3, item 3.3) foi discriminada nos estudos petrográficos, o que corrobora os dados litogeoquímicos apresentados acima.

4.3 Modelagem dos possíveis processos evolutivos discriminados

A hipótese de evolução por cristalização fracionada sem assimilação concomitante, para a suíte estudada, foi testada por modelagem utilizando-se a equação de Rayleigh. A equação de fracionamento de Rayleigh (WOOD & FRASER, 1976) pode ser expressa, na sua forma simplificada, por:

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

C_L = concentração do elemento traço no líquido evoluído;

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

A assembléia fracionante utilizada foi baseada na assembléia de fenocristais estimada na petrografia (Capítulo 3, item 3.3). Os valores de K_d utilizados no modelo são aqueles sugeridos por Rollinson (1993).

Os modelos foram elaborados para três elementos traços incompatíveis cujos valores de níveis de significância para funções lineares são superiores a 99,9% (Tabela 4.1), quais sejam: Zr, Y e Nb. Os resultados (Tabela 4.2) mostram que as variações das concentrações de Zr, Y e Nb na suíte não podem ser explicadas por cristalização fracionada sem assimilação concomitante envolvendo uma assembléia de fenocristais composta por 10% de olivina, 40% de augita e 50% de plagioclásio, sendo as amostras CF-TD-14b e CO-SV-1 representativas das composições dos líquidos parental e mais evoluído da suíte, respectivamente (Apêndice B). Os resultados mostram que a diferença entre valores medidos e modelados ficou muito acima dos valores de precisão analítica (Apêndice E) para estes elementos traços imóveis, o que faz com que o modelo de cristalização fracionada sem assimilação concomitante não se aplique à suíte estudada.

Tabela 4.2 – Sumário dos resultados dos testes de modelagem de cristalização fracionada, mostrando a quantidade (%) de cristalização fracionada (1-F), concentrações normalizadas dos elementos traços incompatíveis no líquido mais evoluído modelo ($C_L^{\text{Modelo}}(N)$) e no líquido mais evoluído medido ($C_L^{\text{Medido}}(N)$) (amostra CO-SV-1).

1-F	Elementos	$(C_L^{\text{Modelo}}(N))$	$(C_L^{\text{Medido}}(N))$
10	Zr	10	26
	Y	12	20
	Nb	22	49
50	Zr	18	26
	Y	18	20
	Nb	40	49
90	Zr	81	26
	Y	48	20
	Nb	196	49

De um modo geral, as variações de razões de elementos-traços incompatíveis para as amostras representativas dos líquidos parental e mais evoluído da suíte de baixo-TiO₂ são maiores que 50% (Tabela 4.3). Apenas a razão de Zr/Nb apresentou variação abaixo de 50%. Isto ratifica a conclusão que processos outros que não somente cristalização fracionada devem estar relacionados à evolução da suíte de

baixo-TiO₂. Semelhantemente, a conclusão obtida pela modelagem é corroborada considerando-se os valores das razões iniciais de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd para amostras representativas de líquidos parentais e evoluídos da suíte (p.ex.: FC-WT-14 (parental), 0,704301 e 0,512466; TM-B-26 (evoluída, 0,709153 e 0,512140).

Tabela 4.3 – Variação da razão entre elementos traços incompatíveis imóveis dentro da suíte de baixo-TiO₂ da área de estudo.

Razões	CF-TD-14b (menos evoluída)	CO-SV-1 (mais evoluída)	Variação
Zr/Y	2,8	4,6	1,6 (60%)
Zr/Nb	9,1	10,3	1,1 (13%)
La/Yb	3,7	8,1	2,1 (118%)

A hipótese de evolução por cristalização fracionada com assimilação concomitante (isto é, AFC) para a suíte estudada foi testada por modelagem, utilizando-se a equação de DePaolo (1981) para razões isotópicas, que na sua forma simplificada, é expressa da seguinte maneira:

$$\xi_L^c = (\xi_L^u) + ((\xi_c - \xi_L^u)) \cdot (1 - ((c_L^u/c_L^c) \cdot (f))) \text{ (equação 4.2), onde:}$$

ξ_L^c = razão isotópica (ou notação epsilon) no líquido contaminado.

ξ_L^u = razão isotópica (ou notação epsilon) no líquido não contaminado.

ξ_c = razão isotópica (ou notação epsilon) no contaminante.

C_L^u = concentração do elemento traço no líquido não contaminado;

C_L^c = concentração do elemento traço no líquido contaminado;

r = taxa de assimilação e cristalização;

f = $F \cdot (r-1+D)/(r-1)$; onde F é a fração de líquido residual e D é o coeficiente de partição total.

Modelos de AFC (DEPAOLO, 1981) foram elaborados para os isótopos de Sr-Nd com base em quatro possíveis composições parentais representadas pelas amostras CF-TD-14b, FC-WT-14, CF-TD-06a e FC-WT-48. Os referidos elementos traços incompatíveis usados na modelagem apresentam níveis de significância para funções lineares entre 90-95% (para Sr) e acima de 99,9% (para Nd) (**Tabela 4.1**). Um plagioclásio gnaiss de composição essencialmente granítica (*lato sensu*)

presente na área alvo (amostra: RJC/200; VALENTE, 1997) e um granulito do Complexo Juiz de Fora (MB-CM-43C; DUARTE, 1998) foram utilizados para representar os contaminantes da crosta continental superior e inferior locais, respectivamente. Valores de $r=0,3$ e $r=0,8$ foram utilizados na modelagem para cada um destes dois contaminantes, respectivamente (TAYLOR, 1980). A assembléia fracionante adotada na modelagem corresponde à assembléia de fenocristais estimada na petrografia. Os valores de K_d utilizados são os sugeridos por Rollinson (1993). Os resultados da modelagem são apresentados no diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(132)}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(132)}$ (Figura 4.3).

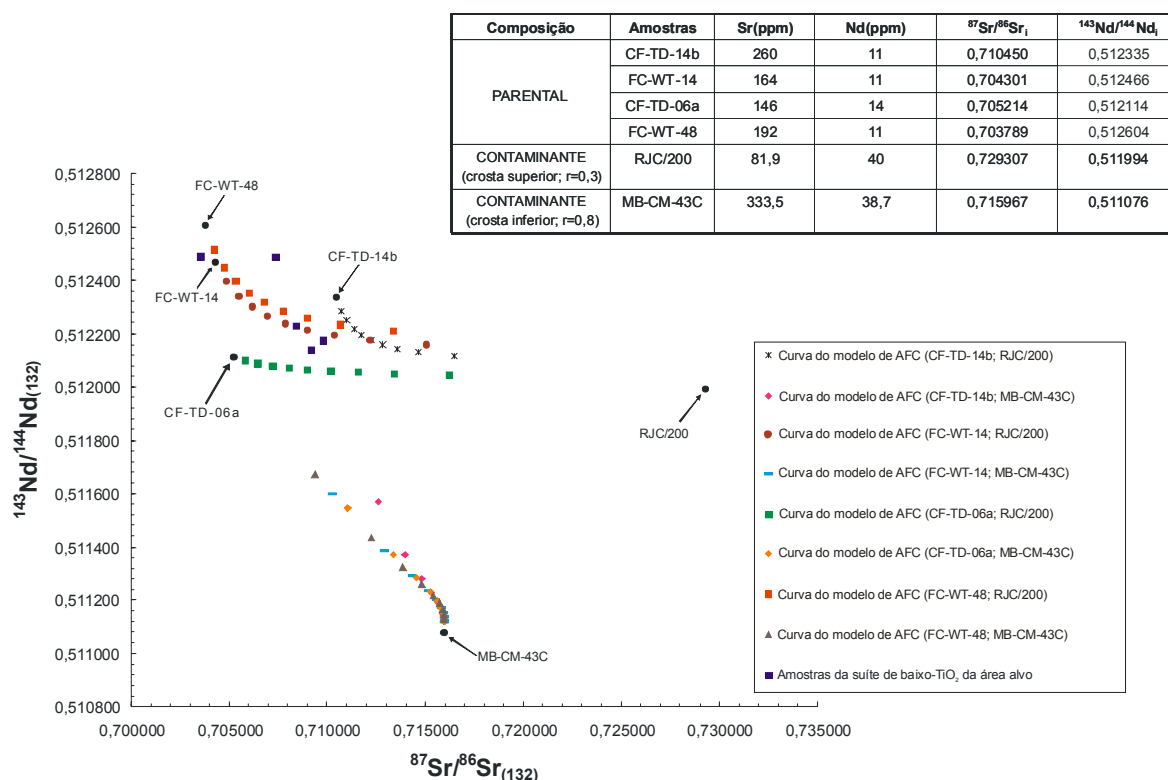


Figura 4.3 – Diagrama mostrando os testes dos modelos de AFC para razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (corrigidos para 132 Ma) dos basaltos toleíticos da suíte de baixo- TiO_2 da área estudada. Os valores de K_d utilizados no modelo são aqueles sugeridos por Rollinson (1993). Os valores de r foram utilizados conforme sugestão apresentada em Taylor (1980). A assembléia fracionante é constituída por 10% de olivina, 40% de clinopiroxênio e 50% de plagioclásio.

Apesar da utilização de diferentes composições parentais e contaminantes nos modelos de AFC, as variações isotópicas do sistema Sr-Nd da suíte de baixo- TiO_2 não podem ser explicadas por este processo evolutivo, à semelhança do

concluído em relação à cristalização fracionada sem assimilação concomitante. Deste modo, muito provavelmente, os diabásios da suíte de baixo-TiO₂ estudada não devem constituir uma única suíte. Esta hipótese será testada no item apresentado a seguir.

4.4 Discriminação de suítes de baixo-TiO₂

Trabalhos recentes têm mostrado que no Enxame de Diques da Serra do Mar existem pelo menos duas suítes de baixo-TiO₂ discriminadas em base geoquímica (MONTEIRO & VALENTE, 2003; DUTRA, 2006). Os dados apresentados e interpretados nesta tese de doutorado, igualmente, corroboram a hipótese da existência de duas suítes de baixo-TiO₂ na região estudada.

A Figura 4.4 apresenta um diagrama La/Nb *versus* La/Yb. Este diagrama mostra dois agrupamentos bastante distintos de amostras, o que sugere a existência de duas suítes de baixo-TiO₂ da porção centro-oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar.

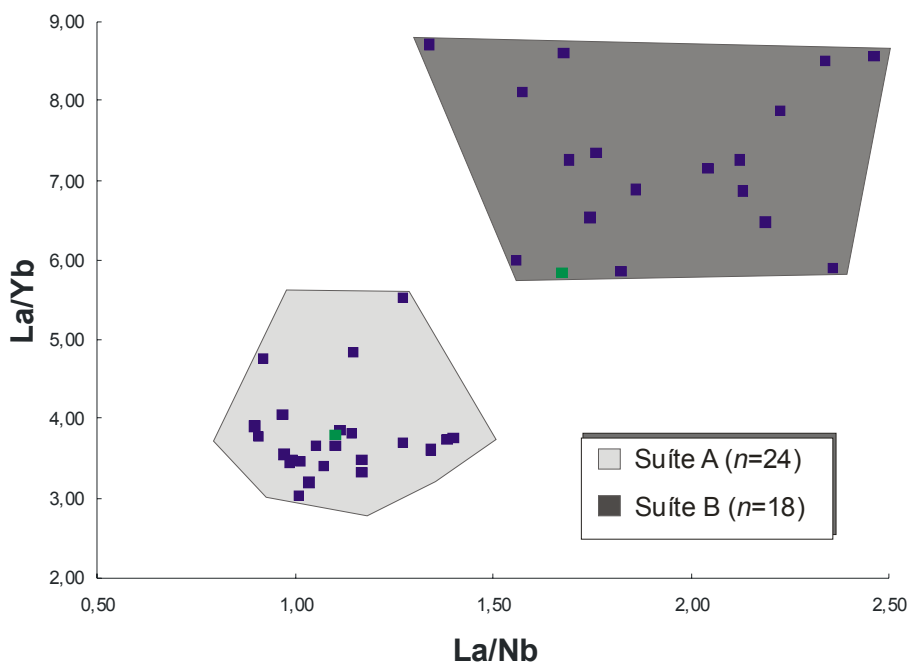


Figura 4.4 – Diagrama La/Nb *versus* La/Yb discriminante das suítes de baixo-TiO₂ (A e B) reconhecidas na porção centro-oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar. Os quadrados verdes indicam duas amostras das referidas suítes com o mesmo grau de evolução (isto é, com diferenças de teores de MgO menores que o erro analítico; Tabela 4.4).

Neste diagrama (Figura 4.4), os basaltos da Suíte A formam um grupo com $\text{La/Yb} < 5,5$ e $\text{La/Nb} < 1,5$, enquanto os basaltos da Suíte B apresentam valores comparativamente mais elevados destas mesmas razões de elementos traços incompatíveis. É importante notar que os campos foram discriminados com o número total de amostras ($n=42$) que são classificadas como baixo- TiO_2 . A tabela abaixo (Tabela 4.4) exibe a relação das quarenta e duas amostras de diabásios discriminadas nas duas suítes de baixo- TiO_2 segundo os critérios apresentados acima.

4.5 Discriminação de processos evolutivos para as duas suítes de baixo- TiO_2

Os processos evolutivos e tipos de fontes das duas suítes de baixo- TiO_2 discriminadas anteriormente serão apresentados neste item.

Os dados isotópicos (Tabela 4.5; Apêndice B) obtidos para as amostras de cada uma das duas suítes discriminadas indicam que elas não estão associadas a processos evolutivos envolvendo exclusivamente cristalização fracionada, uma vez que variações maiores que os erros analíticos (Apêndice E) são observadas.

A associação de dados de elementos e isotópicos pode ser feita de modo a diagnosticar possíveis processos evolutivos para as duas suítes de baixo- TiO_2 . Diagramas de Harker foram construídos para as razões isotópicas iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figura 4.5). Curvas lineares foram inseridas nos diagramas e os respectivos valores dos quadrados dos coeficientes de correlação de Pearson (R^2) e níveis de significância associados (NS_L) foram calculados para o total de amostras (n) de cada suíte.

Os diagramas de Harker para razões isotópicas iniciais de Sr (Figura 4.5) mostram a existência de correlações negativas e positivas para as suítes A e B, respectivamente. Os dois diagramas indicam que as duas suítes estão associadas a processos envolvendo contaminação crustal, muito embora distintos, uma vez que o processo de cristalização fracionada é incapaz de impor variações maiores que os erros analíticos das razões isotópicas.

Tabela 4.4 – Relação de quarenta e duas amostras de diabásio estudadas e discriminadas em suítes de baixo-TiO₂ segundo os critérios baseados nas variações das razões La/Yb e La/Nb. Os teores de MgO e SiO₂ (em % de peso) também são apresentados. Amostras com o mesmo grau de evolução são destacadas em vermelho.

	Amostras	MgO	SiO₂	La/Yb	La/Nb	Suíte
1	BG-TD-01a	7,14	51,90	5,5	1,3	A
2	CF-TD-01	7,23	47,33	3,7	1,1	A
3	CF-TD-02b	7,51	47,37	3,2	1,0	A
4	CF-TD-03a	5,91	47,50	3,5	1,0	A
5	CF-TD-03b	6,41	47,85	3,5	1,0	A
6	CF-TD-03d	6,58	49,11	3,5	1,0	A
7	CF-TD-05	6,52	47,96	3,8	0,9	A
8	CF-TD-07a	7,56	47,77	3,9	0,9	A
9	CF-TD-07b	7,47	49,32	4,0	1,0	A
10	CF-TD-11a	5,34	49,44	4,8	1,1	A
11	CF-TD-11b	7,24	46,95	3,8	1,1	A
12	CF-TD-13b	7,53	47,81	3,8	1,4	A
13	CF-TD-14b	8,13	47,22	3,7	1,3	A
14	CF-TD-15a	8,01	47,47	3,6	1,3	A
15	CF-TD-16	7,63	47,58	3,7	1,4	A
16	FC-TD-01a	8,06	46,95	3,3	1,2	A
17	FC-WT-04	7,50	46,94	3,5	1,2	A
18	FC-WT-06	6,57	47,52	4,8	0,9	A
19	FC-WT-14	7,81	47,68	3,9	1,1	A
20	FC-WT-28	6,99	47,91	3,8	1,1	A
21	FC-WT-31	6,88	47,72	3,7	1,1	A
22	FC-WT-36	7,03	47,76	3,0	1,0	A
23	FC-WT-48	7,68	47,61	3,4	1,1	A
24	FC-WT-62	7,77	47,50	3,5	1,0	A
1	BG-TD-01b	6,76	52,80	6,5	1,7	B
2	CA-B-25	6,40	52,91	7,3	1,8	B
3	CF-TD-06a	7,80	48,32	5,9	1,8	B
4	CF-TD-08a	6,88	49,35	8,6	2,5	B
5	CF-TD-08b	6,78	49,03	8,5	2,3	B
6	CF-TD-09	5,76	50,79	5,9	2,4	B
7	CM-SV-1A	4,77	51,80	8,7	1,3	B
8	CM-SV-1B	4,79	52,70	8,6	1,7	B
9	CM-SV-2	4,88	53,50	7,9	2,2	B
10	CO-SV-1	3,23	52,60	8,1	1,6	B
11	FC-WT-09	6,28	53,06	6,0	1,6	B
12	SMM-B-30	5,99	52,75	6,5	2,2	B
13	SMM-SV-1	5,62	53,00	7,3	2,1	B
14	SQ-TD-01c	6,76	54,80	7,2	2,0	B
15	SQ-TD-02	4,44	54,05	6,9	2,1	B
16	TM-B-26	5,42	53,61	6,9	1,9	B
17	TM-B-27	5,97	51,19	7,3	1,7	B
18	TM-B-28	6,91	51,80	5,8	1,7	B

Tabela 4.5 – Razões isotópicas iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e ξNd (corrigidas para 132 Ma) dos diabásios pertencentes às suítes A e B de baixo- TiO_2 da porção centro-oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar.

Suíte	Amostras	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	ξNd_i
A	CF-TD-03a	0,707363	0,512487	0,4
	CF-TD-14b	0,710450	0,512335	-2,6
	FC-WT-14	0,704301	0,512466	0,0
	FC-WT-28	0,703577	0,512491	0,4
	FC-WT-48	0,703789	0,512604	2,7
B	CF-TD-06a	0,705214	0,512114	-6,9
	SQ-TD-01c	0,709804	0,512173	-5,8
	TM-B-26	0,709153	0,512140	-6,4
	TM-B-28	0,708412	0,512232	-4,6

No caso da suíte A, as composições menos evoluídas (ou seja, mais ricas em MgO e com mais baixos teores de SiO_2) apresentam os menores valores das razões isotópicas iniciais de Nd e os mais elevados valores das razões iniciais de Sr (amostra CF-TD-14b; Tabela 4.5). Assim sendo, a correlação negativa observada no diagrama de Harker para razões isotópicas iniciais de Sr (Figura 4.5a) evidencia que a quantidade de contaminação dos magmas diminuiu com o aumento progressivo do grau de evolução dos mesmos.

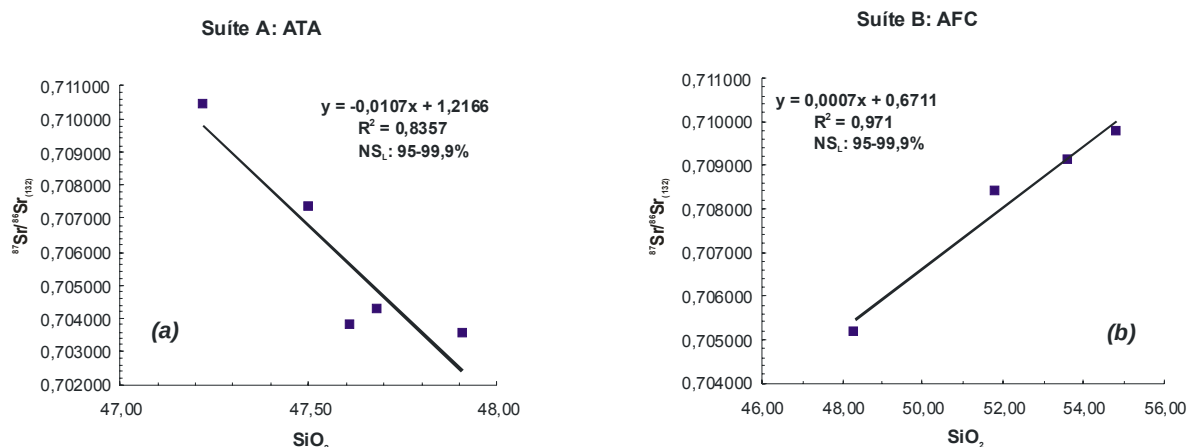


Figura 4.5 – Diagramas de Harker mostrando as razões isotópicas iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para amostras das suítes de baixo- TiO_2 da área estudada. (a) Suíte A. (b) Suíte B. As curvas lineares, suas respectivas equações, quadrados dos coeficientes de correlação (R^2) e níveis de significância (NS_L) são mostrados nos diagramas. ATA = *Assimilation during Turbulent Ascent* (KERR ET AL., 1995); AFC = *Assimilation and Fractional Crystallization* (DEPAOLO, 1981).

Este é um padrão inverso comparativamente aos efeitos gerados pelo processo evolutivo de AFC. Portanto, a interpretação dos resultados supracitados permite concluir a participação de processos que envolvam contaminação crustal sem cristalização fracionada concomitante na petrogênese das rochas pertencentes à suíte A. O processo evolutivo mais provável para a gênese destes diabásios seria ATA (*Assimilation by Turbulent Ascent*; KERR ET AL., 1995), no qual os magmas mais quentes (mais ricos em MgO) são capazes de assimilar material crustal durante ascensão por fluxo turbulento por condutos pouco espessos. Já os magmas mais evoluídos, que fracionam em níveis sub-crustais, não são quentes o suficiente para promover a fusão de quantidades significativas da crosta. Adicionalmente, os líquidos magmáticos mais evoluídos não conseguem ascender de modo turbulento devido à sua alta viscosidade e, por isso, estão sujeitos a menor taxa de contaminação crustal. No caso da suíte B, a correlação positiva observada no diagrama de Harker para razões isotópicas iniciais de Sr (Figura 4.5b) evidencia que as amostras mais evoluídas apresentam os maiores valores das razões isotópicas iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Além disso, tais amostras apresentam baixos valores das razões isotópicas iniciais de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Pode-se concluir que, no caso da suíte B, a assimilação foi diretamente proporcional à diferenciação (isto é, as amostras mais evoluídas são também as mais contaminadas), uma característica típica do processo de AFC. As marcantes variações das razões isotópicas de Sr e Nd (Tabela 4.5; Apêndice B), bem como os elevados valores de Sr radiogênico, dentro da suíte B, dão suporte para a hipótese de evolução dos diabásios por AFC, embora seja necessário ressaltar a possibilidade do incremento de ^{87}Sr devido à presença de produtos secundários (VALENTE ET AL., 2002). Porém, as quatro amostras da suíte B (utilizadas para os estudos isotópicos) possuem baixos valores de perda ao fogo (PF) (Apêndice B). Além disso, as razões isotópicas de Nd (elemento traço incompatível imóvel) apresentam variações na quarta casa decimal (isto é, menores que o erro analítico), validando a hipótese da ocorrência de processos de assimilação e cristalização fracionada concomitante na petrogênese dos diabásios da suíte B.

4.6 Quantas fontes geradoras para as duas suítes de baixo-TiO₂?

Diagramas multielementares (Figuras 4.6 e 4.7) foram utilizados para a discriminação de fontes geradoras tendo por base as composições de amostras representativas do magma menos evoluído dentro de cada uma das duas suítes de baixo-TiO₂ discriminadas (suítes A e B).

Os dados foram normalizados para o condrito de Thompson (1982), com valores de K, P e Rb de Sun (1980) e Ba= 3,85 de Hawkesworth *et al.* (1984). A amostra CF-TD-14b foi usada como composição representativa do magma menos evoluído da suíte A. Os elevados valores de Rb e K podem estar relacionados a processos de alteração, uma vez que a amostra parental apresenta valor de perda ao fogo (PF) igual a 2,79%. Alternativamente, tais picos podem indicar processos de contaminação, corroborando, assim, a hipótese da suíte A ter evoluído por ATA.

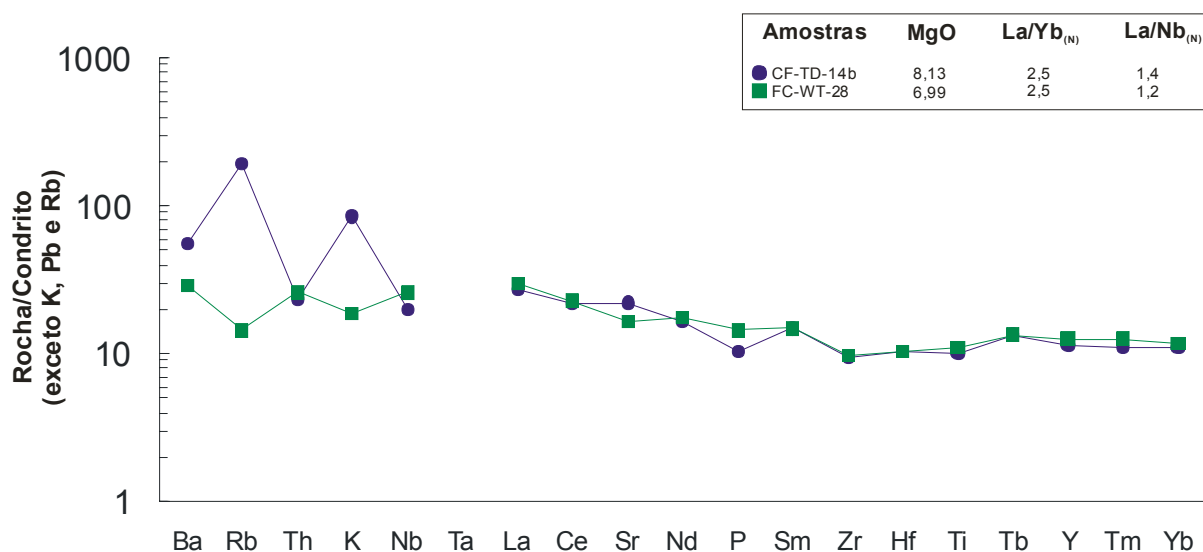


Figura 4.6 – Diagrama de variação multi-elementar normalizado para o condrito de Thompson (1982), onde são plotadas as amostras referentes à suíte A. Dados litogeoquímicos considerados relevantes são indicados no diagrama.

A composição de uma amostra representativa do magma mais evoluído (FC-WT-28) também foi inserida no diagrama (Figura 4.6). Vale ressaltar que a suíte A, evoluiu por ATA e, portanto, as composições menos evoluídas (parentais) apresentam maior grau de contaminação em relação aos magmas evoluídos.

Todavia, a assinatura geoquímica das amostras com maior grau de evolução pertencentes à suíte A também têm razões $\text{La/Yb}_{(N)}$ e $\text{La/Nb}_{(N)}$ maiores que a unidade (Figura 4.6), indicativo de geração a partir de fontes enriquecidas, tendo, assim, pelo menos uma contribuição do manto litosférico subcontinental. O mesmo se aplica à suíte B (Figura 4.7).

Os valores relativamente elevados das razões isotópicas iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, bem como os valores baixos das razões isotópicas iniciais de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de grande parte dos basaltos das suítes A e B reforçam a hipótese da participação de fontes enriquecidas na petrogênese das mesmas (Tabela 4.5; Apêndice B). Os valores das razões $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ também corroboram o envolvimento destes componentes mais enriquecidos (Capítulo 3; item 3.6).

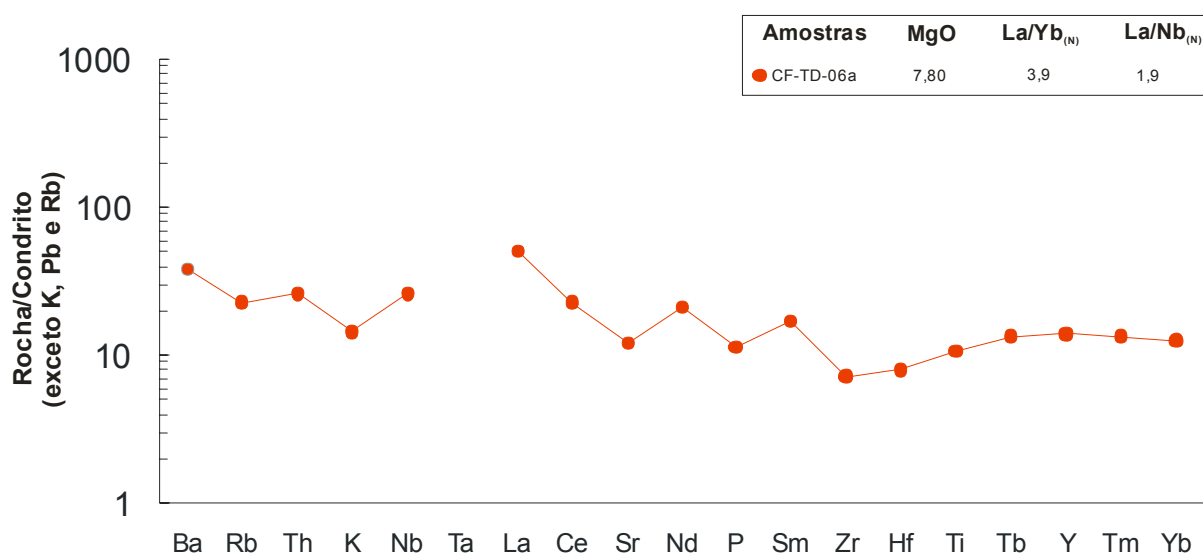


Figura 4.7 – Diagrama de variação multi-elementar normalizado para o condrito de Thompson (1982), onde é plotada a amostra parental da suíte B. Os dados das amostras estão contidos no *inset*.

Amostras das suítes A e B de baixo- TiO_2 com graus de evolução similares foram selecionadas para a elaboração de modelos de fusão parcial, quais sejam: a amostra FC-WT-28 da suíte A e a amostra TM-B-28 da suíte B. Estas amostras têm os mesmos teores de MgO (6,99% e 6,91%, respectivamente), considerando-se os valores de erros analíticos (Apêndice E). A modelagem foi elaborada para testar a possibilidade de geração dos líquidos parentais das duas suítes de baixo- TiO_2

discriminadas por diferentes quantidades de fusão parcial a partir de uma mesma fonte.

A modelagem simula o processo de fusão parcial em equilíbrio modal, com base nos argumentos apresentados em Wilson (1989). A equação que expressa este processo (WOOD & FRASER, 1976), em sua forma simplificada, é a seguinte:

$C_L/C_O=1/(F+D_{RS}-FD_{RS})$, (equação 4.3), onde:

C_L = concentração do elemento traço no líquido primário;

C_O = concentração do elemento traço no sólido (fonte) original;

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).

Os resultados da modelagem são apresentados no diagrama da figura 4.8.

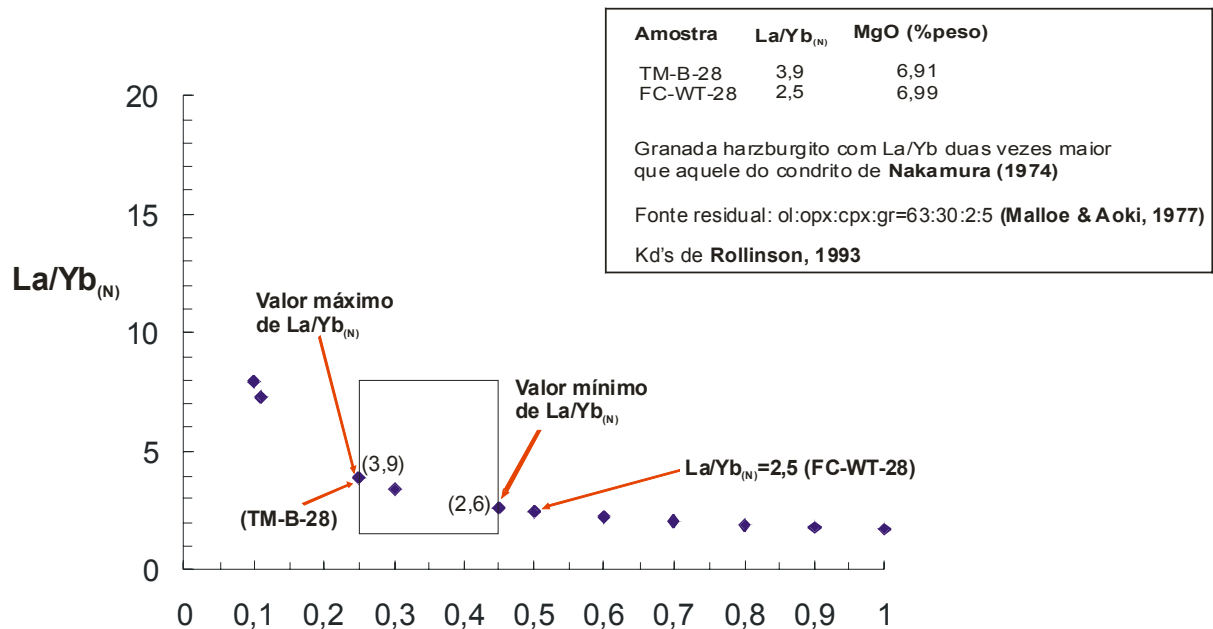


Figura 4.8 – Diagrama mostrando os resultados de modelos de fusão parcial em equilíbrio modal para as suítes A e B de baixo-TiO₂ do EDSM na área de estudo. O retângulo delimita o intervalo de valores de F gerador de basaltos toleíticos (MYSEN & KUSHIRO, 1977; JACQUES & GREEN, 1980).

Os principais problemas inerentes 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.

Estudos mostraram que para o intervalo de valores (*i.e.* 25-45%) de fusão parcial necessário à geração de líquidos olivina-toleíticos a grandes profundidades (35GPa), o resíduo seria harzburgítico com fase aluminosa não-modal (MYSEN & KUSHIRO, 1977). Cálculos termodinâmicos têm mostrado que o clinopiroxênio, preferencialmente à fase aluminosa, desaparecerá do resíduo acima de ~18% fusão parcial sob pressões menores que 1GPa (HIRSCHMANN *ET AL.*, 1999). Com base nestes dados, o modelo foi construído considerando-se um resíduo harzburgítico com 63% de olivina, 30% de ortopiroxênio, 2% de clinopiroxênio e 5% de granada (MAALOE & AOKI, 1977) e assumindo que a fusão em equilíbrio ocorreu a profundidades dentro do campo do granada lherzolito (≥ 3.0 GPa; *e.g.* KOGISO *ET AL.*, 1998) devido à existência de uma litosfera espessa no Gondwana no Cretáceo Inferior. Um fator de enriquecimento de 2,6 foi gerado para La em comparação com os valores do manto primitivo (THOMPSON *ET AL.* 1984). O valor de Yb considerado para a fonte foi 1,5, resultando numa razão $La/Yb = 1,7$. 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%). A razão $La/Yb_{(N)}$ da amostra TM-B-28, representativa da suíte B (3,9), poderia ser gerada no valor mínimo de fusão parcial (*i.e.* 25%) (Figura 4.8). Entretanto, a razão $La/Yb_{(N)}=2,5$ da amostra FC-WT-28, representativa da suíte A, não poderia ser gerada dentro do intervalo de fusão parcial adotada no modelo, uma vez que a razão $La/Yb_{(N)}$ de um líquido gerado a 45% de fusão parcial seria 2,6 (Figura 4.8). Líquidos gerados por maiores quantidades de fusão parcial a partir da fonte utilizada no modelo teriam composição komatiítica.

Testes realizados para um valor fixo (30%) de fusão parcial foram elaborados de modo a gerar as razões $La/Yb_{(N)}$ das fontes associadas às suítes A e B. Os resultados são apresentados na Tabela 4.6. Os dados da Tabela 4.6 permitem concluir que os diabásios de baixo-TiO₂ do enxame na área alvo, com diferentes valores de razões $La/Yb_{(N)}$, foram gerados por fontes distintas, isto é, com diferenças de razões $La/Yb_{(N)}$ (isto é, 1,9 e 3,0) superiores a 60%.

Tabela 4.6 – Resultados dos modelos de fusão parcial em equilíbrio modal realizados para amostras de diabásios das suítes A e B de baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar com diferentes valores de razão La/Yb_(N). Os valores das razões La/Yb_(N) necessários à geração dos líquidos representados pelas amostras FC-WT-28 (Suíte A) e TM-B-28 (Suíte B) são mostrados na tabela.

Amostra	Suíte	La/Yb_(N) da amostra	La/Yb_(N) da fonte
FC-WT-28	A	2,5	1,9
TM-B-28	B	3,9	3,0

Os resultados da modelagem são corroborados pelos dados isotópicos de Sr, Nd e Pb. As amostras das suítes A e B têm diferenças significativas nas razões isotópicas iniciais de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, o que é um fator indicativo de que estas duas suítes de baixo-TiO₂ do enxame estão associadas a fontes distintas, o que é corroborado também pelos dados isotópicos de Pb (Tabela 4.5; Apêndice B).

4.7 Discriminação de componentes mantélicos

Dados isotópicos (Sr-Nd-Pb) (Apêndices B e D) foram utilizados para discriminar os componentes mantélicos relacionados aos diabásios das suítes de baixo-TiO₂ discriminadas neste trabalho.

Os dados isotópicos referentes ao sistema Sr-Nd foram corrigidos para 132 Ma, enquanto os do sistema Pb-Pb não foram corrigidos devido ao longo tempo de decaimento radioativo U-Pb e Th-Pb (FAURE, 1986). A discriminação de componentes mantélicos foi feita com base nos dados isotópicos obtidos para amostras representativas das composições dos líquidos menos contaminados reconhecidos nas duas suítes de baixo-TiO₂ estudadas. No caso da suíte A, as amostras selecionadas correspondem aos líquidos mais evoluídos, uma vez que suas composições isotópicas devem ter sido menos modificadas pelo processo evolutivo ATA (Item 4.5).

As razões isotópicas iniciais (132 Ma) de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (Figura 4.9) evidenciam a participação de componentes litosféricos na petrogênese dos basaltos das suítes de baixo-TiO₂ do enxame, em especial, no caso da suíte B.

A amostra CF-TD-06a, representante do líquido parental da suíte B, plota no campo do componente enriquecido do tipo EM I. Em contrapartida, as amostras da suíte A (FC-WT-14, FC-WT-28 e FC-WT-48) plotam entre os campos relacionados aos reservatórios empobrecidos (DM e HIMU) e àqueles associados às fontes mantélicas enriquecidas (EM I e MLSC), o que é indicativo de mistura de componentes empobrecidos e enriquecidos na geração das rochas basálticas desta suíte. Adicionalmente, um processo de mistura envolvendo fontes empobrecidas e a pluma de Tristão da Cunha (Figura 4.9) também pode ser considerado.

As razões isotópicas $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ também podem ser usadas como traçadores petrogenéticos. No caso da suíte B, a amostra parental (CF-TD-06) plota novamente no campo EM I (Figura 4.10). Logo, há uma evidente participação de fontes enriquecidas (EM I) na petrogênese dos diabásios da suíte B.

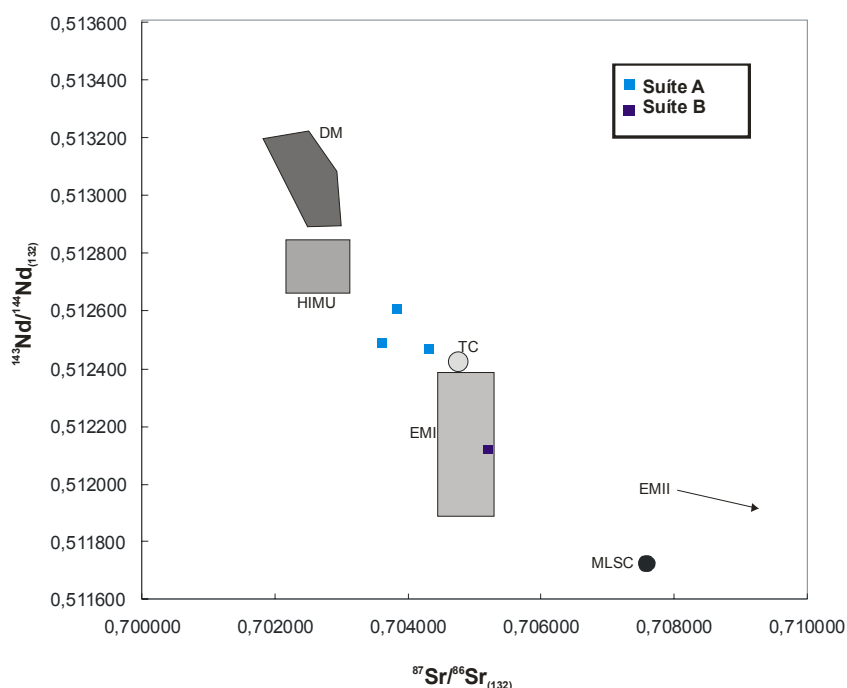


Figura 4.9 – Diagrama bivalente $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. As amostras menos contaminadas das suítes A e B de baixo- TiO_2 estão indicadas. DM=manto empobrecido (*depleted mantle*); EM I e EM II=manto enriquecido I e II (*enriched mantle*); HIMU=manto com altas razões U/Pb (*high-μ*) (ZINDLER & HART, 1986); MLSC=manto litosférico subcontinental (ROCK, 1991); TC=Tristão da Cunha (LEROEX ET AL., 1989). Dados conforme tabela 2.5, corrigidos para 132 Ma.

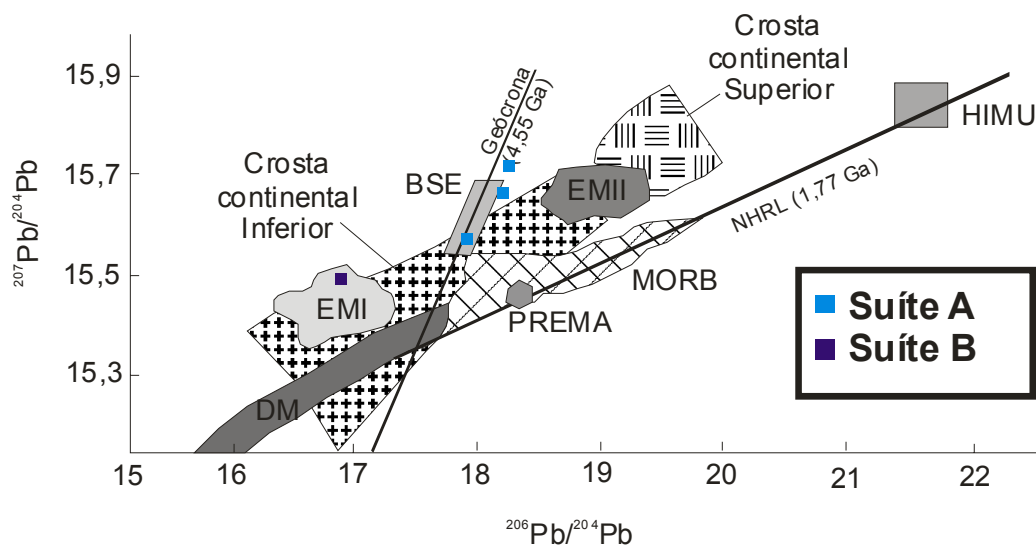


Figura 4.10 – Diagrama bivalente $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ discriminante de diferentes tipos de componentes mantélicos. As amostras menos contaminadas das suítes A e B de baixo- TiO_2 estão indicadas. Siglas conforme figura 4.9. BSE = *bulk silicate earth*; MORB = basaltos de cadeia meso-oceânica; PREMA = composição mantélica predominante ou prevalecente (*prevalent (or prevailing) mantle*) (modificado de Zindler & Hart, 1986).

Os dados apresentados na figura 4.10 mostram que as rochas basálticas da suíte A plotam próximo ao campo do reservatório mantélico BSE, evidenciando novamente a mistura entre componentes enriquecidos e empobrecidos. Os dados também mostram que o envolvimento do componente HIMU na petrogênese dos diabásios da suíte A é improvável.

As razões isotópicas iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ combinadas às razões isotópicas de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ permitem a identificação do envolvimento de reservatórios mantélicos enriquecidos e empobrecidos na petrogênese dos diabásios da suíte A (Figura 4.11a,b).

A correlação da amostra parental da suíte B com o campo associado ao reservatório EM I é, mais uma vez, observada (Figura 4.11a,b).

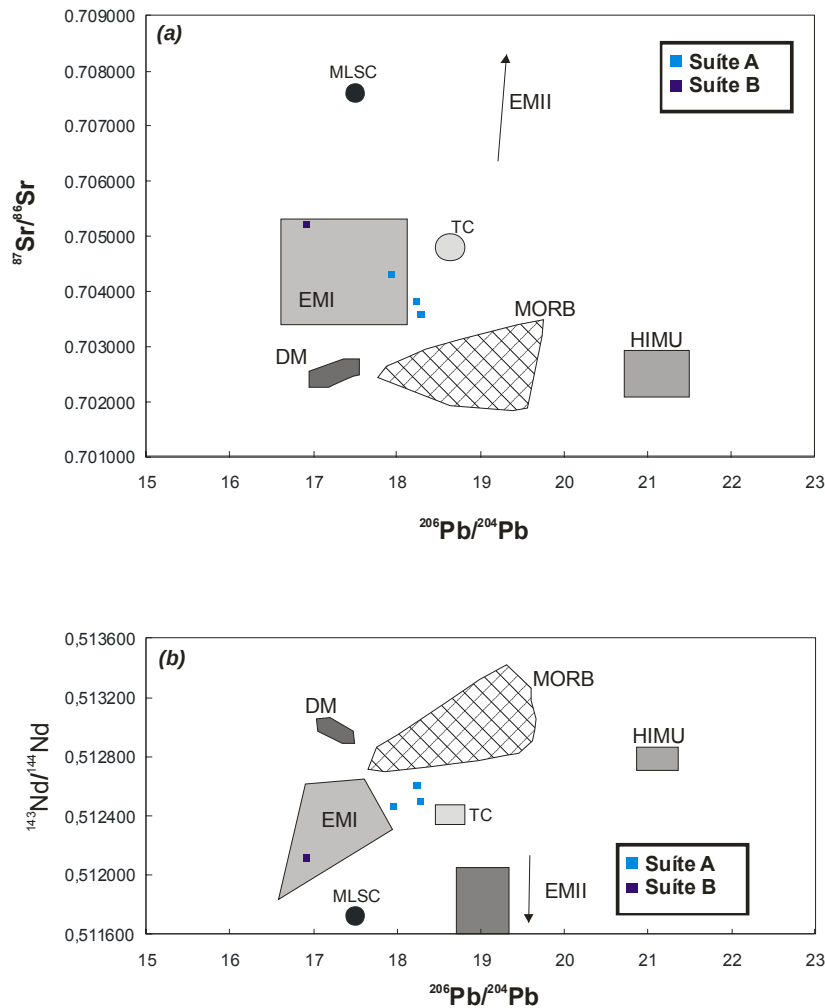


Figura 4.11 – Diagramas discriminantes de diferentes tipos de componentes mantélicos. Siglas conforme figura 4.9 e 4.10. a) Diagrama bivalente $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; b) Diagrama bivalente $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. As amostras menos contaminadas das suítes A e B de baixo- TiO_2 estão indicadas. Os dados usados para a construção dos campos associados aos reservatórios mantélicos são os mesmos inseridos na tabela 2.5. Os dados foram corrigidos para 132 Ma (à exceção dos dados de Pb).

Os dados isotópicos Sr-Nd-Pb mostram que os basaltos da suíte B têm sua geração associada ao reservatório mantélico enriquecido EM I. Além disso, os dados apresentados sugerem que derivações a partir da mistura entre componentes enriquecidos (EM I e MLSC) e empobrecidos (MORB e DM) devem ser consideradas fortemente na gênese dos basaltos toleíticos da suíte A.

4.8 Modelos de mistura binária

As razões de elementos traços e os dados isotópicos (Sr-Nd-Pb) obtidos para os basaltos representantes de composições menos contaminadas da suíte A (FC-WT-14, FC-WT-28 e FC-WT-48) foram utilizados para a elaboração de modelos de mistura binária (p.ex.: FAURE, 1986) de modo a testar a hipótese do envolvimento de diferentes componentes mantélicos em sua petrogênese (Figuras 4.12, 4.13 e 4.14).

Trabalhos anteriores têm mostrado o possível envolvimento de três fontes mantélicas principais na petrogênese de derrames basálticos continentais durante a fragmentação do Gondwana, quais sejam: a pluma de Tristão da Cunha (p.ex.: VALENTE *ET AL.*, 2007), o manto litosférico subcontinental (p.ex.: PEATE, 1997) e fontes empobrecidas (p.ex.: FODOR *ET AL.*, 1984). Nesta tese, a modelagem binária será elaborada considerando-se os dados apresentados anteriormente (Item 4.6). Assim sendo, os modelos binários foram construídos para testar a participação de componentes enriquecidos (EM I e MLSC) e empobrecidos (MORB e DM) na geração dos diabásios da suíte A. Os membros finais usados nos modelos de mistura correspondem àqueles compilados na tabela 2.5. As composições de N-MORB e D-MORB foram utilizadas em conjunto na elaboração do campo relativo ao componente MORB (Figuras 4.10 e 4.11).

O resultado de um modelo de mistura entre componentes do tipo MORB e MLSC é apresentado no diagrama da Figura 4.12. A composição do membro final MLSC, que representa um componente enriquecida, é a de um lamproíto (ROCK, 1991). O modelo utilizou um valor intermediário de Sm no caso do membro final MORB (HART *ET AL.*, 1999; KLEIN, 2004). As amostras da suíte A plotam bem próximo da curva de mistura que envolve os componentes empobrecidos e enriquecidos usados na modelagem binária. Com base no modelo apresentado, pode-se concluir que a petrogênese dos basaltos da suíte A pode ter envolvido uma grande contribuição (cerca de 98%) de um componente empobrecido misturado com contribuições muito pequenas de um componente enriquecido, representado pelo manto litosférico continental.

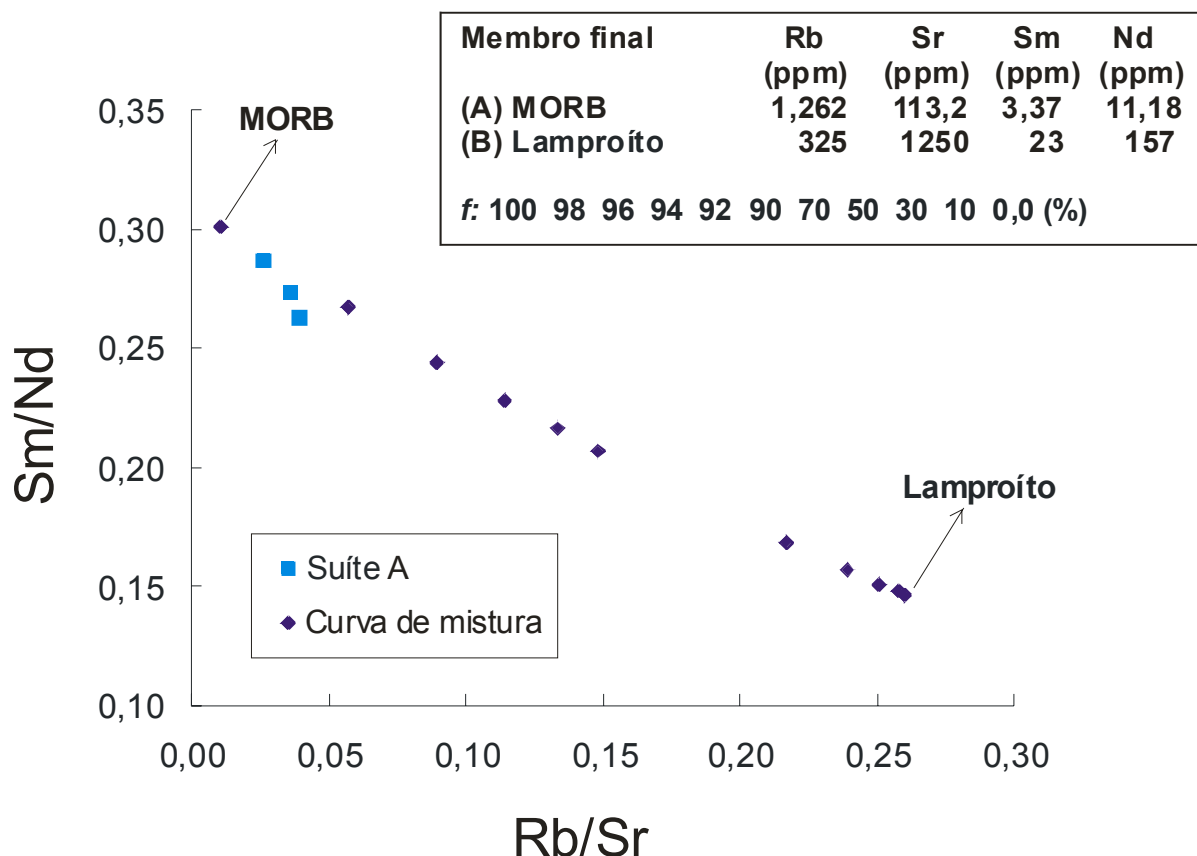


Figura 4.12 – Diagrama Rb/Sr versus Sm/Nd com resultados do modelo binário entre um componente empobrecido (N-MORB; HART *ET AL.*, 1999; KLEIN, 2004) e enriquecido (Lamproíte; ROCK, 1991). As amostras menos contaminadas da suíte A da área de estudo aparecem plotadas no diagrama. Os incrementos a intervalos (f) da curva de mistura são indicados, bem como as composições dos membros finais.

Um segundo modelo (Figura 4.13) foi elaborado com base nas razões isotópicas iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ dos mesmos componentes utilizados na modelagem feita para os elementos traços (Figura 4.12).

De um modo geral, os resultados deste segundo modelo corroboram os resultados obtidos pelo modelo pretérito (Figura 4.12). Ou seja, a petrogênese dos basaltos da suíte A pode ter envolvido uma grande contribuição (> 96%) de um componente empobrecido. Modelos de mistura binária envolvendo os componentes EM I e DM foram testados, mas, nestes casos, os resultados não podem explicar as composições isotópicas de Sr e Nd dos basaltos da suíte A.

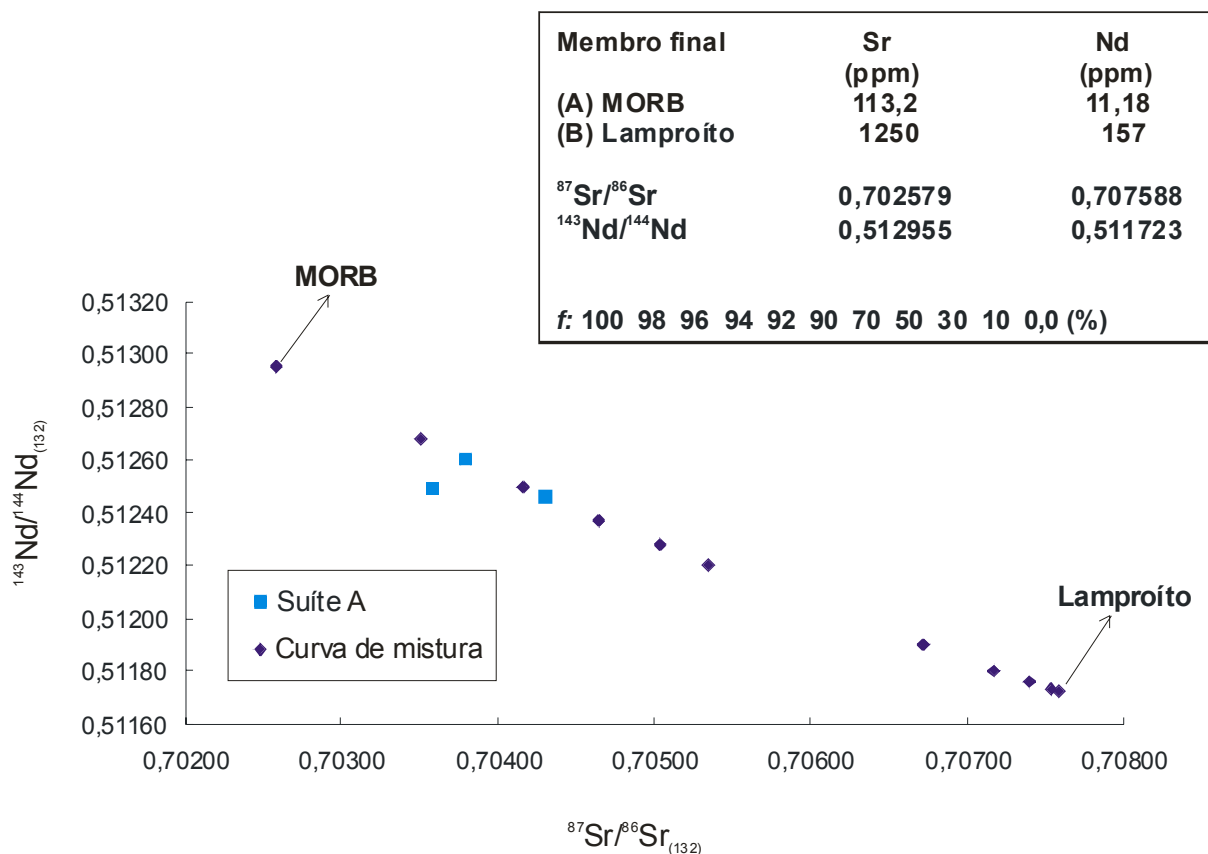


Figura 4.13 – Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ com resultados do modelo binário entre um componente empobrecido (N-MORB; HART *ET AL.*, 1999; KLEIN, 2004) e enriquecido (Lamproíto; ROCK, 1991). Os dados isotópicos foram corrigidos para 132 Ma. As amostras menos contaminadas da suíte A da área de estudo aparecem plotadas no diagrama. Os incrementos a intervalos (f) da curva de mistura são indicados, bem como as composições dos membros finais.

O terceiro modelo binário (Figura 4.14) foi elaborado com base nas razões $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. O membro A da mistura usada neste modelo corresponde a um reservatório empobrecido (MORB) cujos valores dos elementos U, Th e das razões isotópicas $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ foram retirados das composições de D-MORB e N-MORB compiladas na tabela 2.5. Portanto, os valores assumidos para a composição MORB utilizada no referido modelo (Figura 4.14) obedeceram aos seguintes critérios:

- U: A modelagem foi feita com valores que variam entre 0,0137 ppm e 0,1 ppm (SAUNDERS AND TARNEY, 1984; SALTERS & STRACKE, 2004).

- Th: A modelagem foi feita com valores que variam entre 0,047 ppm e 0,2 ppm (SAUNDERS *ET AL.*, 1988; SALTERS & STRACKE, 2004).

- Razões $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: A modelagem foi feita com valores que variam de 37,1 a 39 e de 17,31 a 19,5, respectivamente (SAUNDERS *ET AL.*, 1988; ZINDLER & HART, 1986; SALTERS & STRACKE, 2004).

A composição de MORB usada como membro A no modelo está indicada na figura 4.14. O membro B usado na mistura é o mesmo usado no modelo binário para Sr-Nd (Figura 4.13), qual seja, o lamproíto de Rock (1991), considerado neste trabalho como representativo da composição do manto litosférico subcontinental.

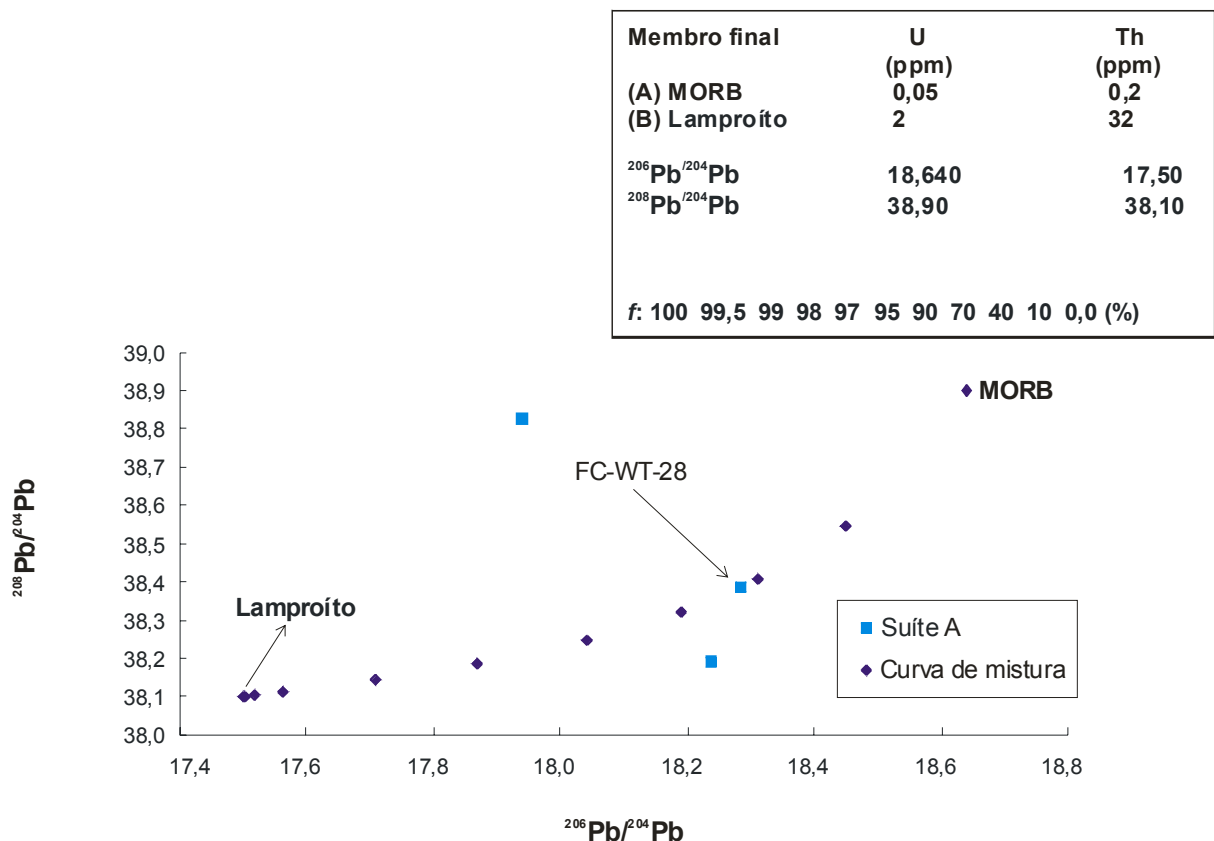


Figura 4.14 – Diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ com resultados do modelo binário entre um componente empobrecido (composições de D-MORB e N-MORB da tabela 2.5) e enriquecido (Lamproíto; ROCK, 1991). A curva de mistura é mostrada com incrementos a intervalos (f) que são exibidos no *inset* da figura. Os parâmetros estão indicados na figura. A seta indica a amostra FC-WT-28 que melhor se ajusta à curva de mistura gerada pelo modelo proposto.

As amostras menos contaminadas da suíte A não formam um grupo discreto, diferentemente do que ocorre no espaço $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Figura 4.13). Todos os modelos elaborados anteriormente estiveram baseados na premissa simplificada de que as amostras da suíte A não representavam líquidos contaminados. No entanto, o mais provável é que essas amostras representem os líquidos menos contaminados da suíte A, cujo processo evolutivo discriminado foi ATA (Item 4.5). Neste caso, a dispersão mais notável no espaço $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ pode ser resultado da maior sensibilidade dos sistemas U-Pb e Th-Pb a processos de contaminação crustal. No entanto, vale notar que a amostra FC-WT-28 é aquela que representa, possivelmente, o líquido menos contaminado da suíte A, com base nos dados isotópicos de Sr e Nd (Tabela 4.5), sendo assim a melhor candidata para o estudo das fontes mantélicas, sendo esta a amostra cujas composições isotópicas de Pb melhor se ajustam à curva de mistura gerada pelo modelo proposto (Figura 4.14).

Os resultados do modelo binário para as razões isotópicas de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mostram uma participação substancial de componentes empobrecidos (entre 99 e 98%) na petrogênese das rochas basálticas da suíte A. O modelo apresentado na figura 4.14 corrobora, assim, os resultados dos modelos anteriores (Figuras 4.12 e 4.13). Assim como no caso dos modelos pretéritos, foram realizados testes considerando as composições EM I e DM. Porém, novamente, as curvas de mistura geradas não podem explicar as composições isotópicas de Pb dos basaltos da suíte A como resultantes de processos de mistura binária envolvendo aqueles componentes mantélicos. Adicionalmente, testes de modelagem binária também foram feitos para as razões isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, envolvendo os reservatórios empobrecidos (MORB e DM) e enriquecidos (EM I e MLSC). Todavia, nenhum dos resultados foi satisfatório.

4.9 A assinatura geoquímica do manto litosférico subcontinental

Evidências do envolvimento do manto litosférico subcontinental na petrogênese daqueles diabásios foram apresentadas com base nos valores de razões La/Yb maiores que a unidade e anomalias negativas de Nb em diagramas multielementares (Figura 4.6). O envolvimento do manto litosférico subcontinental na

petrogênese de basaltos continentais é comumente diagnosticada por este segundo critério, em associação a outros. Em oposição, componentes do tipo MORB e OIB são caracterizados por anomalias positivas de Nb em diagramas multielementares. De um modo geral, todos os modelos binários elaborados para os diabásios de baixo-TiO₂ da suíte A, com base em dados isotópicos de Sr, Nd e Pb, indicaram uma grande contribuição (no mínimo 96%) de componentes empobrecidos do tipo MORB. Portanto, os resultados obtidos pelos modelos baseados nos dados isotópicos parecem contrapor-se àqueles obtidos pelos dados de elementos traços. Em processos petrogenéticos que envolvem misturas entre diferentes componentes, no entanto, as composições dos membros finais têm que ser detalhadamente consideradas de modo a testar possíveis contradições. Por isso, um modelo de mistura binária foi elaborado nesta item, considerando-se as concentrações de La, Yb e Nb dos componentes empobrecidos (MORB) e enriquecidos (MLSC) utilizados nos modelos apresentados anteriormente (Item 4.7). Os resultados são apresentados na tabela 4.7.

Tabela 4.7 – Resultados dos modelos de mistura binária envolvendo componentes do tipo MORB (HART *ET AL.*, 1999) e MLSC (Lamproíto; ROCK, 1991) com base em seus teores de La, Yb e Nb. Os valores de f indicam a quantidade de mistura do membro A.

Elemento	Membro Final A	Membro Final B	Fatores de normalização	Membro Final A	Membro Final B	0,99 (f)	0,98 (f)	0,97 (f)	0,96 (f)
La	3,9	310	0,329	12	942	21	30	40	49
Yb	3,9	1,6	0,22	10	386	18	18	17	17
Nb	3,5	135	0,35	18	7	14	18	21	25

Os testes mostram que as razões La/Yb_(N) e La/Nb_(N) do membro A (MORB) apresentam valores iguais a 1,2 e 1,5 em uma mistura contendo apenas 1% de participação do manto litosférico subcontinental. A participação do manto litosférico subcontinental a cerca de 2% gera razões La/Yb_(N) e La/Nb_(N) iguais a 1,5. As razões La/Yb_(N) e La/Nb_(N) são iguais, respectivamente, a 2,4 e 1,9 quando a participação do manto litosférico subcontinental atinge 3% na mistura. A cerca de 4% de contribuição do manto litosférico subcontinental na mistura, estas razões são iguais a 2,9 e 2,0. Portanto, conclui-se que mesmo uma pequena contribuição do manto litosférico

subcontinental (~ 4%) é capaz de gerar as anomalias negativas de Nb e as razões La/Yb maiores que a unidade nos líquidos basálticos da suíte A.

Em conclusão, os resultados dos modelos ora propostos mostram que a petrogênese dos basaltos da suíte A pode ter envolvido uma grande contribuição (> 96%) de um componente empobrecido misturado com contribuições muito pequenas de um componente enriquecido (manto litosférico subcontinental). A modelagem confirma dados de modelos petrogenéticos e geodinâmicos recentes baseados em dados litogeoquímicos que mostram que os diabásios de baixo-TiO₂ da porção leste do Enxame de Diques da Serra do Mar estão relacionados grande contribuição (~80%) de uma fonte mantélica empobrecida (DUTRA, 2006). Os diabásios de baixo-TiO₂ da suíte B, por outro lado, estão claramente relacionados a uma fonte enriquecida do tipo EM I.

5 PETROGÊNESE DAS SUÍTES DE ALTO-TiO₂

5.1 Introdução

Os dados de campo e os estudos petrográficos referentes aos diabásios de alto-TiO₂ foram apresentados anteriormente (Capítulo 3). Neste capítulo, dados litogeoquímicos e isotópicos (Sr-Nd-Pb) de amostras de diabásios toleíticos de alto-TiO₂ que ocorrem na área de estudo foram utilizados para a análise petrogenética, envolvendo: 1) a discriminação de processos evolutivos e fontes relacionados às suítes estudadas (Item 5.2); 2) modelagem de processos evolutivos e de fusão parcial (Itens 5.5 e 5.6); 3) caracterização dos reservatórios mantélicos (Item 5.7) e 4) modelos de mistura de fontes (Itens 5.8 e 5.9).

5.2 Análise petrogenética: discriminação de processos evolutivos

A discriminação de processos evolutivos relacionados aos diabásios de alto-TiO₂ da área de estudo foi feita com base na análise regressiva pelo método dos mínimos quadrados (Apêndice F).

Diagramas de variação, tendo MgO como índice de diferenciação, foram construídos para elementos maiores (Figura 5.1), elementos traços incompatíveis móveis (Ba, Rb e Sr), incompatíveis imóveis (Zr, Y, Nb) e compatíveis (Ni e Cr) (Figura 5.2). Curvas lineares e polinomiais foram inseridas nos diagramas e seus respectivos valores dos quadrados dos coeficientes de correlação de Pearson ($(R^2)_L$ e $(R^2)_P$) e níveis de significância (NS_L e NS_P) foram calculados para o total de amostras (n=70). Os resultados são apresentados na Tabela 5.1.

Os diagramas de variação para MgO para os óxidos (Figura 5.1) indicam que a suíte de alto-TiO₂ da área de estudo evoluiu por cristalização fracionada ou AFC (*Assimilation and Fractional Crystallisation*) sem mudança de assembléia fracionante devido aos valores similares dos níveis de significância para as curvas polinomiais e lineares (Figuras 5.1 e 5.2; Tabela 5.1).

Tabela 5.1 – Valores dos quadrados de coeficientes de correlação (R^2) e níveis de significância (NS) para óxidos e elementos traços selecionados para os diabásios de alto-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 e NS_P= nível de significância para a correlação polinomial. Fe₂O₃^t é ferro total sob a forma de ferro férrico. Total de amostras (n): 70. Grau de liberdade: n - 2.

Elemento	(R^2) _L	NS _L	(R^2) _P	NS _P
SiO ₂	0,66	>99,9%	0,67	>99,9%
TiO ₂	0,33	99-99,9%	0,35	99-99,9%
Al ₂ O ₃	0,22	90-95%	0,31	95-99%
Fe ₂ O ₃ ^t	0,43	>99,9%	0,44	>99,9%
CaO	0,72	>99,9%	0,73	>99,9%
Na ₂ O	0,25	95%	0,28	95-99%
K ₂ O	0,49	>99,9%	0,49	>99,9%
P ₂ O ₅	0,09	<80%	0,43	>99,9%
Ni	0,35	99-99,9%	0,36	99-99,9%
Cr	0,24	90-95%	0,26	95-99%
Rb	0,40	99-99,9%	0,43	>99,9%
Ba	0,64	>99,9%	0,66	>99,9%
Sr	0,17	80-90%	0,33	99-99,9%
Y	0,56	>99,9%	0,56	>99,9%
Zr	0,76	>99,9%	0,76	>99,9%
Nb	0,56	>99,9%	0,56	>99,9%

Os níveis de significância polinomiais e lineares para a maioria dos óxidos e elementos traços selecionados ficaram próximos ou acima de 99,9% (Tabela 5.1). O comportamento incompatível de SiO₂ (Figura 5.1) associado ao comportamento compatível de Ni (Figura 5.2) indicam a participação de olivina na assembléia fracionante. O decréscimo nos teores de CaO, Fe₂O₃^t e TiO₂ (Figura 5.1) sugerem o fracionamento de óxidos de Fe-Ti, de um clinopiroxênio rico em Ca (p.ex.: augita) e/ou plagioclásio cálcico. O comportamento compatível de Cr (Figura 5.2) corrobora a cristalização de piroxênio ou pode estar relacionado ao fracionamento Cr-espinélio. A dispersão observada para Al₂O₃ e Na₂O (Tabela 5.1) impede a confirmação do fracionamento de plagioclásio. Em resumo, os dados litogeoquímicos indicam uma assembléia fracionante possivelmente constituída de olivina, augita, óxidos de Fe e Ti e, talvez, plagioclásio cálcico. A assembléia de fenocristais discriminada pela análise petrográfica destes diabásios (em %vol.) é constituída, em média, de 10% de olivina, 40% de augita e 50% de plagioclásio (Capítulo 3, item 3.3).

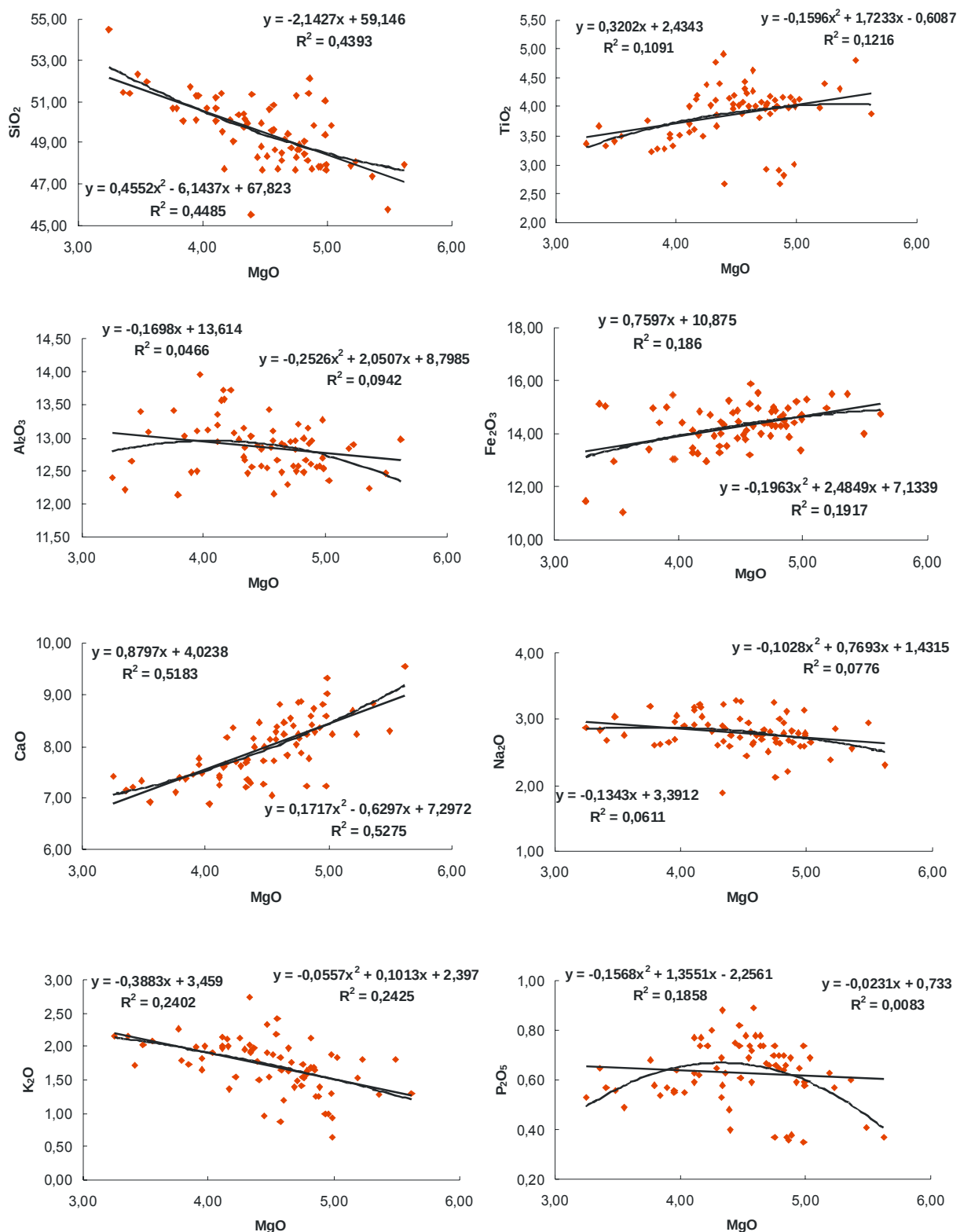


Figura 5.1 – Diagramas de variação para elementos maiores para os diabásios de alto-TiO₂ da área estudada. As curvas lineares e polinomiais, suas respectivas equações e quadrados dos coeficientes de correlação (R^2) são mostrados no diagrama. Fe₂O₃^t é ferro total sob a forma de ferro férrico.

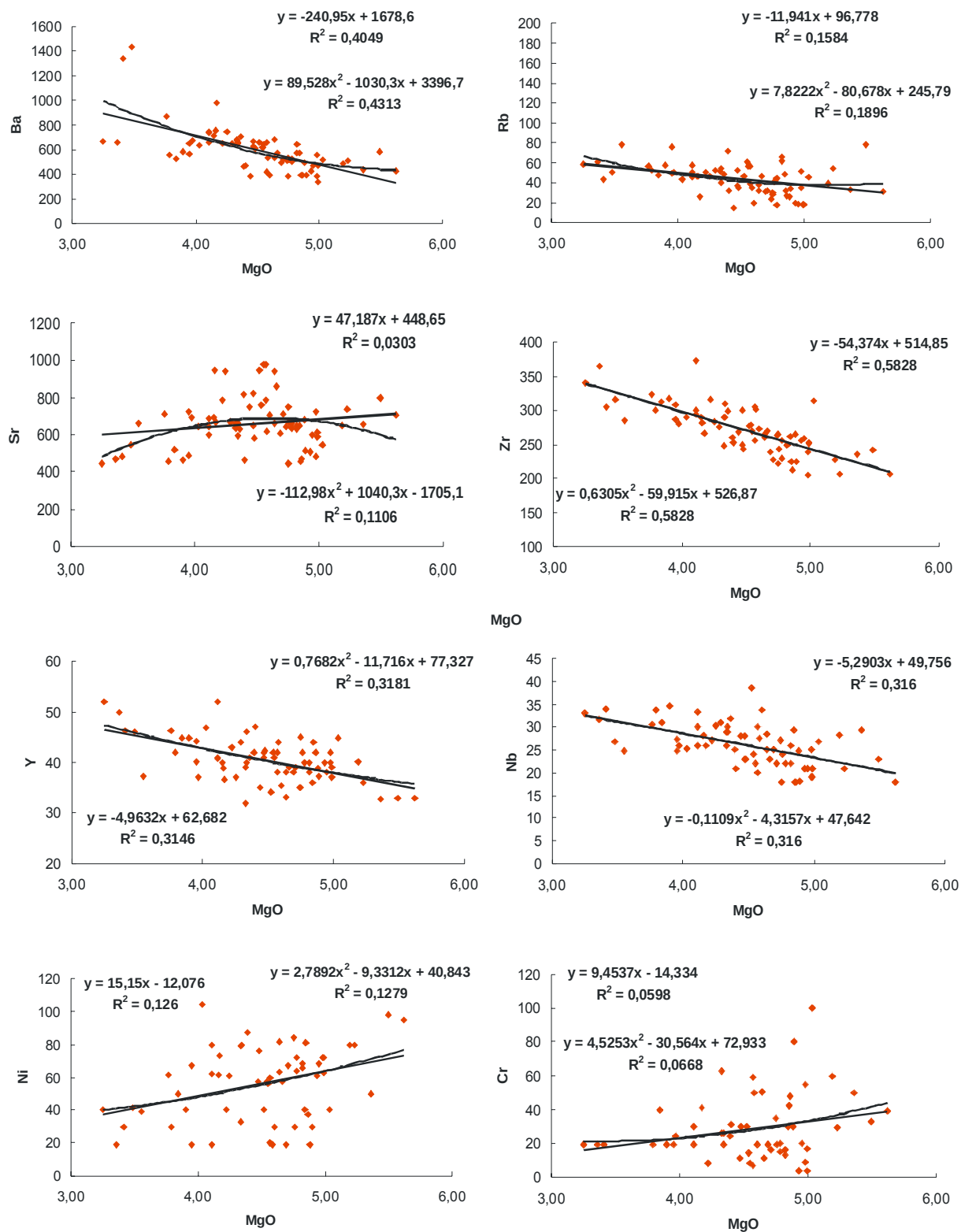


Figura 5.2 – Diagramas de MgO para elementos traços discriminantes de processos evolutivos para a suíte de alto-TiO₂ da área estudada. As curvas lineares e polinomiais, suas respectivas equações e quadrados dos coeficientes de correlação (R^2) são mostrados no diagrama.

Fenocristais de óxidos de Fe e Ti não foram encontrados. Logo, o comportamento compatível de TiO_2 pode estar relacionado ao fracionamento de uma augita rica em Ti ou óxidos de Fe e Ti cristalizados podem ter sido fracionados por decantação em câmara magmática, não sendo, assim, representados na assembléia de fenocristais.

A abordagem petrológica apresentada anteriormente assume a hipótese inicial de que todos os diabásios de alto- TiO_2 constituem uma única suíte magmática. De modo a testar esta hipótese, foram elaborados modelos simples de cristalização fracionada para os elementos Zr, Y e Nb com base na Lei de Rayleigh (equação 4.1). A assembléia fracionante corresponde à assembléia de fenocristais calculada pela petrografia (Capítulo 3). Os valores de K_d utilizados no modelo são aqueles sugeridos por Rollinson (1993). Os valores de C_L , C_O e C_L^{Modelo} (concentrações dos elementos traços incompatíveis no líquido mais evoluído modelo) são normalizados para o condrito de condrito de Thompson (1982).

Os resultados (Tabela 5.2) mostram que as variações das concentrações de Zr, Y e Nb na suíte podem ser explicadas por cerca de 45% de cristalização fracionada envolvendo uma assembléia de fenocristais composta por 10% de olivina, 40% de augita e 50% de plagioclásio, a partir de um líquido parental (representado pela amostra RJ-19) até um líquido evoluído (representado pela amostra VL-SV-2). A amostra BG-TD-03 não foi utilizada como representante do líquido evoluído, pois conforme apresentado no capítulo 3, a referida amostra apresenta soma total dos óxidos fora do intervalo (entre 99 e 101% peso) geralmente considerado satisfatório para análises geoquímicas de rocha total (Apêndice B).

Todavia, as variações das razões de elementos traços incompatíveis entre os líquidos parental e mais evoluído da suíte (Tabela 5.3) não podem ser explicadas por este processo. Por exemplo: para 45% de cristalização fracionada, a diferença entre a razão Zr/Nb do líquido parental e mais evoluído deveria ser inferior a 3%, considerando-se coeficientes de partição cristal-líquido com ordem de grandeza de 10^{-2} para estes dois elementos e o fracionamento de olivina (10%), augita (40%) e plagioclásio (50%) a partir de um líquido basáltico. Este valor (3%) é muito inferior àquele mostrado na tabela 5.3 para a razão Zr/Nb. Além disso, as razões isotópicas

iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da amostra RJ-19, representativa do líquido parental da suíte de alto- TiO_2 , são 0,705659 e 0,512350, respectivamente (Apêndice B), enquanto que para uma amostra representativa de líquidos evoluídos (p.ex.: PF-08A; Apêndice B) estes valores são 0,706153 e 0,512302, respectivamente. Estas diferenças nas razões isotópicas de Sr e Nd são maiores que o erro analítico (Apêndice E). Portanto, a possibilidade de haver mais que uma suíte de alto- TiO_2 na área de estudo deve ser investigada.

Tabela 5.2 – Sumário dos resultados dos testes de modelagem de cristalização fracionada, mostrando a quantidade (%) de cristalização fracionada (1-F), concentrações normalizadas dos elementos traços incompatíveis no líquido mais evoluído modelo ($C_L^{\text{Modelo}}_{(N)}$) e no líquido mais evoluído medido ($C_L^{\text{Medido}}_{(N)}$) (amostra VL-SV-2).

1-F	Elementos	$(C_L^{\text{Modelo}}_{(N)})$	$(C_L^{\text{Medido}}_{(N)})$
10	Zr	33	53
	Y	18	25
	Nb	57	90
40	Zr	49	53
	Y	23	25
	Nb	85	90
45	Zr	53	53
	Y	24	25
	Nb	93	90
50	Zr	58	53
	Y	25	25
	Nb	102	90

Tabela 5.3 – Diferenças percentuais das razões entre elementos traços incompatíveis imóveis dentro da suíte de alto- TiO_2 da área de estudo. O grau de evolução (teor de MgO) também é mostrado na tabela.

Valores	MgO	La/Nb	La/Yb	Zr/Y	Zr/Nb
Máximo	5,62	2,8	29,5	8,1	13,3
Mínimo	3,25	1,1	7,9	4,9	7,2
Diferença percentual	42	62	73	39	46

5.3 Discriminação das suítes de alto-TiO₂

Diferentes suítes numa mesma série podem ser discriminadas com base em valores muito distintos de razões de elementos traços para um mesmo grau de evolução (isto é, teores aproximados de MgO).

A figura 5.3 apresenta um diagrama MgO *versus* La/Yb. Este diagrama discrimina satisfatoriamente quatro suítes de alto-TiO₂ da porção centro-oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar.

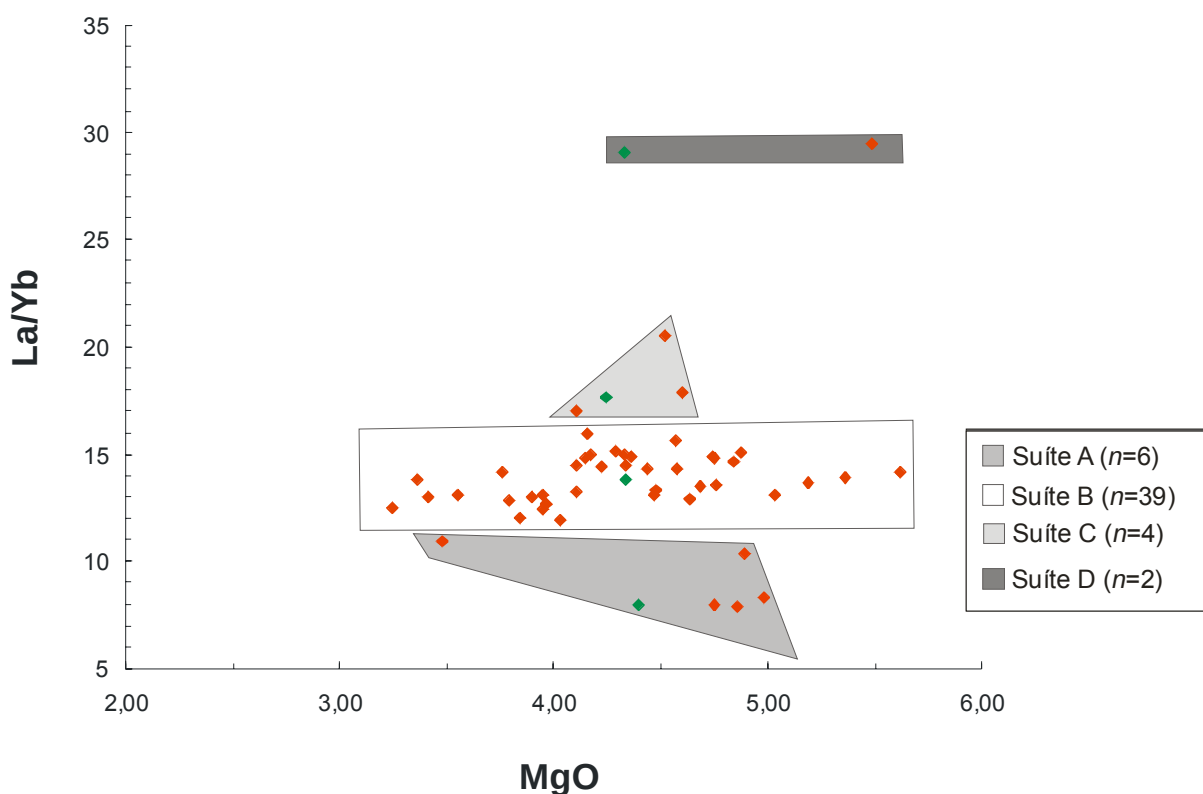


Figura 5.3 – Diagrama MgO *versus* La/Yb discriminante das suítes de alto-TiO₂ (A, B, C e D) reconhecidas na porção centro-oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar. Os losangos verdes indicam quatro amostras selecionadas, com mesmo grau de evolução, mas valores bastante distintos da razão La/Yb. As quantidades (*n*) de amostras de cada suíte estão indicadas.

Neste diagrama (Figura 5.3), os diabásios da suíte A formam um campo com razões La/Yb variando de 7,9 a 11,0, os da suíte B (suíte predominante) apresentam valores entre 12,0 e 15,6, os da suíte C entre 17,0 a 20,6 e, finalmente, os da suíte D, que contém apenas duas amostras, apresentam os valores mais elevados das razões La/Yb, isto é, acima de 29,0 (Tabela 5.4).

Tabela 5.4 – Relação das amostras das quatro suítes (A, B, C e D) de alto-TiO₂ discriminadas na porção centro-oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar. Os teores de TiO₂ e MgO (em %peso) são listados.

Suíte	Amostras	MgO	TiO ₂	La/Yb
A	P-4	4,98	3,01	8,3
A	P5	4,40	2,68	8,0
A	P-5	4,86	2,68	7,9
A	RJ-85*	4,85	2,91	-
A	RJ-92	4,75	2,93	7,9
A	TM-SV-4	4,89	2,81	10,4
A	TR-04-6C	3,48	3,41	11,0

Suíte	Amostras	MgO	TiO ₂	La/Yb	Amostras	MgO	TiO ₂	La/Yb
B	AN-07-59	4,03	3,50	12,0	PS-SV-3	4,84	4,01	14,6
B	AN-07-5Q	3,95	3,53	12,4	RJ-16*	4,95	4,16	-
B	AN-SV-3	3,84	3,29	12,0	RJ-17A*	4,99	4,00	-
B	BG-TD-02a	4,76	4,05	13,6	RJ-19	5,62	3,88	14,2
B	BG-TD-02b	4,69	3,81	13,5	RJ-1A*	4,93	3,99	-
B	BG-TD-03	3,25	3,37	12,5	RJ-1H	4,22	3,49	14,4
B	BG-TD-04a	4,11	3,70	14,5	RJ-2*	4,82	3,98	-
B	BG-TD-04b	4,34	3,87	14,4	RJ-30*	4,99	4,03	-
B	BM-1B	3,55	3,49	13,1	RJ-31E*	4,57	4,44	-
B	CO-SV-3	5,03	4,13	13,1	RJ-31F*	4,78	4,19	-
B	DB-I-01	3,76	3,75	14,2	RJ-6*	4,71	4,07	-
B	DB-I-34	4,64	4,27	12,9	RJ-61*	4,55	4,07	-
B	DB-I-58C	4,16	4,13	15,9	RJ-86*	4,66	4,01	-
B	DB-II-68	4,11	4,01	13,2	RJ-87*	4,78	3,88	-
B	DB-SV-2	4,58	4,24	14,3	RJ-88*	4,47	3,97	-
B	DB-SV-5	4,88	4,18	15,0	RJ-88A*	4,98	4,10	-
B	DB-SV-6	5,36	4,30	13,9	RJ-90*	4,54	3,89	-
B	FR-2001A	4,44	4,16	14,3	RJ-93*	4,82	4,11	-
B	FR-2001B	4,75	4,03	14,8	RJ-95A*	5,23	4,39	-
B	FR-2001C	4,74	3,96	14,9	RN-SV-1A	3,41	3,34	13,0
B	GF-6	4,57	4,32	15,6	RN-SV-1D	3,95	3,45	13,1
B	P-14A	4,34	3,68	13,8	RN-SV-1E	3,9	3,28	13,0
B	P-14B	4,47	4,05	13,1	SMM-SV-2	3,79	3,22	12,8
B	P45	4,15	3,61	14,8	TM-SV-2	5,19	3,99	13,6
B	P-46	4,29	4,02	15,1	TR-G1-79	4,17	4,21	14,9
B	P-47	4,36	4,40	14,9	TR-III-50	4,48	4,21	13,3
B	PF-08A	3,97	3,34	12,7	VL-SV-2	3,36	3,67	13,8
B	PF-24B3	4,33	4,11	15,0				

Suíte	Amostras	MgO	TiO ₂	La/Yb
C	AN-SV-1	4,11	3,56	17,0
C	DB-I-4	4,25	4,39	17,7
C	DB-SV-3	4,52	4,03	20,6
C	TR-SV-1A	4,60	4,00	17,9

Suíte	Amostras	MgO	TiO ₂	La/Yb
D	RJ-8A	4,33	4,77	29,0
D	RJ-9A	5,49	4,80	29,5
D	RJ-9B*	4,39	4,91	-

* Amostras cujos teores de La não foram analisados. Os critérios para agrupamento foram: 1) amostras de um mesmo dique (p.ex.: RJ-9B e RJ-9a), 2) áreas de ocorrência muito próximas (p.ex.: amostras com código RJ da suíte B) e 3) teores de TiO₂ (p.ex.: RJ-85).

Conforme abordado anteriormente, há amostras que possuem o mesmo grau de evolução (teor de MgO) e distintas razões La/Yb, estando distribuídas nas suítes A, B, C e D. Os losangos verdes indicam quatro exemplos deste caso na figura 5.3.

As amostras P5 (suíte A), P-14A (suíte B), DB-I-4 (suíte C) e RJ-8A (suíte D) apresentam teores de MgO iguais a 4,40%peso, 4,34%peso, 4,25%peso e 4,33%peso, respectivamente, e razões La/Yb muito diferentes (8,0; 13,8; 17,7 e 29,0; respectivamente).

Estes dados corroboram estudos recentes (CORVAL, 2005; GUEDES, 2007) que têm apontado a possibilidade da existência de mais de uma suíte de alto-TiO₂ no Enxame de Diques da Serra do Mar. Além disso, de modo preliminar, estes dados relativos a teores de MgO e razões La/Yb sugerem que a geração das rochas basálticas toleíticas das referidas quatro suítes de alto-TiO₂ podem estar associadas a fontes distintas ou diferentes graus de fusão parcial a partir de uma mesma fonte. A discriminação dos processos evolutivos e tipos de fontes associadas às suítes de alto-TiO₂ discriminadas neste trabalho será apresentada nas seções seguintes. O estudo será feito com base nos dados litogeoquímicos, bem como nos dados isotópicos (Tabela 5.5; Apêndice B) obtidos para amostras destas suítes.

Tabela 5.5 – Razões isotópicas iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e eNd (corrigidas para 132 Ma) dos diabásios pertencentes às suítes A, B e D da porção centro-oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar. Não há dados isotópicos gerados para os diabásios da suíte C. Os dados isotópicos indicados com (*) foram compilados de Valente (1997).

Suíte	Amostras	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	eNd _i
A	RJ-92*	0,705627	0,512320	-2,9
B	GF-6	0,705452	0,512332	-2,7
	RJ-19*	0,705659	0,512350	-2,3
	RJ-30*	0,705729	0,512332	-2,7
	RJ-6*	0,706013	0,512327	-2,8
	FR-2001B	0,706117	0,512276	-3,7
	P-45	0,706118	0,512332	-2,6
	PF-08A	0,706153	0,512302	-3,2
	RJ-93*	0,706228	0,512317	-2,9
	RJ-87*	0,706411	0,512293	-3,4
	RJ-90*	0,706505	0,512285	-3,6
	RJ-1H*	0,706883	0,512272	-3,8
C	Não há dados isotópicos			
D	RJ-9A*	0,705500	0,512329	-2,7

5.4 Petrogênese das suítes de alto-TiO₂

Devido à existência de dados isotópicos para apenas uma amostra da suíte A (Tabela 5.5), não é possível a associação de dados de elementos e isotópicos visando diagnosticar possíveis processos evolutivos para a referida suíte. Logo, torna-se necessário o estudo das variações das razões de elementos traços incompatíveis dentro da referida suíte.

Três elementos traços incompatíveis imóveis foram selecionados com base nos níveis de significância superiores a 99,9% calculados para funções lineares em diagramas de variação, tendo MgO (entre 4,98%peso e 3,48%peso) como índice de diferenciação, quais sejam: Zr, Nb e La. Modelagem geoquímica foi elaborada com base na Lei de Rayleigh (equação 4.1), para um intervalo de 10% a 90% de cristalização fracionada de uma assembléia com 10% de olivina, 40% de augita e 50% de plagioclásio e coeficientes de partição cristal-líquido da ordem de 10^{-2} . Os resultados mostram que os valores das razões entre os elementos Zr, Nb e La dentro da suíte A não deveriam variar. As variações percentuais das razões Zr/Nb, La/Nb e Zr/La (Tabela 5.6) são muito baixas e podem ser consideradas nulas com base nos valores de precisão e acurácia para estes elementos (Apêndice E).

Tabela 5.6 – Variação da razão entre elementos traços incompatíveis imóveis entre as amostras parental (P-4) e a mais evoluída (TR-04-6C) da suíte A (alto-TiO₂) da área de estudo.

Razões	P-4	TR-04-6C	Variação
Zr/Nb	10,8	11,7	8%
La/Nb	1,5	1,6	6%
Zr/La	7,3	7,5	3%

Os resultados dos testes de modelagem de cristalização fracionada elaborados para a suíte A são apresentados na Tabela 5.7 e indicam que as variações das concentrações de La, Zr e Nb na suíte A podem ser explicadas por cerca de 32% de cristalização fracionada envolvendo uma assembléia de fenocristais composta por 10% de olivina, 40% de augita e 50% de plagioclásio, a partir de um líquido parental (P-4) até um líquido evoluído (TR-04-6C) e valores de K_d de Rollinson (1993).

Tabela 5.7 – Resultados dos testes de modelagem de cristalização fracionada. (1-F) é a quantidade de cristalização fracionada. Valores normalizados para o condrito (Thompson, 1982).

1-F	Elementos	(C _L ^{Modelo} _(N))	(C _L ^{Medido} _(N))
30	La	122	128
	Zr	42	46
	Nb	77	77
32	La	126	128
	Zr	43	46
	Nb	80	77
40	La	142	128
	Zr	48	46
	Nb	90	77

Os resultados das modelagens indicam que os diabásios de alto-TiO₂ da suíte A devem ter evoluído por cristalização fracionada.

As variações dos dados isotópicos (Tabela 5.5; Apêndice B) obtidos para as amostras da suíte B indicam que a mesma não está associada a processos evolutivos envolvendo exclusivamente cristalização fracionada. Diagramas de variação para MgO (Figura 5.4) foram construídos para as razões isotópicas iniciais de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (Apêndice B). Curvas lineares foram inseridas nos diagramas e os respectivos valores dos quadrados dos coeficientes de correlação de Pearson (R²) e níveis de significância associados (NS_L) foram calculados para o total de amostras (n) da suíte B.

Suíte B: AFC

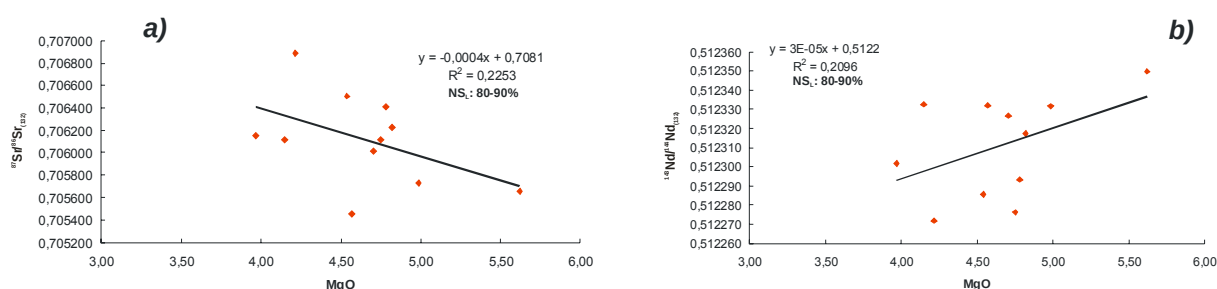


Figura 5.4 – Diagramas de variação para MgO mostrando as razões isotópicas iniciais de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd dos diabásios da suíte B (alto-TiO₂) da área estudada. As curvas lineares, suas respectivas equações, quadrados dos coeficientes de correlação (R²) e níveis de significância (NS_L) são mostrados nos diagramas. A quantidade (n) de amostras considerada na regressão é onze.

Os diagramas de variação para MgO para razões isotópicas iniciais de Sr e Nd (Figura 5.4a,b) mostram a existência de correlações negativas e positivas para a suíte B, respectivamente, o que indica processos envolvendo contaminação crustal. Processos evolutivos envolvendo contaminação crustal devem ser acompanhados de cristalização fracionada, uma vez que a grande maioria dos magmas não representam líquidos superaquecidos (Bowen, 1928), tornando AFC o processo evolutivo mais provável para a suíte B.

O diagrama da figura 5.5 apresenta os resultados de um modelo de AFC (DEPAOLO, 1981) elaborado com base na equação 4.2.

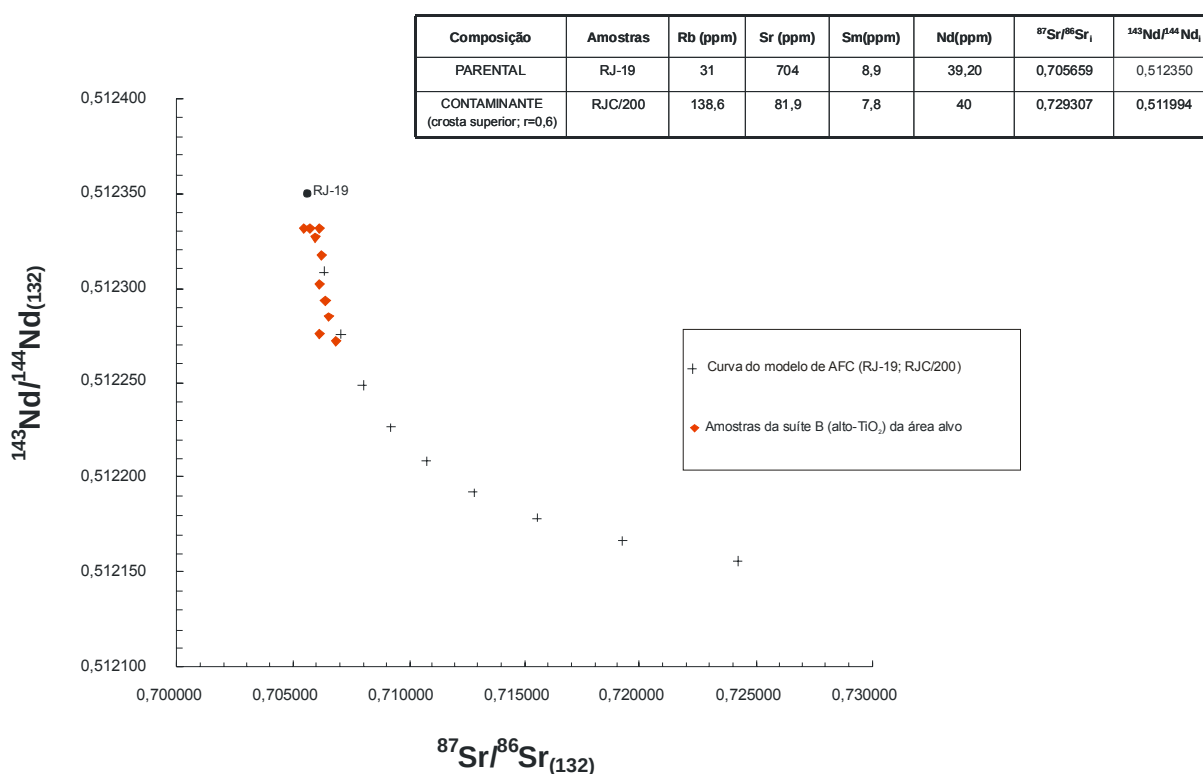


Figura 5.5 – Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(132)}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(132)}$ com os dados isotópicos dos diabásios da suíte B (alto-TiO₂) da área estudada sobrepostos à curva de AFC (cruzes) com intervalos de $F=0,1$. Os valores de K_d utilizados no modelo são aqueles sugeridos por Rollinson (1993). A assembléia fracionante é constituída por 10% de olivina, 40% de clinopiroxênio e 50% de plagioclásio.

Os resultados do modelo indicam que um magma basáltico parental, cuja composição é representada pela amostra RJ-19, poderia gerar as razões isotópicas iniciais de Sr e Nd da suíte B cerca de 20% de cristalização fracionada

acompanhada de assimilação de um contaminante cuja composição é representativa da crosta superior local. No entanto, o processo teria que ocorrer sob um valor de $r=0,6$, isto é, duas vezes superior àquele adotado para câmaras magmáticas em crosta superior sob regime térmico normal. Os dados indicam, portanto, que a crosta superior desta parte do Gondwana estava anormalmente aquecida durante a geração dos diabásios de alto-TiO₂ da suíte B.

As suítes C e D apresentam quantidade muito restrita de amostras, o que inviabiliza o estudo dos processos evolutivos associados às mesmas. Adicionalmente, é importante ressaltar que não foram gerados dados isotópicos Sr-Nd-Pb para as amostras da suíte C e, portanto, não é possível a utilização dos mesmos em conjunto com dados elementais visando à discussão de processos evolutivos.

5.5 Quantas fontes geradoras para as suítes de alto-TiO₂?

De modo similar a suíte de baixo-TiO₂, o estudo de prováveis fontes geradoras foi feito com a análise das composições de amostras representativas do magma menos evoluído dentro de cada suíte de alto-TiO₂ reconhecida na área alvo.

As amostras P-4, RJ-19, TR-SV-1a e RJ-9A foram usadas como composições representativas dos magmas menos evoluídos com o intuito de estudar as fontes geradoras dos diabásios das suítes A, B, C e D, respectivamente. Além dos valores de MgO, Ni e Cr, os valores de perda ao fogo e total de óxidos também foram utilizados como critérios para a seleção de amostras representativas dos quatro líquidos parentais.

Com base na análise do diagrama (Figura 5.6), é possível concluir que as razões La/Yb_(N) e La/Nb_(N) apresentam valores maiores do que a unidade. Portanto, tais dados sugerem pelo menos uma contribuição do manto litosférico subcontinental na geração dos diabásios das quatro suítes de alto-TiO₂ na área estudada nesta tese de doutorado.

De um modo geral, os valores das razões isotópicas iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ dos basaltos das suítes A, B e D suportam a participação de, pelo menos, uma contribuição de fontes enriquecidas na petrogênese das mesmas (Tabela 5.5; Apêndice B). Os valores das razões $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ também apontam para envolvimento destes componentes mais enriquecidos (Apêndice B). Além disso, conforme já debatido no item 3.6 do capítulo 3, os basaltos das suítes de alto- TiO_2 plotam em uma posição intermediária entre as amostras pertencentes às suítes de baixo- TiO_2 (Figura 3.46). Tal fato pode denotar que as suítes de alto- TiO_2 estudadas estejam associadas a processos de mistura de fontes empobrecidas e enriquecidas.

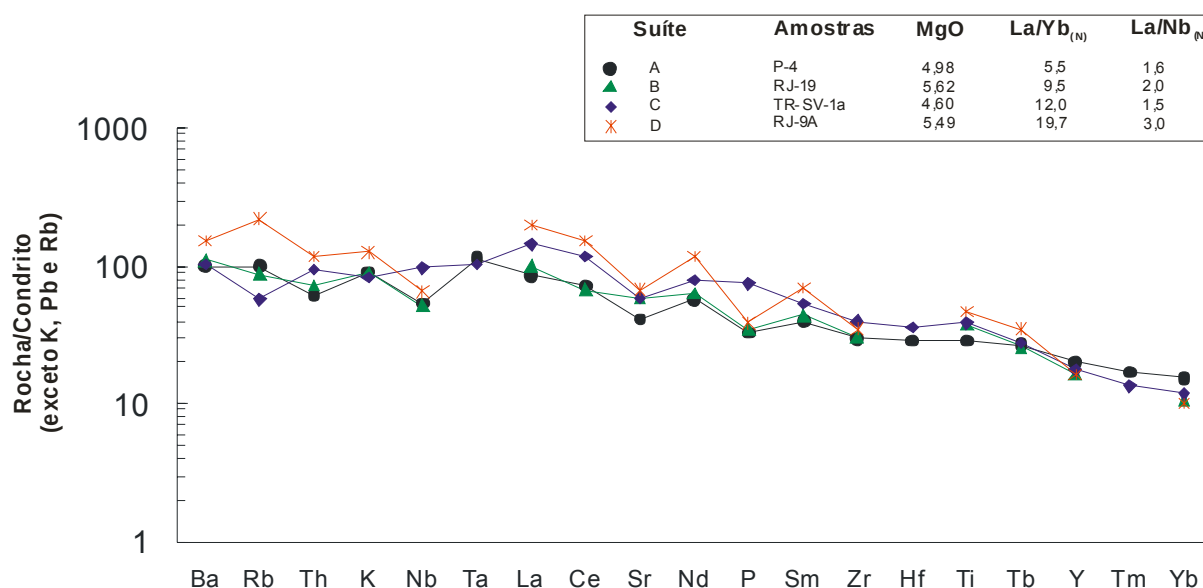


Figura 5.6 – Diagrama de variação multi-elementar normalizado para o condrito de Thompson (1982), onde são plotadas as amostras representativas dos líquidos parentais das suítes A, B, C e D. Os dados das amostras estão indicados.

Amostras das suítes A, B, C e D de alto- TiO_2 com graus de evolução similares foram selecionadas para a elaboração de modelos de fusão parcial, quais sejam: P5 (suíte A), P-14B (suíte B), DB-I-4 (suíte C) e RJ-8A (suíte D). As referidas amostras apresentam os mesmos teores de MgO (4,40, 4,34, 4,25 e 4,33% peso, respectivamente), considerando-se os valores de erros analíticos (Apêndice E). A modelagem foi elaborada visando testar a probabilidade de geração dos líquidos

parentais das quatro suítes de alto-TiO₂ discriminadas por diferentes quantidades de fusão parcial a partir de uma mesma fonte.

A modelagem simula o processo de fusão parcial em equilíbrio modal, com base nos argumentos apresentados em Wilson (1989). A equação que expressa este processo (WOOD & FRASER, 1976), em sua forma simplificada, é a seguinte:

$C_L/C_O=1/(F+D_{RS}-FD_{RS})$, (equação 5.4), onde:

C_L = concentração do elemento traço no líquido primário;

C_O = concentração do elemento traço no sólido (fonte) original;

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).

Os resultados da modelagem são apresentados no diagrama da figura 5.7.

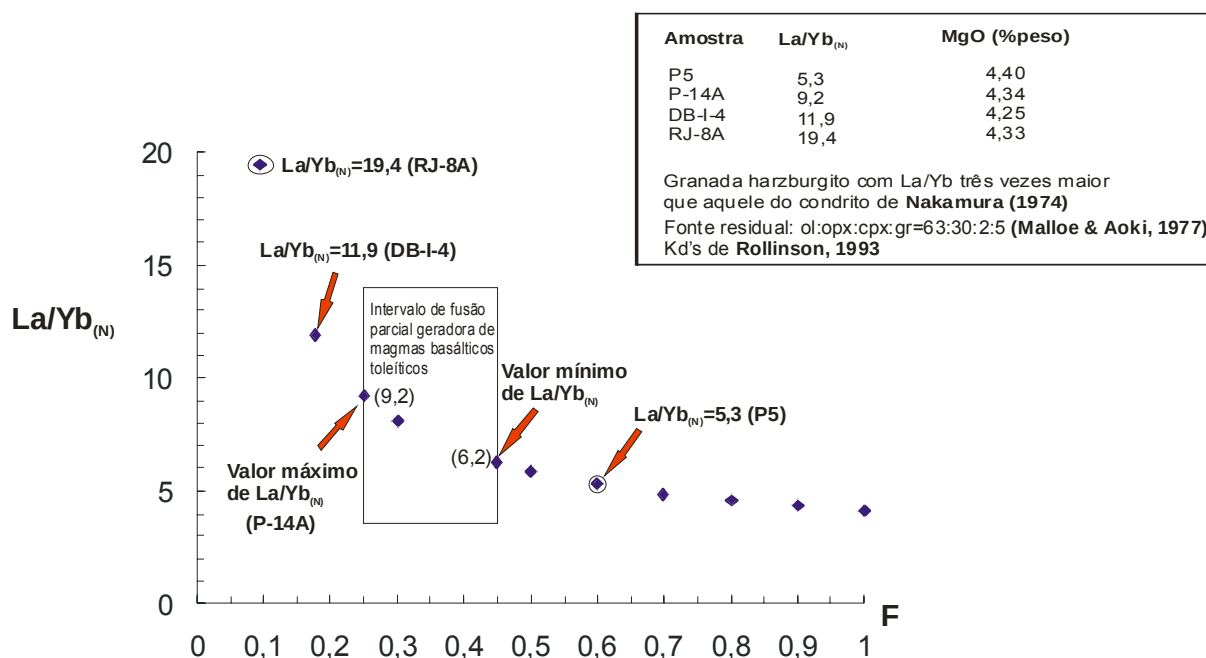


Figura 5.7 – Diagrama mostrando os resultados de modelos de fusão parcial em equilíbrio modal para as suítes A, B, C e D de alto-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar na área de estudo. O retângulo delimita o intervalo de valores de F

gerador de basaltos toleíticos (MYSEN & KUSHIRO, 1977; JACQUES & GREEN, 1980). Os dados utilizados no modelo estão indicados.

A fonte residual escolhida foi um granada harzburgito (MALLOE & AOKI, 1977) representativa do manto litosférico subcontinental considerado uma fonte do tipo enriquecida. A construção do modelo foi feita com base no predomínio dos magmas basálticos associados à suíte B na área de estudo. O modelo foi construído assumindo que a fusão em equilíbrio ocorreu a profundidades dentro do campo do granada lherzolito (≥ 3.0 GPa; e.g. KOGISO *ET AL.*, 1998) devido à existência de uma litosfera espessa sob o Gondwana no Cretáceo Inferior. Os testes foram feitos com base em um resíduo harzburgítico com 63% de olivina, 30% de orthopiroxênio, 2% de clinopiroxênio e 5% de granada (MALLOE & AOKI, 1977). Um fator de enriquecimento de 6,2 foi gerado para La em comparação com os valores do manto primitivo (THOMPSON *ET AL.* 1984). O valor de Yb considerado para a fonte foi 1,5, resultando numa razão $La/Yb = 4,1$. 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%). O modelo foi elaborado de modo a gerar a razão $La/Yb_{(N)}$ da suíte B (9,2) sob um valor mínimo de fusão parcial (p.ex.: 25%) (Figura 5.7). Entretanto, neste caso as razões $La/Yb_{(N)}=5,3$; 11,9 e 19,4 dos basaltos das suítes A, C e D (alto- TiO_2), respectivamente, não poderiam ser geradas dentro do intervalo de fusão parcial gerador de magmas basálticos toleíticos (p.ex: 25-45%; MYSEN & KUSHIRO, 1977), com os valores máximo e mínimo $La/Yb_{(N)}$ sendo 9,2 e 6,2, respectivamente (Figura 5.11). Testes realizados para um valor fixo (30%) de fusão parcial foram elaborados de modo a gerar as razões $La/Yb_{(N)}$ das fontes associadas às suítes A, B, C e D (Tabela 5.8).

Tabela 5.8 – Resultados dos modelos de fusão parcial em equilíbrio modal realizados para amostras de diabásios das suítes A, B, C e D (alto- TiO_2) do Enxame de Diques da Serra do Mar com diferentes valores de razão $La/Yb_{(N)}$. Os valores das razões $La/Yb_{(N)}$ necessários à geração dos líquidos representados pelas amostras P5 (Suíte A), P-14A (Suíte B), DB-I-4 (Suíte C) e RJ-8A (Suíte D) são mostrados na tabela.

Amostra	Suíte	$La/Yb_{(N)}$ da amostra	$La/Yb_{(N)}$ da fonte
P5	A	5,3	4,1
P-14A	B	9,2	7,1
DB-I-4	C	11,9	9,2
RJ-8a	D	19,4	14,9

Os dados da tabela 5.8 permitem concluir que os diabásios de alto-TiO₂ do enxame na área alvo, com diferentes valores de razões La/Yb_(N), foram gerados por fontes distintas, isto é, com diferenças de razões La/Yb_(N) variando mais que três vezes (isto é, 4,1 e 14,9). Dados isotópicos de Sr, Nd e Pb não foram gerados para estas quatro amostras. Logo, não é possível a análise comparativa entre as mesmas com base na variação das referidas razões isotópicas com o intuito de confirmar a possibilidade destas quatro suítes estarem associadas a diferentes fontes mantélicas. No entanto, dentre os dados isotópicos gerados para as amostras das suítes A, B e D, há alguns casos de basaltos com mesmo grau de evolução e com diferenças significativas nas razões isotópicas iniciais de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd. Por exemplo, pode-se citar as amostras RJ-92 (suíte A) e FR-2001B (suíte B). A amostra RJ-92 possui teor de MgO igual a 4,75%peso, razão La/Yb = 7,9 e razões isotópicas iniciais de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd iguais a, respectivamente, 0,705627 e 0,512320 (Apêndice B). Na suíte B, a amostra FR-2001B apresenta o mesmo grau de evolução (MgO = 4,75%peso), razão La/Yb = 14,8 e razões isotópicas iniciais de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd iguais a 0,706117 e 0,512276, respectivamente (Apêndice B). Estas duas amostras com mesmo grau de evolução, razões La/Yb distintas e razões isotópicas iniciais Sr-Nd distintas sugerem que estas duas suítes (A e B) de alto-TiO₂ do enxame estão associadas a fontes distintas.

Situação similar é observada entre as suítes B e D. A amostra representativa da composição parental da suíte B (RJ-19) apresenta teor de MgO igual a 5,62%peso, razão La/Yb = 14,9 e razões isotópicas iniciais de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd iguais a 0,705659 e 0,512350, respectivamente (Apêndice B). Em contrapartida, a amostra parental da suíte D (RJ-9A), cujo grau de evolução é similar ao da amostra RJ-19 (suíte B), apresenta razão La/Yb = 29,5 e razões isotópicas iniciais de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd iguais a 0,705500 e 0,512329, respectivamente (Apêndice B). Logo, tais dados indicam que estas duas suítes (B e D) foram geradas por fontes mantélicas distintas. Neste caso, o incremento de ⁸⁷Sr devido à presença de produtos secundários novamente deve ser uma possibilidade evocada para explicar os elevados valores de ⁸⁷Sr radiogênico, uma vez que todas as amostras da suíte D possuem valores de perda ao fogo (PF) acima de 2%peso (Apêndice B). Entretanto,

as razões iniciais $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da amostra RJ-9A apresentam variação menor que a do erro analítico, o que reforça a hipótese da geração por fontes distintas.

Em resumo, com base na modelagem de fusão parcial proposta e nas variações das razões isotópicas iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ observadas dentro das suítes de alto- TiO_2 estudadas no Enxame de Diques da Serra do Mar, na área alvo, pode-se sugerir que a gênese das referidas suítes está associada a diferentes fontes mantélicas.

5.6 Discriminação de componentes mantélicos

Dados isotópicos (Sr-Nd) (Apêndice B) foram utilizados para discriminar os componentes mantélicos relacionados aos diabásios das suítes de alto- TiO_2 estudadas neste trabalho.

Os dados isotópicos referentes ao sistema Sr-Nd foram corrigidos para 132 Ma. A discriminação de componentes mantélicos foi feita com base nos dados isotópicos obtidos para amostras representativas das composições dos líquidos menos contaminados reconhecidos em três suítes de alto- TiO_2 estudadas (A, B e D), já que não foram obtidos dados isotópicos para os diabásios da suíte C.

Não há dados isotópicos gerados para a amostra P-4, que é a melhor representante do líquido menos evoluído da suíte A ($\text{MgO} = 4,98\%$ peso; Apêndice B). Todavia, a amostra RJ-92 apresenta grau de evolução ($\text{MgO} = 4,75\%$ peso; Apêndice B) similar ao da amostra P-4. A diferença percentual entre o grau de evolução desta amostra em relação ao grau de evolução da amostra P-4 é 4%. Tendo por base que a precisão analítica para elementos maiores dos basaltos de alto- TiO_2 do Enxame de Diques da Serra do Mar varia de 0,40% a 3,20% (Apêndice E), os teores de MgO das referidas amostras podem ser considerados muito similares, permitindo, assim, o uso da amostra RJ-92 como representante da composição parental da suíte A. As amostras RJ-19 e RJ-9A correspondem às melhores composições representativas dos líquidos parentais das suítes B e D, respectivamente.

As razões isotópicas iniciais (132 Ma) de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Figura 5.8) ratificam a participação de componentes enriquecidos na petrogênese dos basaltos das suítes de alto- TiO_2 do enxame, conforme discutido anteriormente (Item 5.5).

As três amostras representativas dos líquidos parentais das suítes A, B e D plotam entre os campos relacionados aos reservatórios astenosféricos férteis (do tipo pluma) e aqueles associados às fontes mantélicas enriquecidas (EM II e MLSC; isto é, manto litosférico subcontinental), o que é indicativo de um possível processo de mistura envolvendo fontes enriquecidas e a pluma de Tristão da Cunha. Adicionalmente, processos de mistura que envolvam reservatórios empobrecidos (DM e HIMU) e enriquecidos (EM II e MLSC) devem ser, de igual modo, considerados (Figura 5.8).

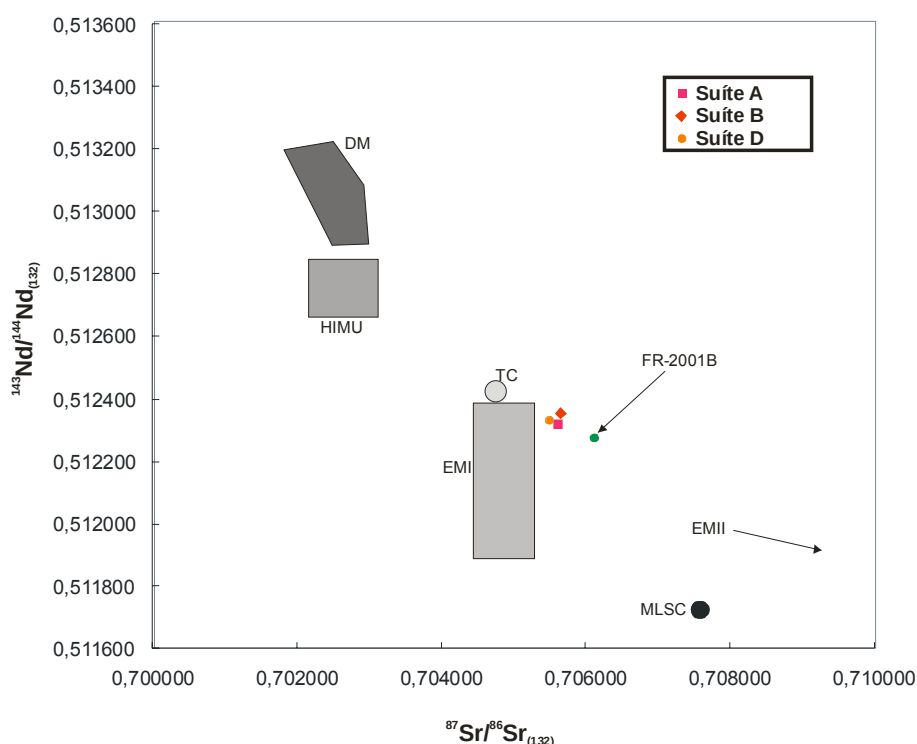


Figura 5.8 – Diagrama bivalente $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. As amostras menos contaminadas das suítes A, B e D de alto- TiO_2 estão indicadas. DM=manto empobrecido (*depleted mantle*); EM I e EM II=manto enriquecido I e II (*enriched mantle*); HIMU=manto com altas razões U/Pb (*high-μ*) (ZINDLER & HART, 1986); MLSC=manto litosférico subcontinental (ROCK, 1991); TC=Tristão da Cunha (LEROEX ET AL., 1989). Dados conforme tabela 2.5, corrigidos para 132 Ma. A composição isotópica da amostra FR-2001B está indicada.

Recentemente, Valente *et al.* (2007) mostraram o importante papel do manto litosférico subcontinental na geração de basaltos continentais (p.ex.: Paraná-Etendeka) como defendido por alguns autores (p.ex.: MARQUES & ERNESTO, 2004). Porém, Valente *et al.* (*op.cit.*) apresentaram o caso de um dique de basalto toleítico de alto-TiO₂ aflorante na cidade de Três Rios, inserido na porção central do Estado do Rio de Janeiro. No estudo de fontes geradoras com base em diagramas multi-elementares, tal amostra apresentou uma pronunciada anomalia positiva de Nb e uma razão La/Yb_(N) maior que a unidade, características típicas de componentes do tipo pluma (VALENTE *ET AL.*, 2007). Esta amostra é a FR-2001B (pertencente à suíte B de alto-TiO₂), que é parte integrante dos diabásios estudados na presente tese de doutorado. A composição isotópica de Sr e Nd desta amostra está indicada na figura 5.13. A amostra FR-2001B também apresenta altas concentrações de Ta (Apêndice B), o que reduz a possibilidade de erros analíticos uma vez que há afinidade geoquímica entre Nb-Ta. Pode-se observar que as razões isotópicas iniciais (132 Ma) de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (Figura 5.8) da amostra FR-2001B corroboram a participação de componentes férteis (do tipo pluma) na petrogênese dos basaltos das suítes de alto-TiO₂ do enxame.

As razões isotópicas iniciais de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd combinadas às razões isotópicas de ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb e ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb permitem a identificação do envolvimento de reservatórios mantélicos enriquecidos e férteis na petrogênese da rocha basáltica FR-2001B da suíte B (Figura 5.9a,b). Cabe ressaltar que os dados referentes ao sistema Pb-Pb não foram corrigidos devido ao longo tempo de decaimento radioativo U-Pb e Th-Pb (FAURE, 1986).

Não há dados isotópicos do sistema Pb-Pb gerados para as composições parentais das suítes de alto-TiO₂ da área de estudo. As razões isotópicas ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb e ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb obtidas pertencem, em sua totalidade, a composições mais evoluídas (e, mais contaminadas) da suíte B (Apêndice B; Figura 5.10). Assim sendo, a análise de tais amostras não serve para a caracterização e discriminação das fontes mantélicas associadas à suíte B de alto-TiO₂ estudada. Logo, as amostras plotadas no diagrama (Figura 5.10) comprovam, na verdade, possíveis processos de contaminação crustal na petrogênese dos diabásios da suíte B, cujos dados litogeoquímicos e isotópicos mostraram ter evoluído por AFC.

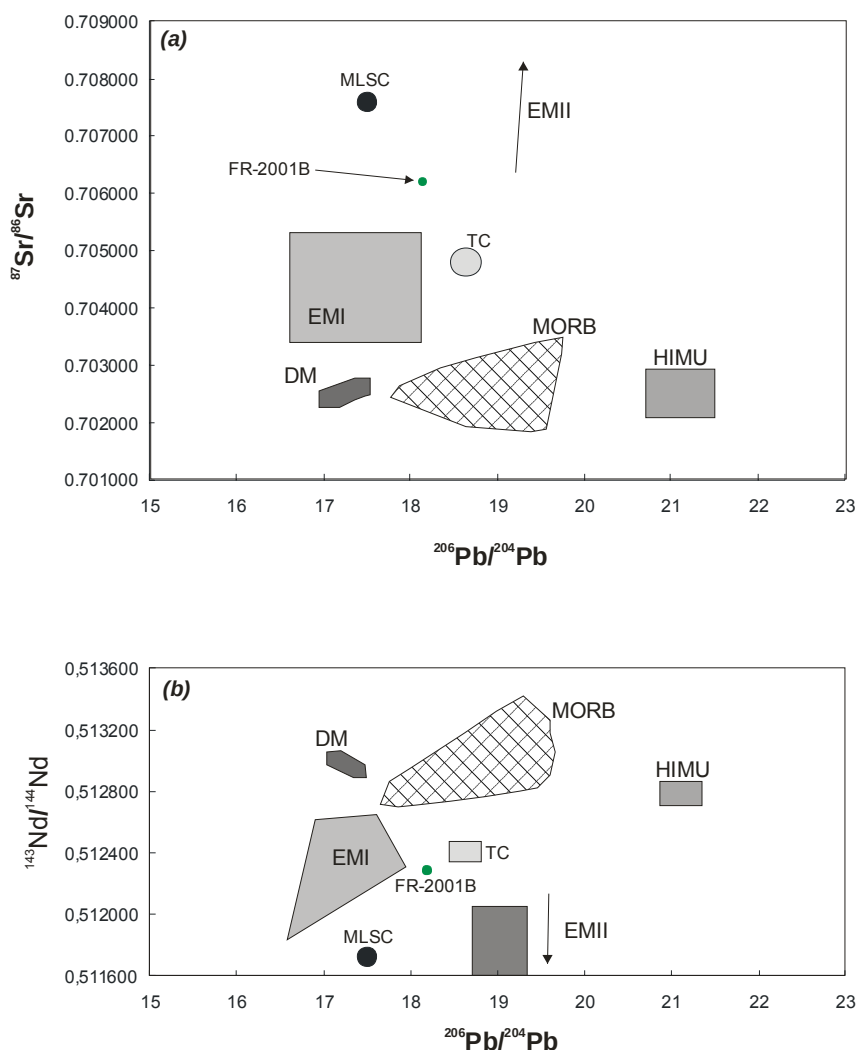


Figura 5.9 – Diagramas discriminantes de diferentes tipos de componentes mantélicos. Siglas conforme figura 5.13. MORB = basaltos de cadeia meso-oceânica. a) Diagrama bivalente $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; b) Diagrama bivalente $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. A amostra FR-2001B da suíte B de alto- TiO_2 está indicada. Os dados usados para a construção dos campos associados aos reservatórios mantélicos são os mesmos inseridos na tabela 2.5. Dados corrigidos para 132 Ma (à exceção dos dados de Pb).

Em conclusão, os dados isotópicos Sr-Nd-Pb mostram que os diabásios das suítes A, B e D devem estar relacionados à mistura entre componentes enriquecidos (EM II ou MLSC) e astenosféricos férteis (do tipo pluma). Além disso, a hipótese de um processo de mistura envolvendo componentes enriquecidos (EM II e MLSC) e empobrecidos (DM e HIMU) deve ser também testada.

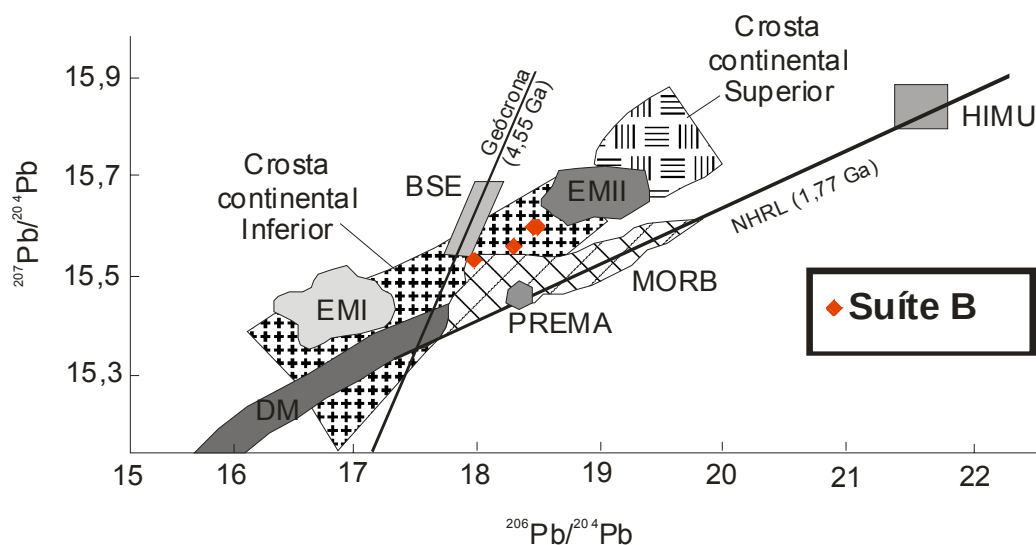


Figura 5.10 – Tipos de componentes mantélicos. As amostras contaminadas da suíte B de alto-TiO₂ estão indicadas. BSE = *bulk silicate earth*; PREMA = composição mantélica predominante ou prevalecente (*prevalent (or prevailing) mantle*) (modificado de Zindler & Hart, 1986). Outras siglas conforme figuras 5.8 e 5.9.

5.7 Modelos de mistura binária

As razões de elementos traços e os dados isotópicos (Sr-Nd-Pb) obtidos para os basaltos representantes de composições menos contaminadas das suítes A, B, C e D foram utilizados para a elaboração de modelos de mistura binária (p.ex.: FAURE, 1986) de modo a testar a hipótese do envolvimento de diferentes componentes mantélicos em sua petrogênese (Figuras 5.11, 5.12, 5.13 e 5.14).

Os modelos binários foram construídos para testar a participação de componentes enriquecidos (EM II e MLSC) e astenosféricos férteis (do tipo pluma) na petrogênese das quatro suítes de alto-TiO₂ da área alvo, com base na discriminação de componentes mantélicos apresentada anteriormente (Item 5.6). Subordinadamente, também foram realizados testes envolvendo misturas entre fontes enriquecidas (EMII e MLSC) e fontes empobrecidas (DM e HIMU) na geração dos diabásios das suítes de alto-TiO₂ estudadas. Os membros finais usados nos modelos de mistura correspondem àqueles compilados na tabela 2.5. As composições de DM, N-MORB e D-MORB foram utilizadas em conjunto na elaboração do campo relativo ao componente DM (Figura 5.8). Nas figuras 5.19 e

5.10, as composições de N-MORB e D-MORB foram utilizadas em conjunto na elaboração do campo relativo ao componente MORB.

O resultado de um modelo de mistura entre componentes do tipo pluma (Tristão da Cunha) e MLSC é apresentado no diagrama da figura 5.11. As amostras parentais das suítes A, B, C e D utilizadas no modelo (Figura 5.11) são, respectivamente, P-4, RJ-19, TR-SV-1a e RJ-9A. O referido modelo foi elaborado com base nas razões elementais La/Yb e La/Nb. Estes elementos traços incompatíveis imóveis têm níveis de significância superiores a 99,9% em diagramas de variação das suítes A e B. A composição do membro final MLSC, que representa um componente enriquecido, é a de um lamproíto (ROCK, 1991). A composição do membro final do tipo pluma (TC), que representa um componente astenosférico fértil, é a de um basanita de Tristão da Cunha (amostra TDC91; LEROEX *ET AL.*, 1989). As amostras da suíte A, B e C plotam próximo da curva de mistura que envolve os componentes férteis e enriquecidos usados na modelagem binária. Com base no modelo apresentado, pode-se concluir que a petrogênese dos basaltos da suíte A e C pode ter envolvido uma grande contribuição (cerca de 60%) de um componente do tipo pluma misturado com contribuições de cerca de 40% de um componente enriquecido, representado pelo manto litosférico continental. No caso da suíte B, a porcentagem de contribuição do componente do tipo pluma (TC) na mistura foi menor (em torno de 40%). A suíte D não plota satisfatoriamente na curva de mistura proposta. Modelos de mistura envolvendo componentes empobrecidos (DM e HIMU) e enriquecidos (EM II e MLSC) foram testados. No entanto, nestes casos, os resultados não podem explicar as variações das razões elementais dos basaltos das suítes estudadas.

Um segundo modelo (Figura 5.12) foi elaborado com base nas razões isotópicas iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de componentes férteis (do tipo pluma; LEROEX *ET AL.*, 1989) e enriquecidos (MLSC; ROCK, 1991). Nesta modelagem, a amostra RJ-92 foi usada como representativa da composição parental da suíte A, pelo fato de não existirem dados isotópicos gerados para a amostra P-4 (Apêndice B).

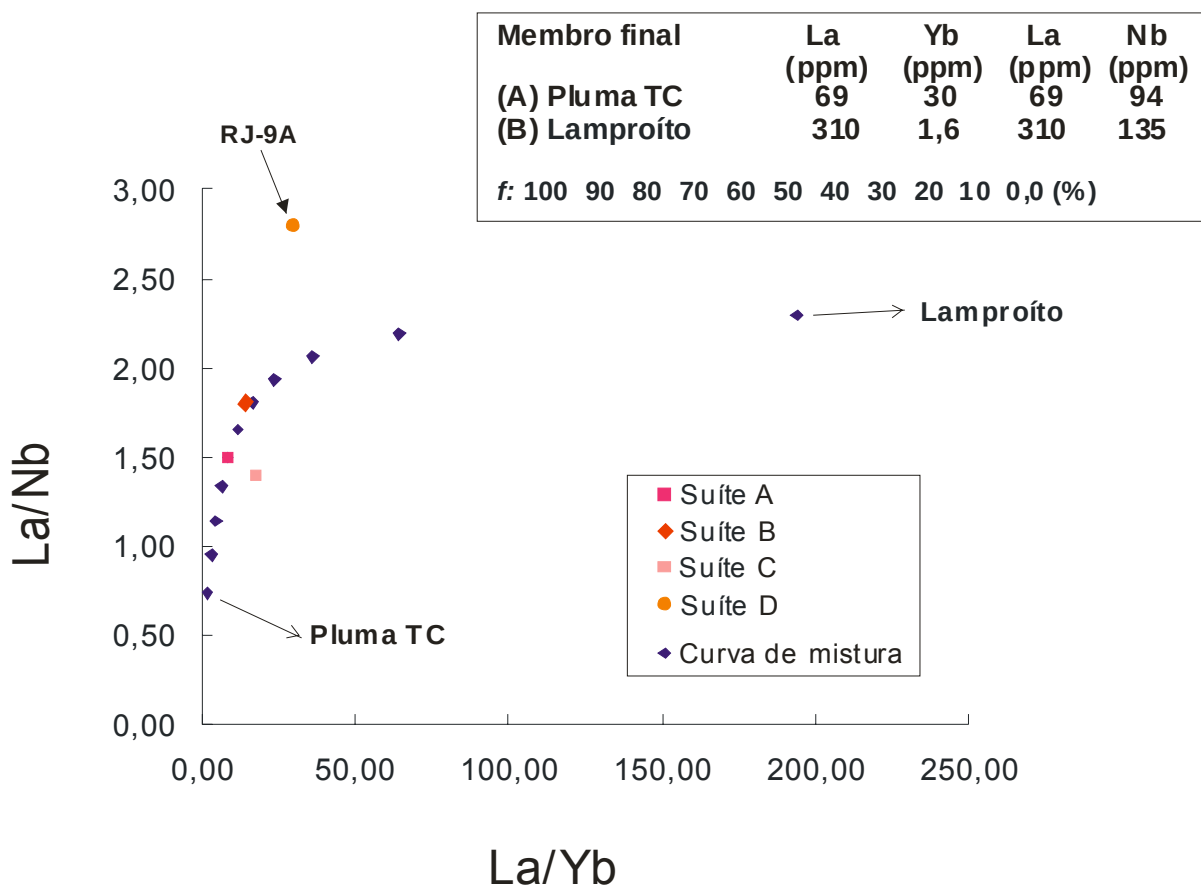


Figura 5.11 – Diagrama La/Yb *versus* La/Nb com resultados do modelo binário entre um componente fértil (do tipo pluma Tristão da Cunha; LEROEX *ET AL.*, 1989) e enriquecido (Lamproíto; ROCK, 1991). As amostras menos contaminadas da suíte A, B, C e D da área de estudo aparecem plotadas no diagrama. Os incrementos a intervalos $f=10\%$ da curva de mistura são indicados, bem como as composições dos membros finais.

Cabe ressaltar, ainda, que, por não terem sido gerados dados isotópicos para as amostras associadas à suíte C, a mesma não poderá ser inserida nos modelos de mistura binária que envolvam dados isotópicos. As amostras representativas dos líquidos menos contaminados das suítes B e D são as mesmas utilizadas no modelo anterior (Figura 5.11).

Neste segundo modelo (Figura 5.12), os teores de Sr e Nd usados na composição do membro final do tipo pluma (TC) são aqueles associados ao basanita de Tristão da Cunha (amostra TDC91; LEROEX *ET AL.*, 1989), enquanto as razões isotópicas iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ pertencem a outra amostra representativa de Tristão da Cunha (TC-ALR39T; LEROEX *ET AL.*, *OP.CIT.*). No caso do membro

final MLSC, os teores de Sr e Nd, bem como as razões isotópicas iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ pertencem ao mesmo lamproíto (ROCK, 1991) usado no modelo anterior (Figura 5.11).

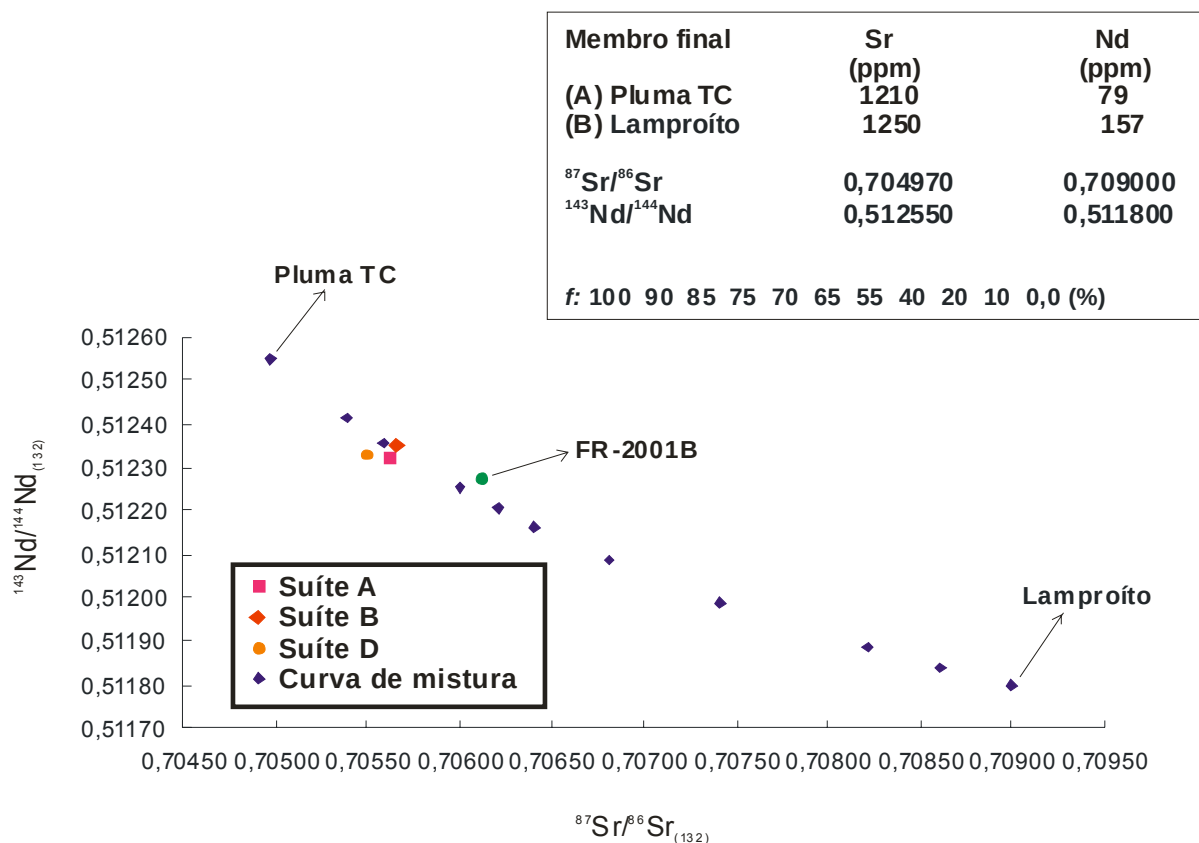


Figura 5.12 – Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ com resultados do modelo binário entre um componente fértil (do tipo pluma; basanitos de Tristão da Cunha; LEROEX ET AL., 1989) e enriquecido (Lamproíto; ROCK, 1991). Os dados isotópicos foram corrigidos para 132 Ma. As amostras menos contaminadas da suíte A, B e D da área de estudo aparecem plotadas no diagrama. Os incrementos a intervalos (f) da curva de mistura são indicados, bem como as composições dos membros finais.

Similarmente ao modelo pretérito (Figura 5.11), a petrogênese dos basaltos das suítes A, B e D pode ter envolvido uma contribuição de um componente fértil. Porém, algumas diferenças podem ser observadas no tocante ao percentual de cada componente usado na mistura. Este segundo modelo (Figura 5.12) revela que a petrogênese das suítes A, B e D envolveria uma grande contribuição (cerca de 85%) do componente fértil (do tipo pluma) na geração das rochas basálticas associadas às mesmas. A amostra FR-2001B tem composições isotópicas de Sr e Nd que podem ser, igualmente, explicadas por uma mistura entre fontes férteis (do tipo pluma) e

enriquecidas (MLSC). Modelos de mistura binária envolvendo os componentes empobrecidos e enriquecidos foram testados, mas, nestes casos, os resultados não podem explicar as composições isotópicas de Sr e Nd dos basaltos das suítes A, B e D.

Um terceiro modelo (Figura 5.13) foi elaborado para testar a hipótese de mistura de componentes férteis (do tipo pluma) e enriquecidos (EM-II).

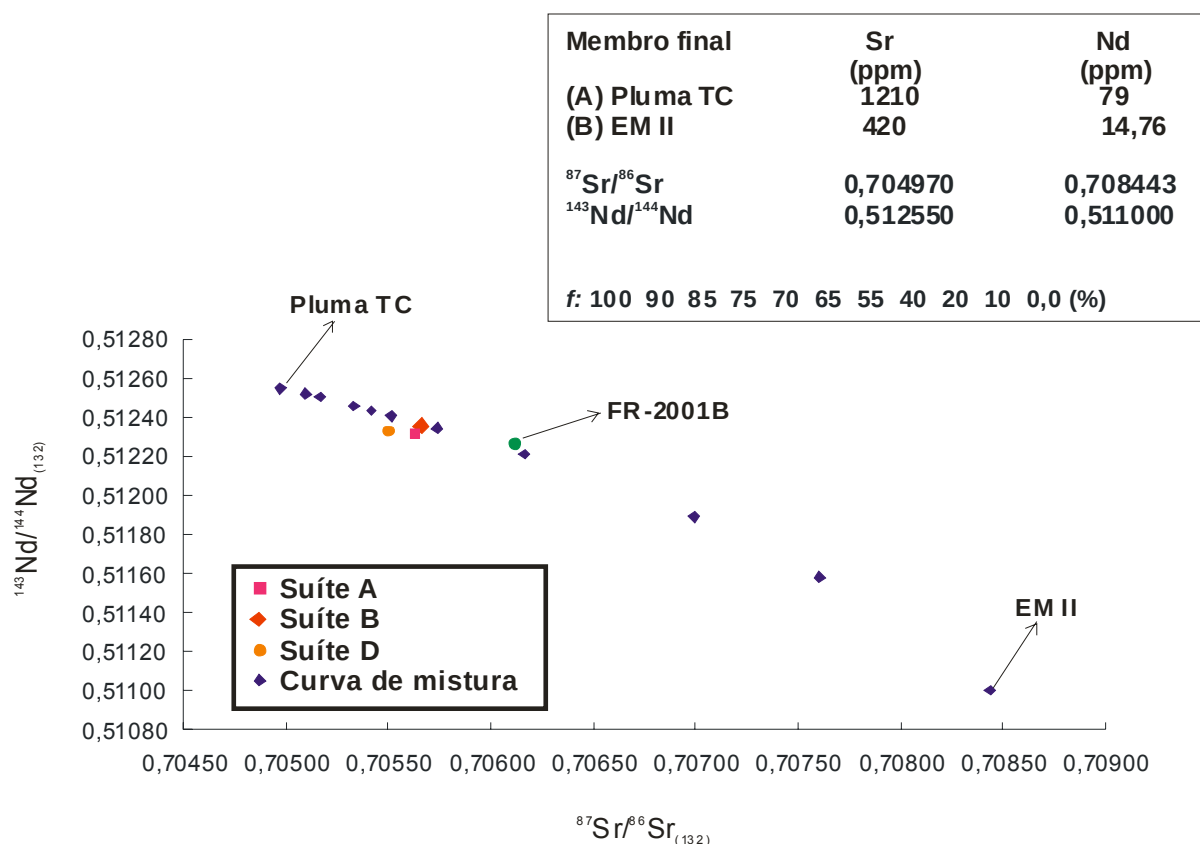


Figura 5.13 – Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ com resultados do modelo binário entre um componente fértil (do tipo pluma; basanitos de Tristão da Cunha; LEROEX ET AL., 1989) e enriquecido (EM-II; ZINDLER & HART, 1986; LUDKA, 2000; JACKSON & DAGSPUTA, 2008). Os dados isotópicos foram corrigidos para 132 Ma. As amostras menos contaminadas da suíte A, B e D da área de estudo aparecem plotadas no diagrama. Os incrementos a intervalos f variáveis da curva de mistura são indicados, bem como as composições dos membros finais.

As amostras parentais usadas nesta terceira modelagem (Figura 5.13) são as mesmas usadas no modelo anterior (Figura 5.12). No caso deste terceiro modelo (Figura 5.13), os parâmetros usados para a composição do componente do tipo

pluma (os teores de Sr e Nd, bem como as razões isotópicas iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) são os mesmos adotados no modelo da figura 5.12. Em relação ao componente enriquecido EM-II, os teores de Sr e Nd utilizados são os de Ludka (2000), enquanto as razões isotópicas iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ adotadas são, respectivamente, retiradas de Jackson & Dagsputa (2008) e Zindler & Hart (1986). Os resultados deste terceiro modelo apontam para uma contribuição (entre 55% a 65%) do componente fértil (do tipo pluma) na petrogênese associada às suítes A, B e D. Este é um resultado percentual mais similar ao obtido no primeiro modelo (Figura 5.11) baseado em elementos traços. Muito embora, neste terceiro modelo (Figura 5.13), o componente enriquecido tenha sido representado pelo reservatório mantélico EM-II, os resultados corroboram, no aspecto geral, os dados obtidos nos demais modelos pretéritos. Isto porque o reservatório EM-II apresenta uma ampla variação nas razões isotópicas iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,708078 - 0,722000; Tabela 2.5) e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,511000 - 0,512100; Tabela 2.5) e, assim, a composição isotópica do membro final EM-II usada no terceiro modelo (Figura 5.13) pode ser considerada a de um reservatório representado pelo manto litosférico subcontinental (MLSC). Novamente, a amostra FR-2001B é inserida no diagrama (Figura 5.13) e apresenta uma boa correlação na curva de mistura proposta no terceiro modelo.

Como já exposto no item 5.6, não há dados isotópicos do sistema Pb-Pb gerados para as composições parentais das suítes de alto- TiO_2 da área de estudo. Entretanto, um quarto modelo foi elaborado com base nas razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 5.14) com o intuito de testar a participação de um componente do tipo pluma na petrogênese da amostra FR-2001B.

O membro A da mistura usada neste modelo corresponde a um reservatório fértil (do tipo pluma) cujos valores de U e das razões isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ foram retirados das composições representantes de Tristão da Cunha (TC) compiladas na tabela 2.5. Os valores assumidos para a composição do tipo pluma (TC) utilizada no referido modelo (Figura 5.14) obedeceram aos seguintes critérios:

- U: A modelagem foi feita com valores que variam entre 1,28 ppm e 2,1 ppm (LEROEX ET AL., 1989).

- Razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: Os testes de modelagem foram feitos com valores variáveis entre 15,546 a 15,581 e de 18,533 a 18,744, respectivamente (LEROEX ET AL., 1989).

A composição do tipo pluma (TC) usada como membro A no modelo está indicada na figura 5.14. O membro B usado na mistura é o mesmo usado no modelo binário para Sr-Nd da figura 5.12, qual seja, o lamproíto de Rock (1991), considerado neste trabalho como representativo da composição do manto litosférico subcontinental.

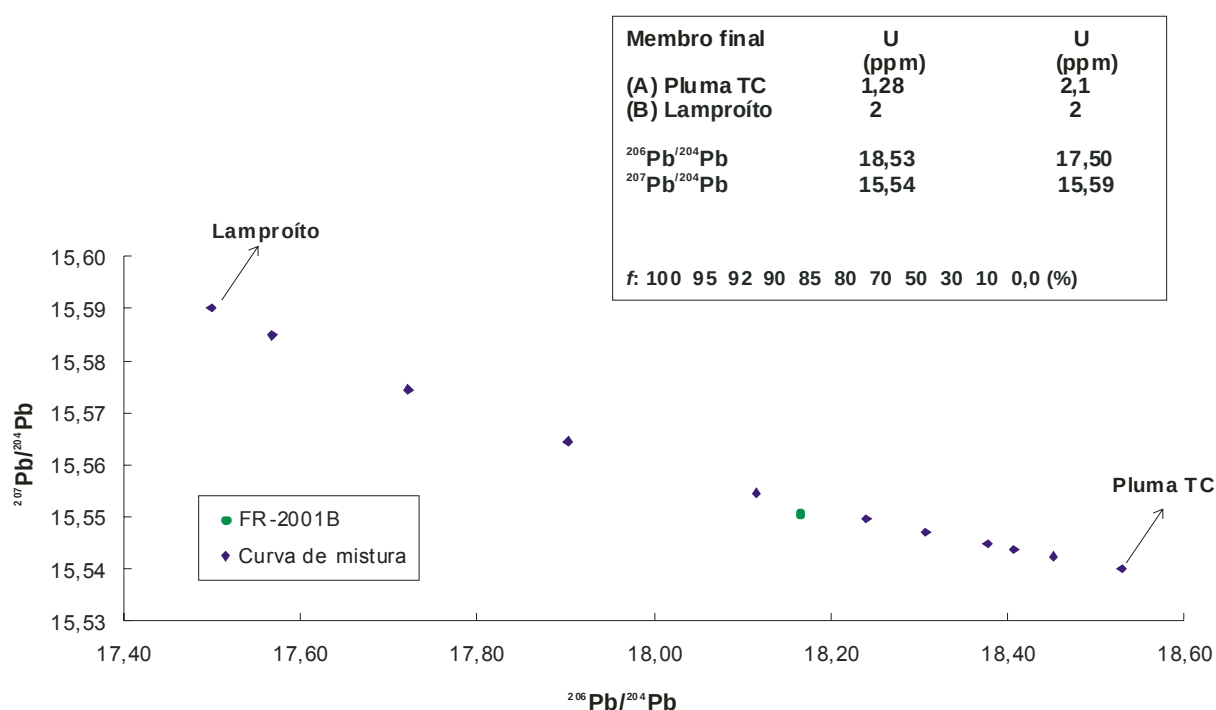


Figura 5.14 – Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ com resultados do modelo binário entre um componente fértil (composições do tipo pluma da tabela 2.5) e enriquecido (Lamproíto; ROCK, 1991). Os incrementos a intervalos variáveis de f da curva de mistura, bem como os parâmetros utilizados no modelo, estão indicados.

Os resultados do modelo binário para as razões isotópicas de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 5.14) mostram uma participação de componente do tipo pluma (cerca de 75%) na petrogênese da amostra FR-2001B (pertencente à predominante suíte B). Assim como no caso dos modelos pretéritos, foram realizados testes considerando as composições enriquecidas (EM II e MLSC) e empobrecidas (DM e

HIMU). Porém, as curvas de mistura geradas não podem explicar as composições isotópicas de Pb da amostra FR-2001B da suíte B como resultantes de processos de mistura binária envolvendo tais componentes mantélicos. Além disso, testes envolvendo misturas entre fontes enriquecidas (EM-II) e do tipo pluma (TC) foram realizados sem obter, no entanto, bons resultados. Adicionalmente, testes de modelagem binária também foram feitos para as razões isotópicas $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, envolvendo as mesmas proposições supracitadas e aplicadas às razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para a amostra FR-2001B. Todavia, nenhum dos resultados foi satisfatório.

5.8 A assinatura geoquímica do manto litosférico subcontinental

Similarmente ao caso das suítes de baixo- TiO_2 , evidências do envolvimento do manto litosférico subcontinental na petrogênese dos diabásios de alto- TiO_2 foram apresentadas com base nos valores de razões La/Yb maiores que a unidade e anomalias negativas de Nb em diagramas multielementares (Figura 5.6). O envolvimento do manto litosférico subcontinental na petrogênese de basaltos continentais é, em geral, diagnosticado por este segundo critério, em associação a outros. De modo contrário, componentes do tipo pluma são caracterizados por anomalias positivas de Nb em diagramas multielementares. Em geral, os modelos binários elaborados para os diabásios de alto- TiO_2 da suíte A, B e D com base em dados isotópicos de Sr e Nd, indicaram uma razoável contribuição (entre 70-80%, aproximadamente) de componentes astenosféricos do tipo pluma. Portanto, os resultados obtidos pelos modelos baseados nos dados isotópicos parecem contrapor-se àqueles obtidos pelos diagramas multielementares (construídos com base nos dados de elementos traços). Em processos petrogenéticos que envolvem misturas entre diferentes componentes, no entanto, as composições dos membros finais têm que ser detalhadamente consideradas de modo a testar possíveis contradições. Assim sendo, um modelo de mistura binária foi elaborado nesta Item, considerando-se as concentrações de La, Yb e Nb dos componentes férteis (do tipo pluma) e enriquecidos (MLSC) utilizados nos modelos apresentados anteriormente (Item 5.7). Os resultados são apresentados na tabela 5.9.

Tabela 5.9 – Resultados dos modelos de mistura binária envolvendo componentes do tipo pluma (LEROEX *ET AL.*, 1989) e MLSC (Lamproíto; ROCK, 1991) com base em seus teores de La, Yb e Nb. Os valores de f indicam a quantidade de mistura do membro A. Os valores de $Pluma_N$ e $MLSC_N$ foram normalizados para o condrito de Thompson (1982).

Elemento	Pluma	MLSC	Fatores de normalização	$Pluma_N$	$MLSC_N$	0,90 (f)	0,80 (f)	0,70 (f)	0,60 (f)
La	69	310	0,329	210	942	283	356	429	503
Yb	39	1,6	0,22	269	386	160	143	126	109
Nb	94	135	0,35	177	7	280	292	304	315

Os testes mostram que as razões $La/Yb_{(N)}$ e $La/Nb_{(N)}$ do membro final tipo pluma apresentam valores iguais a 1,8 e 1,0, respectivamente, em uma mistura contendo apenas 10% de participação do manto litosférico subcontinental. A participação do manto litosférico subcontinental a cerca de 20%, 30% e 40% continuará gerando, progressivamente, razões $La/Yb_{(N)}$ e $La/Nb_{(N)}$ maiores do que a unidade. Portanto, pode-se concluir que uma pequena contribuição do manto litosférico subcontinental (~ 10%) é capaz de gerar as anomalias negativas de Nb e as razões La/Yb maiores que a unidade nos líquidos basálticos das suítes A, B e D.

Em conclusão, os resultados dos modelos ora propostos mostram que a petrogênese dos basaltos das suítes A, B e D pode ter envolvido uma contribuição (entre 70-80%) de um componente fértil (do tipo pluma) misturado com contribuições pequenas de um componente enriquecido (manto litosférico subcontinental). A modelagem corrobora os dados de um modelo petrogenético e geodinâmico recente baseado em dados litogeoquímicos que defende a possibilidade do envolvimento de componentes astenosféricos férteis (do tipo pluma) na petrogênese dos diabásios de alto-TiO₂ da porção centro-norte do Enxame de Diques da Serra do Mar (VALENTE *ET. AL.*, 2007). Apesar da inexistência de dados isotópicos Sr-Nd-Pb para as amostras associadas à suíte C, a modelagem binária baseada em elementos traços (Figura 5.11) permite sugerir, igualmente, a possibilidade de a mesma estar relacionada a processos de mistura que envolvam componentes do tipo pluma e enriquecidos (manto litosférico subcontinental).

6 CONCLUSÕES

6.1 Comparações dos modelos petrogenéticos propostos para as suítes de alto-TiO₂ e baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar

Os diabásios do Enxame de Diques da Serra do Mar estudados nesta tese de doutorado constituem uma série transicional de afinidade toleítica. Estas rochas foram divididas em duas suítes (alto-TiO₂ e baixo-TiO₂), de acordo com critérios disponíveis na literatura (BELLINI *ET AL.*, 1983; HERGT *ET AL.*, 1991) e com base na análise de diagramas de Harker para TiO₂ e de diagramas de variação de MgO para TiO₂, Sr e Zr.

Os modelos petrogenéticos, ora propostos para ambas as suítes, foram construídos, inicialmente, com base na interpretação de diagramas de variação (contendo MgO como índice de diferenciação) para elementos maiores, elementos traços incompatíveis móveis e incompatíveis imóveis e, com base na análise regressiva pelo método dos mínimos quadrados (Apêndice F). Posteriormente, testes de modelagem de cristalização fracionada, bem como modelagem de AFC para elementos traços e isótopos, foram utilizados para testar a validade dos processos evolutivos propostos para as suítes de baixo-TiO₂ e alto-TiO₂.

No caso da suíte de baixo-TiO₂, os resultados das modelagens não foram satisfatórios. Tais resultados indicaram que os diabásios da suíte de baixo-TiO₂ estudada não deveriam constituir uma única suíte. As variações das razões La/Nb e La/Yb possibilitaram o reconhecimento de dois agrupamentos bastante distintos de amostras, o que sugere a existência de duas suítes de baixo-TiO₂ na porção centro-oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar, quais sejam: suítes A e B. A associação de dados de elementos e isotópicos foi feita de modo a diagnosticar possíveis processos evolutivos para as duas suítes de baixo-TiO₂. Diagramas de Harker foram construídos para as razões isotópicas iniciais de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Os resultados mostraram que o processo evolutivo mais provável para a gênese dos diabásios da suíte A seria ATA (*Assimilation by Turbulent Ascent*; KERR *ET AL.*, 1995), no qual os magmas mais quentes (mais ricos em MgO) são capazes de assimilar material crustal durante ascensão por fluxo turbulento por condutos pouco

espessos. Em relação à suíte B, os resultados mostram a ocorrência de processos de assimilação e cristalização fracionada concomitante (AFC).

A discussão das prováveis fontes geradoras para as suítes de baixo-TiO₂ foi feita com base em diagramas multi-elementares, tomando-se as concentrações de elementos das amostras menos contaminadas das suítes A e B. Os resultados revelaram razões La/Yb_(N) e La/Nb_(N) maiores que a unidade. Tais razões são indicativas de pelo menos uma contribuição do manto litosférico subcontinental na geração dos basaltos das suítes de baixo-TiO₂ do EDSM, na área alvo. Testes realizados com modelos de fusão parcial de equilíbrio modal revelaram que os basaltos toleíticos destas suítes foram gerados a partir de fontes enriquecidas com distintas razões La/Yb. Dados isotópicos (Sr-Nd-Pb) foram utilizados para discriminar os componentes mantélicos relacionados aos diabásios das suítes de baixo-TiO₂ discriminadas neste trabalho. Os dados isotópicos Sr-Nd-Pb mostraram que os basaltos da suíte B têm sua geração associada ao reservatório mantélico enriquecido EM I. Adicionalmente, os dados apresentados nesta tese de doutorado sugeriram que derivações a partir da mistura entre componentes enriquecidos (EM I e MLSC) e empobrecidos (MORB e DM) deveriam ser consideradas fortemente na gênese dos basaltos toleíticos da suíte A. Modelagem binária (com base em elementos traços e em isótopos) e testes de assimilação simples revelaram que a petrogênese dos basaltos da suíte A pode ter envolvido uma grande contribuição (> 96%) de um componente empobrecido misturado com contribuições muito pequenas de um componente enriquecido (manto litosférico subcontinental).

Em relação à suíte de alto-TiO₂, apesar dos resultados satisfatórios obtidos por testes simples de modelagem de cristalização fracionada (para Zr, Y e Nb), as variações das razões isotópicas e de elementos traços incompatíveis imóveis revelaram a impossibilidade da suíte de alto-TiO₂ ter evoluído somente por cristalização fracionada. A ocorrência de amostras com mesmo grau de evolução e razões La/Yb extremamente distintas evidenciaram que seria impossível a existência de apenas uma suíte de alto-TiO₂ evoluindo pelo processo de AFC. Deste modo, os teores de MgO (grau de evolução) e as razões La/Yb das amostras foram conjugados como um critério de discriminação das suítes de alto-TiO₂. O resultado

de tal estudo apontou a existência de quatro distintas suítes de alto-TiO₂, quais sejam: A, B, C e D.

No caso da suíte A, as variações das razões de La/Nb, Zr/La e Zr/Nb entre a amostra parental e a mais evoluída da referida suíte indicaram que o processo evolutivo mais provável é cristalização fracionada. Este fato foi corroborado pelos testes de modelagem de cristalização fracionada. Diagramas de variação para MgO para razões isotópicas iniciais de Sr e Nd mostraram que AFC é o processo evolutivo mais provável para geração dos basaltos toleíticos da suíte B. A modelagem de AFC revelou que um magma basáltico parental, cuja composição é representada pela amostra RJ-19, poderia gerar as razões isotópicas iniciais de Sr e Nd da suíte B com cerca de 20% de cristalização fracionada acompanhada de assimilação de um contaminante cuja composição é representativa da crosta superior local. As suítes C e D apresentam uma quantidade muito restrita de amostras, o que impediu o estudo dos processos evolutivos relacionados a tais suítes.

A análise dos diagramas de variação multi-elementares permitiu concluir que as razões La/Yb_(N) e La/Nb_(N) das amostras parentais das quatro suítes de alto-TiO₂ apresentam valores maiores do que a unidade. Estes dados indicam pelo menos uma contribuição do manto litosférico subcontinental na geração dos basaltos das quatro suítes de alto-TiO₂ na área estudada, à semelhança do observado para as suítes de baixo-TiO₂. Modelos de fusão parcial em equilíbrio modal mostraram que os basaltos toleíticos destas suítes foram gerados a partir de fontes enriquecidas com distintas razões La/Yb. Os dados isotópicos Sr-Nd-Pb mostraram que, possivelmente, os basaltos da suíte A, B e D teriam sua geração associada a derivações a partir da mistura entre componentes enriquecidos (EM II e MLSC) e férteis (do tipo pluma). A inexistência de dados isotópicos para a suíte C inviabilizou a inserção da mesma no estudo de fontes geradoras tendo por base o sistema Sr-Nd-Pb como traçadores petrogenéticos.

Finalmente, testes de modelagem binária (com base em elementos traços e em isótopos) revelaram que a petrogênese dos basaltos das suítes A, B, C e D de alto-TiO₂ envolveu, muito possivelmente, uma considerável participação (70 - 80%)

de um componente fértil (do tipo pluma) misturado com contribuições pequenas de um componente enriquecido (manto litosférico subcontinental).

6.2 Comparações regionais

Recentemente, suítes de baixo- TiO_2 foram discriminadas no Enxame de Diques da Serra do Mar (TETZNER *ET AL.*, 2001; MONTEIRO E VALENTE, 2003; DUTRA, 2006). Neste tópico, uma análise comparativa entre as suítes de baixo- TiO_2 identificadas nesta tese e as já reconhecidas na área de estudo será realizada. Adicionalmente, tanto no caso das quatro suítes de alto- TiO_2 estudadas e das suítes de baixo- TiO_2 , comparações regionais serão feitas com as suítes basálticas reconhecidas na Província Paraná-Etendeka (PEATE, 1997).

Duas suítes de baixo- TiO_2 foram reconhecidas no Enxame de Diques da Serra do Mar, quais sejam: suítes Serrana e Costa Azul (MONTEIRO & VALENTE, 2003; CORVAL, 2005; DUTRA, 2006). Monteiro & Valente (2003) e Dutra (2006) mostraram que as suítes Serrana e Costa Azul podem ser discriminadas com base em diagramas que utilizam razões entre elementos traços incompatíveis (Figura 6.1).

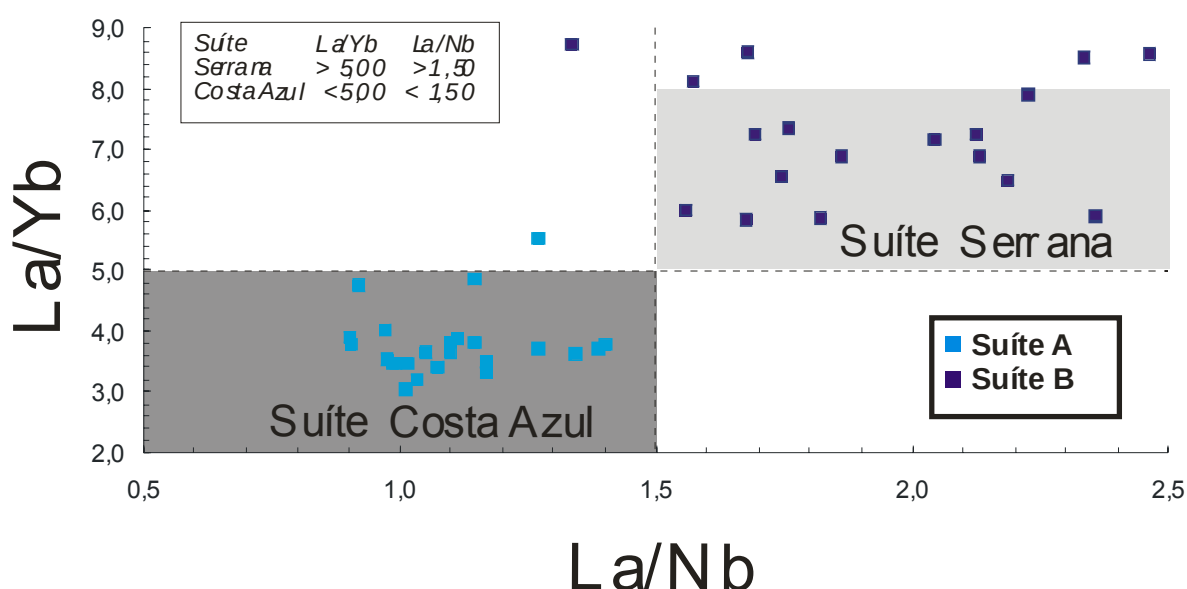


Figura 6.1 – Diagrama discriminante La/Nb versus La/Yb das suítes de baixo- TiO_2 (Serrana e Costa Azul) do Enxame de Diques da Serra do Mar (modificado de

Monteiro & Valente, 2003). As suítes A e B estudadas nesta tese de doutorado são plotadas no diagrama.

A figura 6.1 apresenta um diagrama La/Y versus La/Nb mostrando que a suíte Serrana apresenta valores mais elevados de La/Yb ($>5ppm$) e La/Nb ($>1,5ppm$), enquanto que a suíte Costa Azul apresenta valores comparativamente mais baixos ($La/Yb < 5ppm$ e $La/Nb < 1,5ppm$). É possível notar que as amostras da suíte A correlacionam bem com o campo da suíte Costa Azul, enquanto as amostras da suíte B apresentam boa correlação com a suíte Serrana. Há uma amostra da suíte A que não se insere em nenhum dos dois campos discriminados. Porém, esta amostra (BG-TD-01a) plota próximo ao campo da suíte Costa Azul. Na verdade, esta é uma questão associada a amostragem. Com o aumento da amostragem e estudos litogeoquímicos das referidas suítes, nesta tese foi possível construir diagramas discriminatórios que minimizaram este problema (Figura 4.4). Logo, os campos discriminatórios da figura 4.4 (capítulo 4) desta tese de doutorado podem ser usados na classificação das suítes de baixo- TiO_2 (suítes Serrana e Costa Azul) no Enxame de Diques da Serra do Mar.

As suítes A (Costa Azul) e B (Serrana) foram tentativamente comparadas às duas suítes de baixo- TiO_2 da Província Paraná-Etendeka, quais sejam, Esmeralda e Gramado (p.ex.: PEATE, 1997). Para tal, foi utilizado um diagrama bivariante do tipo Ti/Zr versus Ti/Y (Figura 6.2).

Neste estudo comparativo regional, as amostras da região de Lumiar (LUDKA, 1997) também foram inseridas no diagrama. Deste modo, a suíte A (Costa Azul) correlaciona-se com o magma do tipo Esmeralda, muito embora abrangendo um espectro de razões Ti/Y mais amplo. Já as amostras da suíte Serrana correlacionam-se tanto com o magma do tipo Gramado quanto Esmeralda, sendo que todas as amostras da região de Lumiar plotam no campo Gramado. Na verdade, quatro amostras da suíte B (Serrana), oriundas principalmente das áreas de Cordeiro, Conceição de Macabu e Santa Maria Madalena, plotam no campo associado ao magma do tipo Gramado. As demais amostras da suíte B (Serrana) plotam no campo relacionado ao magma do tipo Esmeralda, no intervalo de 60ppm a 80ppm.

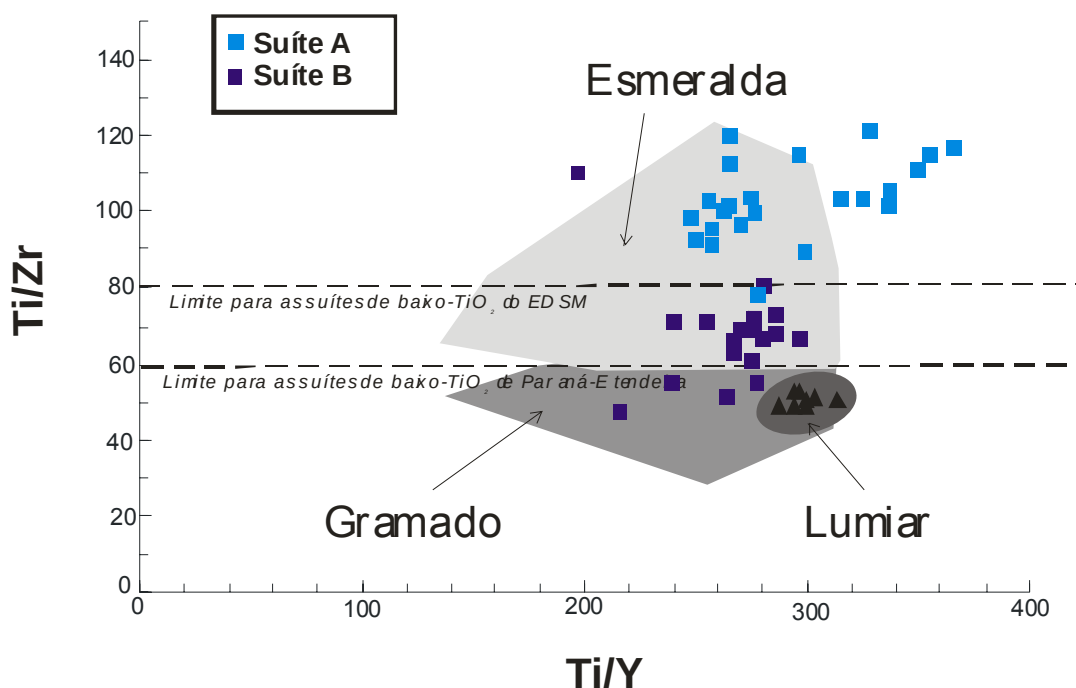


Figura 6.2 – Diagrama discriminante dos magmas basálticos de baixo-TiO₂ de Paraná-Etendeka (PEATE, 1997) e das suítes de baixo-TiO₂ (A: Costa Azul e B: Serrana) do Enxame de Diques da Serra do Mar. As amostras de Lumiar (LUDKA, 1997) também são inseridas no diagrama.

O diagrama da figura 6.2 mostra que, no geral, os diabásios de baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar têm razões Ti/Zr e Ti/Y mais elevadas que suas contrapartes na Província Paraná-Etendeka, talvez pelas concentrações relativamente mais elevadas em Ti das primeiras em relação às últimas. Assim, um limite Ti/Zr=80 parece mais aplicável à discriminação das suítes de baixo-TiO₂ no enxame, em oposição ao limite Ti/Zr=60 estabelecido para os derrames de Paraná-Etendeka.

Conforme citado anteriormente, alguns basaltos de baixo-TiO₂ da suíte B (Serrana) do Enxame de Diques da Serra do Mar apresentam boas correlações com os basaltos do tipo Gramado, que são fortemente contaminados (na província Paraná-Etendeka, p.ex.: PEATE, 1997). Adicionalmente, os referidos basaltos da suíte B (suíte Serrana) também mostram boas correlações com os basaltos de Lumiar (no Enxame de Diques da Serra do Mar, LUDKA, 1997). Os elevados valores das composições isotópicas de Sr e os valores negativos de $\epsilon\text{Nd}_{(132)}$ (Apêndice B)

dos basaltos da suíte B (Serrana) podem ser, de igual modo, atribuídos a possíveis processos de contaminação crustal. Nesta tese, a modelagem petrogenética apontou AFC como processo evolutivo mais provável para a suíte B (Serrana), o que corrobora a hipótese de contaminação crustal. No entanto, o estudo das fontes geradoras com base no sistema Sr-Nd-Pb (como traçadores petrogenéticos) revelou que a suíte B tem sua gênese associada à fontes originalmente enriquecidas (EM I). Logo, as composições isotópicas de Sr, Nd e Pb da suíte B de baixo-TiO₂ da área de estudo podem ser uma combinação das características enriquecidas da fonte geradora e de processos de assimilação crustal ocorridos em câmara magmática.

Os basaltos de baixo-TiO₂ da suíte A (Costa Azul) do Enxame de Diques da Serra do Mar mostram dados elementais e isotópicos de Sr-Nd similares àqueles dos basaltos de baixo-TiO₂ do tipo Esmeralda que ocorrem na província Paraná-Etendeka (p.ex.: PEATE, 1997). Os basaltos do tipo Esmeralda são considerados os representantes das composições não contaminadas e sua petrogênese tem sido atribuída a fontes mantélicas empobrecidas (PEATE & HAWKESWORTH, 1996). Portanto, se as composições isotópicas de Sr-Nd dos basaltos de baixo-TiO₂ da suíte A (Costa Azul) do Enxame de Diques da Serra do Mar não estão associadas a processos de contaminação crustal (similarmente ao que acontece com os basaltos de Esmeralda na província Paraná-Etendeka), isto significa que uma grande contribuição de um componente mantélico empobrecido também pode ter contribuído em sua petrogênese. Alternativamente, uma contribuição menor de componentes litosféricos pode explicar os valores de $\epsilon\text{Nd}_{(132)}$ (Apêndice B). Vale ressaltar que os modelos binários com base em elementos traços e nos dados isotópicos construídos nesta tese corroboram tal hipótese, uma vez que eles mostraram que a suíte B é resultante de uma mistura de fontes envolvendo uma considerável participação (~ 96%) de componente empobrecido (p.x.: MORB).

A figura 6.3 mostra os estudos comparativos regionais entre as quatro suítes de alto-TiO₂ e os as suítes basálticas reconhecidas na Província Paraná-Etendeka (PEATE, 1997). O diagrama da figura 6.3 deixa claro que a grande maioria dos diabásios da suíte B de alto-TiO₂ da área estudada pode ser associada à suíte Urubici da Província Paraná-Etendeka, com cerca seis amostras abrangendo um espectro mais amplo de Ti/Y. Em menor quantidade, há amostras da suíte B

plotando no campo dos magmas tipo Pitanga. Três amostras da suíte A plotam no campo Pitanga, enquanto as outras quatro amostras da referida suíte plotam entre o campo de Pitanga e Paranapanema. As suítes C e D têm amostragem extremamente restrita, o que dificulta a realização dos estudos comparativos. Mesmo assim, é possível notar que duas amostras da suíte D plotam num intervalo muito amplo das razões Ti/Y. Situação similar não é observada em relação à suíte C, pois as suas quatro amostras plotam em intervalo mais amplo de Ti/Y, mas ainda muito próximo ao campo dos magma do tipo Urubici.

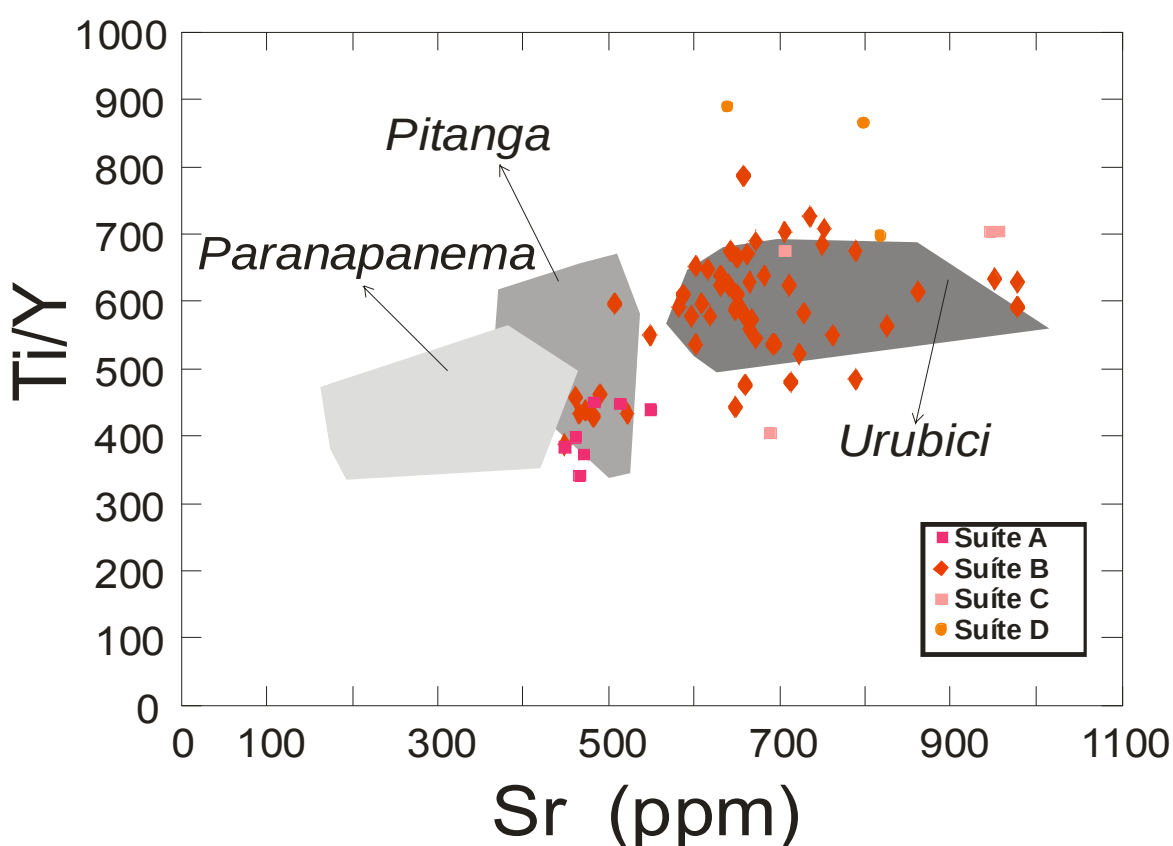


Figura 6.3 – Diagrama Sr x Ti/Y com amostras das quatro suítes de alto-TiO₂ discriminadas na área de estudo inseridas nos campos discriminantes das suítes basálticas reconhecidas na Província Paraná-Etendeka (PEATE, 1997).

As suítes Pitanga, Paranapanema e Urubici da Província Paraná-Etendeka têm tido sua petrogênese associada ao impacto pluma de Tristão da Cunha na base da litosfera, mais especificamente, na região cental da província (MARQUES & ERNESTO, 2004). Similarmente, a modelagem petrogenética apresentada nesta

tese de doutorado revelou também a participação de componentes férteis, representada por composições associadas à pluma de Tristão da Cunha na gênese das rochas basálticas das suítes A, B, C e D de alto-TiO₂ na área estudada.

6.3 Implicações geodinâmicas dos modelos petrogenéticos propostos

As rochas da suíte B (Serrana) de baixo-TiO₂ são basaltos toleíticos cujas fontes são enriquecidas (EM I). A suíte A (Costa azul), também de baixo-TiO₂, e as quatro de alto-TiO₂ estudadas nesta tese são suítes basálticas toleíticas que estão associadas a processos de mistura de fontes. Estas suítes possuem componentes enriquecidos como um dos membros da mistura, ou seja, há pelo menos uma contribuição do manto litosférico subcontinental, considerado um reservatório mantélico quimicamente heterogêneo. A formação do Enxame de Diques da Serra do Mar está associada a um processo de tectônica divergente, qual seja, o rifteamento do Gondwana no Cretáceo Inferior. A tectônica divergente gera afinamento litosférico que controla o regime de fusão parcial das fontes.

Os modelos de fusão parcial em equilíbrio modal construídos para estudar as fontes prováveis das diferentes suítes de baixo-TiO₂ e alto-TiO₂ do enxame, na área de estudo, revelou que os basaltos toleíticos devem ter sido gerados a partir de fontes distintas. Isto implica em heterogeneidade mantélica em escala local, o que contrasta fortemente com os dados da literatura onde tal heterogeneidade já foi identificada em escala regional, como no caso da Província Paraná-Etendeka (p.ex.: PEATE, 1997), por exemplo. Esta heterogeneidade mantélica local associada ao enxame deve ter uma relação com os processos de amalgamação do supercontinente Gondwana, com especial referência ao segmento central do Orógeno Ribeira, durante o Neoproterozóico-Cambriano.

Com base nas modelagens petrogenéticas apresentadas na presente tese de doutorado, é possível a proposição de um cenário geodinâmico (Figura 6.4).

Neste cenário, em estágios precoces do processo de rifteamento (tempo t_0), há uma litosfera continental fria com uma espessura uniforme total, sobre uma anomalia termal, porém submetida a distintos fatores β cujos valores seriam

maiores quando fossem coincidentes com as principais zonas de fraqueza crustal, tal como a Zona de Cisalhamento do Além Paraíba (ZCPA; CAMPANHA *ET AL.* 1985; Figure 6.4a). Estas estruturas crustais devem ter agido como zonas de fraqueza reativadas devido à fragmentação do Gondwana, liberando, assim, *stress* para o manto litosférico subcontinental subjacente promovendo um afinamento litosférico em escala local. Este cenário é condizente com o modelo apresentado por Valente *et al.* (2007). Os diabásios de alto-TiO₂ das suítes A, B, C e D são gerados dentro deste contexto. As razões La/Yb muito mais elevadas destas suítes de alto-TiO₂, comparativamente às suítes de baixo-TiO₂, indicam que as primeiras são formadas sob menor quantidade de fusão parcial que as últimas, ou seja, num contexto geodinâmico em que a litosfera encontrava-se pouco estirada e, portanto, mais espessa.

Com base neste cenário, pode-se concluir que uma anomalia térmica sublitosférica (p.ex.: a pluma de Tristão da Cunha) pode ter fundido localmente em porções onde a litosfera do Gondwana tenha sido submetida a um grande afinamento devido à reativação de zonas de fraqueza crustal próximas aos principais limites de terrenos amalgamados no Proterozóico. Contudo, em escala regional, esta litosfera é tão espessa que não permite fusão considerável da pluma. Assim sendo, a anomalia térmica sublitosférica, aqui tida como a pluma de Tristão da Cunha, conduziria calor possibilitando a fusão predominantemente do manto litosférico subcontinental heterogêneo sobrejacente. Este cenário explica a participação de componentes férteis, como a Pluma de Tristão da Cunha, misturados à componentes enriquecidos como o manto litosférico subcontinental na petrogênese das suítes de alto-TiO₂.

A figura 6.4b retrata um estágio em que há um avanço no rifteamento (tempo t_1), com o aumento dos valores de β , possibilitando um leve soerguimento da litosfera continental. Entretanto, tal adelgaçamento litosférico não é ainda suficiente para permitir a ascensão e fusão da anomalia térmica sublitosférica, ou seja, da pluma. Portanto, a condução térmica gerada pela ascensão do manto sublitosférico resultaria na fusão do manto litosférico sobrejacente e, assim, a geração dos basaltos toleíticos da suíte B (Serrana) de baixo-TiO₂ cuja fonte geradora corresponde ao EM I.

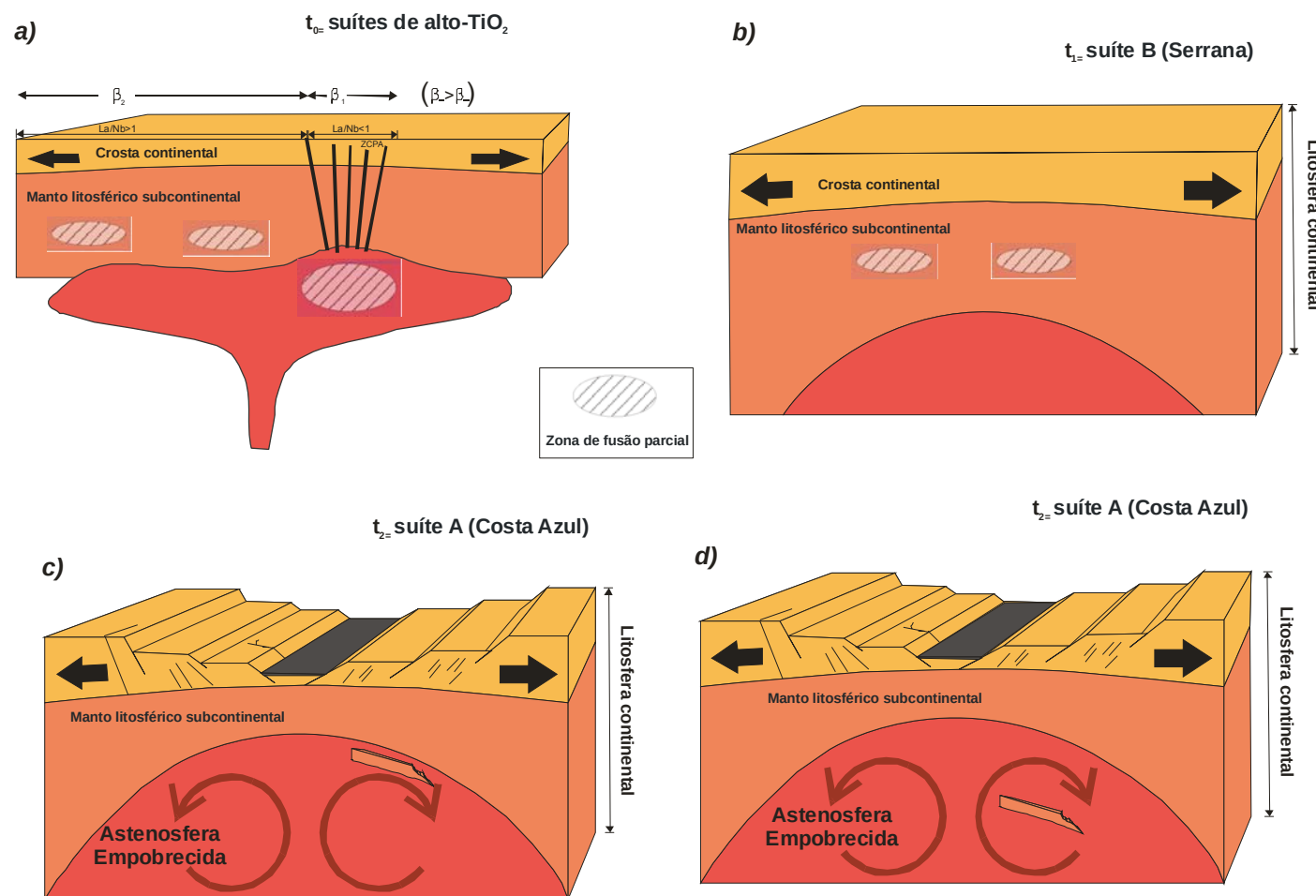


Figura 6.4 – Cenários geodinâmicos associados à formação das suítes de alto- TiO_2 e baixo- TiO_2 do Enxame de Diques da Serra do Mar (EDSM): (a) Diagrama representativo de uma litosfera continental estirada (de mesma espessura) e uma pluma em ascensão nas latitudes do EDSM, sob diferentes fatores β , dentro do contexto petrogenético das suítes de alto- TiO_2 . (b) Bloco diagrama mostrando o modelo geodinâmico de geração dos diabásios da suíte B (Serrana). (c) e (d) Bloco diagrama mostrando o modelo geodinâmico de geração dos diabásios da suíte A (Costa Azul). ZCPA é a Zona de Cisalhamento do Além Paraíba. A figura não está em escala.

As figuras 6.4c,d mostram um momento posterior (t_2), em um estágio bem mais avançado de rifteamento (fator β elevado), no qual há uma pronunciada ascensão do manto sublitosférico. Nesta etapa, há a geração dos diabásios da suíte A (Costa Azul), de baixo-TiO₂, envolvendo misturas de fontes empobrecidas (MORB) e enriquecidas (MLSC). O modelo da figura 6.4c assume um processo de delaminação do componente mantélico listosférico continental 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; Item 4.6). Este componente é preferível à 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 plagioclásio ou espinélio. O componente delaminado deve ter sido rapidamente capturado por células convectivas ascendentes do componente astenosférico empobrecido (MORB) e, assim, participado do processo de fusão parcial em níveis sublitosféricos rasos. Vale ressaltar que, neste cenário, o manto litosférico delaminado deveria estar bastante quente dado o seu tempo de residência sobre a anomalia térmica sublitosférica em estágios pretéritos do rifteamento supercontinental (tempos t_0 e t_1) (figura 6.4d). Quanto maior o grau de rifteamento, maior deve ter sido a descompressão adiabática tanto do componente sublitosférico quanto do componente litosférico delaminado 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.

Conforme estudado na item 3.7 do capítulo 3, foi possível constatar os problemas associados as idades obtidas para os basaltos das suítes de baixo-TiO₂ e alto-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar na área estudada. Muito embora haja todas as limitações dos resultados dos estudos geocronológicos, as três hipóteses propostas na item 3.7 do capítulo 3 foram consideradas nos testes de modelos geodinâmicos.

Logo, de um modo geral, para que os modelos petrogenéticos e geodinâmicos desta tese sejam considerados válidos é necessário que as suítes baixo-TiO₂ e alto-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar não sejam

contemporâneas. Este fato justificaria, nos tempos t_0 e t_1 , a ocorrência de um longo tempo de residência da litosfera continental sobre a anomalia térmica.

De acordo com os resultados geocronológicos obtidos (Item 3.7 do capítulo 3), se as duas suítes de alto-TiO₂ e baixo-TiO₂ do enxame não forem contemporâneas, as primeiras seriam mais jovens que as últimas, o que se constituiria numa situação anacrônica em relação aos modelos geodinâmicos ora propostos (Figura 6.4) uma vez que as suítes de alto-TiO₂ estão relacionadas aos estágios precoces do rifteamento.

Neste caso, as razões La/Yb suítes de alto-TiO₂ e baixo-TiO₂ não poderiam estar relacionadas a diferentes quantidades de fusão parcial devido a variações progressivas das taxas de afinamento litosférico relacionadas à fragmentação do Gondwana no Cretáceo Inferior. Assim, as diferenças das razões La/Yb das duas suítes teriam, necessariamente, que estar refletindo tão somente fusões parciais de diferentes fontes mantélicas. Além disso, na modelagem geodinâmica proposta, os basaltos de alto-TiO₂ teriam sido gerados em estágios precoces do processo de rifteamento não podendo, assim, serem mais jovens que os basaltos das suítes de baixo-TiO₂ (associados aos estágios mais avançados de rifteamento).

6.4 Conclusões e trabalhos futuros

A produção e interpretação de dados geocronológicos são de suma importância para a construção de modelos geodinâmicos robustos relacionados aos processos de rifteamento do Gondwana no Cretáceo Inferior. A abordagem geocronológica na presente tese foi feita com cuidado, tendo sido as amostras selecionadas com base em critérios petrográficos e litogeoquímicos. Todavia, a metodologia empregada ainda se mostrou ineficaz para geração de dados geocronológicos de qualidade, sendo necessária a aplicação e testes de novas abordagens.

É importante ressaltar que a amalgamação do Gondwana deve ter sido um importante processo de remobilização litosférica pretérita aos processos de rifteamento do supercontinente, no Cretáceo Inferior, que culminaram com a

abertura do Oceano Atlântico Sul. Uma possibilidade a ser estudada diz respeito à espessuras litosféricas distintas decorrentes do processo de amalgamação do Gondwana. Neste cenário, o rifteamento continental a um fator de estiramento β relativamente constante para toda a área do enxame poderia ter gerado um afinamento maior em áreas já menos espessas desde o Neo-Proterozóico. Este afinamento anômalo poderia causar a maior ascensão e fusão da pluma, possivelmente, da pluma de Tristão da Cunha, por exemplo. Logo, é de extrema importância a elaboração de modelos geodinâmicos que mostrem o comportamento das variações das espessuras litosféricas em escala notadamente local. Desta forma, seria possível a construção de cenários geodinâmicos que considerassem o controle gerado pelas espessuras litosféricas de cada uma das suítes de baixo-TiO₂ e alto-TiO₂ sob o regime de fusão parcial de suas fontes mantélicas. Trabalhos recentes (OLIVEIRA, *ET. AL.*, 2009) mostraram que o uso de anomalias Bouguer e ondulações do geóide oriundas da missão espacial GRACE (OLIVEIRA, 2009) permitem a construção de um modelo 2D onde pode ser observada a variação de espessura do manto litosférico na região ora estudada, provavelmente associada a processos de estiramento litosférico. Os dados geofísicos mostram que a diferença de espessura litosférica na área do Enxame de Diques da Serra do Mar pode chegar a cerca de 50 km, sendo menos espessa a leste que a oeste. A provincialidade geoquímica do enxame pode ter sido, assim, controlada por esta diferença de espessura litosférica, sob a hipótese de magmatismo sincrônico e valores semelhantes do fator de estiramento litosférico beta (β). Neste caso, as variações de razões La/Yb podem ser atribuídas à diferenças no regime de fusão parcial de uma mesma fonte, tendo sido a retenção de Yb na fonte residual fortemente controlada pela presença de granada, de modo que quanto menor a quantidade de fusão parcial, maior a razão La/Yb dos magmas basálticos primários ou parentais gerados. O envolvimento de diferentes fontes mantélicas na geração da provincialidade geoquímica do enxame pode, deste modo, ter sido um fator relativamente subordinado, muito embora também tenha que ser considerado quando da elaboração de modelos geodinâmicos para a área. A conjugação de dados geofísicos e geoquímicos parece, assim, constituir uma nova fronteira científica para o estudo do magmatismo basáltico toleítico da porção meridional da Plataforma Sul Americana.

Referências bibliográficas

- ALLÉGRE, C.J., LEWIN, E. AND B DUPRÉ, A. A coherent crust–mantle model for the uranium–thorium–lead isotopic system. *Chemical Geology*, Netherlands, v.70, p. 211–234, 1988.
- ALMEIDA, F.F.M. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 16, p. 325-349, 1986.
- ALMEIDA, F.F.M. & CARNEIRO, C.D.R. Magmatic occurrences of post-permian age of the South American Platform. *Boletim do IG-USP - Série Científica*, São Paulo, v.20, p. 71-85, 1989.
- BELLIENI G., BROTZU P., COMIN-CHIARAMONTI P., ERNESTO M., MELFI A.J., PACCA I.G., PICCIRILLO E.M., STOLFA D. Petrological and paleomagnetic data on the plateau basalts to rhyolite sequences of the Southern Paraná Basin (Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, São Paulo, v. 55, p. 355-383. 1983.
- BELLIENI, G., COMIN-CHIARAMONTI, P., MARQUES, L.S., MELFI, A.J., PICCIRILLO, E.M., NARDY, A.J.R. & ROSEMBERG, A. High- and low-TiO₂ flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen*, Stuttgart/Germany, v. 150, p. 273-306, 1984.
- BELLIENI, G., COMIN-CHIRAMONTI, P., MARQUES, L.S., MELFI, A.J., NARDY, A.J.R., PAPATRECHAS, C., PICCIRILLO, E.M. & ROSEMBERG, A. Petrogenetic aspect of acid and basaltic lavas from Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. *Journal of Petrology*, Oxford, v. 27, p. 915-944, 1986.
- BOUGAULT, H. AND HEKINIAN, R. Rift valley in the Atlantic Ocean near 36 degrees 50'N; petrology and geochemistry of basalt rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, Netherlands, v. 24, p. 249-261, 1974.
- BOWEN, N.L. *The Evolution of Igneous Rocks*. Dover Publications Inc, 1928. 334p.
- CAINELLI, C. AND MOHRIAK, W.U. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian Continental Margin. *Episodes*, Beijing, v. 22(3), p. 206-216, 1999.
- CAMPANHA G.A.C., RICCOMINI C., MELO M.S., HASUI Y., ALMEIDA F.F.M., DEHIRA L.K. 1985. Análise do padrão de fraturamento Mesozóico-Cenozóico de bacias tafrogênicas continentais do Sudeste do Brasil. In: 5º SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 1., 1985, São Paulo. *Atas do 5º Simpósio Regional de Geologia*. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1985. p. 337-350.

CHAN, L.H., LASSITER, J. C., HAURI, E. H. , HART, S. R., BLUSZTAJN, J. Lithium isotope systematics of lavas from the Cook–Austral Islands: Constraints on the origin of HIMU mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, Netherlands, v. 277, p. 433–442, 2008.

CHANG, H.K., KOWSMAN, R.O. AND FIGUEIREDO, A.M.F. Novos Conceitos sobre o Desenvolvimento das Bacias Marginais do Leste Brasileiro. *Episodes*, Beijing, v. 11, p. 194-202, 1988.

CHANG, H.K., KOWSMAN, R.O., FIGUEIREDO, A.M. & BENDER, A.A. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift System - An overview. *Tectonophysics*, Netherlands, v. 213, p. 97-138, 1992.

COMIN-CHIARAMONTI, P., GOMES, C.B., PICCIRILLO, E.M. & RIVALENTI, G. High-TiO₂ basaltic dykes in the coastline of São Paulo and Rio de Janeiro states (Brazil). *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen*, Stuttgart/Germany v. 146, p. 133-150, 1983.

COMIN-CHIARAMONTI, P., CUNDARI, A., PICCIRILLO, E.M., GOMES, C.B., CASTORINA, F., CENSI, P., DEMIN, A., MARZOLI, A., SPEZIALE, S. & VELÁZQUEZ, V.F. Potassic and sodic igneous rocks from Eastern Paraguay: their origin from the lithospheric mantle and genetics relationships with the associated Paraná flood tholeiites. *Journal of Petrology*, Oxford, v. 38, p. 495-528, 1997.

CORVAL, A. *Petrogênese das suítes basálticas toleíticas do Enxame de Diques da Serra do Mar nos setores central e norte do estado do Rio de Janeiro*. 2005. 92 f. Dissertação (Mestrado em Petrologia, Tectônica e Recursos Minerais) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 2005.

CORVAL A., VALENTE S., DUARTE B. P., DUTRA T. 2005. Modelos de assimilação e cristalização fracionada para a suíte de alto-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar. In: IV SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE E XIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 1., 2005, Niterói-RJ. *Boletim de Resumos do V Simpósio de Geologia do Sudeste e XIII Simpósio de Geologia de Minas Gerais*. Niterói-RJ: Sociedade Brasileira de Geologia, 2005. p. 37.

CORVAL, A., VALENTE, S., DUARTE, B. P., FAMELLI, N., ZANON, M. Dados Petrológicos Preliminares dos diabásios dos setores centro-norte e nordeste do Enxame de Diques da Serra Do Mar. *Geochimica Brasiliensis*, Rio de Janeiro, v. 22, p. 159-177, 2008.

COURTILLOT V., DAVAILLE A., BESSE J., STOCK J. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, Netherlands, v. 205, p. 295-308, 2003.

COURTILLOT V., JAUPART C., MANIGHETTI I., TAPPONNIER P., BESSE J. On casual links between flood basalts and continental break up. *Earth and Planetary Science Letters*, Netherlands, v. 166, p. 177-195, 1999.

DECKART K., FÉRAUD G., MARQUES L.S., BERTRAND H. New time constraints on dyke swarms related to the Paraná-Etendeka magmatic province, and subsequent South Atlantic opening, southeastern Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Netherlands, v. 80, p. 67-83, 1998.

DEPAOLO, D.J. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation. *Earth and Planetary Science Letters*, Netherlands, v. 53, p. 189-202, 1981.

DEPAOLO, D.J. AND WASSERBURG, G.J. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, Netherlands, v. 3, p. 249-252, 1976.

DIAS J.L., SAD A.R.E., FONTANA R.L., FEIJÓ F.J. Bacia de Pelotas. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, v. 8(1), p. 235-245, 1994.

DUPRE, B., ALLEGRE, C.J. Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena. *Nature*, v. 303, p. 142-146, 1983.

DUARTE, B.P. *Evolução tectônica dos ortognaisses dos complexos Juiz de Fora e Mantiqueira na região de Juiz de Fora, MG: geologia, petrologia e geoquímica*. 1998. 280 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1998.

DUARTE, B.P. , PORTO JR., R. & VALENTE, S.C. 1991. Origem da textura orbicular em traquitos da região de Bangu, Rio de Janeiro, RJ. In: 2º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1., 1991, São Paulo. *Atas do 2º Simpósio de Geologia do Sudeste*, São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1991. p. 97-104.

DUARTE, B.P., VALENTE, S.C., HEILBRON, M. & CAMPOS NETO, M.C. Petrogenesis of the Orthogneisses of the Mantiqueira Complex, Central Ribeira Belt, SE Brazil: An Archean to Palaeoproterozoic Basement Unit Reworked During the Pan-African Orogeny. *Gondwana Research*, Netherlands, v.7, Nº2, p. 437-450, 2004.

DUTRA T. *Petrogênese dos basaltos de baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar na Região dos Lagos, RJ*. 2006. 111 f. Dissertação (Mestrado em Petrologia, Tectônica e Recursos Minerais) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 2006.

DUTRA, T., VALENTE, S. CORVAL. A., ALMEIDA, J.C.H., MONTEIRO, H. L. J., WOLFRAM TETZNER, W., VALLADARES, C.S. 2005a. Diagramas Discriminantes para as suítes de baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar a associações com a Província Paraná-Etendeka. In: X CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 1., 2005a, Porto de Galinhas/PE. *Anais do X Congresso Brasileiro de Geoquímica*. Porto de Galinhas/PE: Sociedade Brasileira de Geoquímica, 2005a. p. 43.

DUTRA, T., VALENTE, S., CORVAL. A., VALLADARES, C.S., ALMEIDA, J.C.H. & DUARTE, B.P. 2005b. Os diques de Búzios e os basaltos de Campos: relações

petrogenéticas e modelos geodinâmicos. In: X SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 2005b, Curitiba/PR. *Boletim de Resumos Expandidos do X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*. Curitiba/PR: Sociedade Brasileira de Geologia, 2005b. p. 81-83.

DUTRA, T., VALENTE, S., CORVAL, A., DUARTE, B.P., HEILBRON, M. & SZATIMARI, P. 2006a. Geochemical modeling for the low-TiO₂ basalts (the Costa Azul Suite) in the eastern portion of the Serra do Mar Dyke Swarm, Rio de Janeiro: Evidence for the contribution of a depleted mantle source. In: V SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2006a, Punta del Este-Uruguay. *Short papers of V South American Symposium on Isotope Geology*. Punta del Este-Uruguay: Facultad de Agronomía e Facultad de Ciencias da Universidad de la República do Uruguai, 2006a. p. 355 - 357.

DUTRA, T., VALENTE, S., CORVAL, A., DUARTE, B. P., HEILBRON, M., SZATIMARI, P. 2006b. Geodynamic scenario for the low-TiO₂ basalts (the Costa Azul suite) in the eastern portion of the Serra do Mar Dyke Swarm, Rio de Janeiro. In: XLIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2006b, Aracaju. *Anais do XLIII Congresso Brasileiro de Geologia*. Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia – SBG (Núcleo Bahia), 2006b. p.73 - 73.

EISELE, J., SHARMA, M., GALER, S.J.G, BLICHERT-TOFT, J., DEVEY, C.W., HOFMANN, A.W. The role of sediment recycling in EM-1 inferred from Os, Pb, Hf, Nd, Sr isotope and trace element systematics of the Pitcairn hotspot. *Earth and Planetary Science Letters*, Netherlands, v. 196, p. 197-212, 2002.

ERNESTO, M., MARQUES, L. S., PICCIRILLO, E. M., MOLINA, E. C., USSAMI, N., COMIN-CHIARAMONTI, P., BELLINI, G. 2002. Paraná Magmatic Province - Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Netherlands, v. 118, p. 102-112, 2002.

ERNESTO M., RAPOSO M.I.B, MARQUES L.S., RENNE P.R., DIOGO L.A., DE MIN A. Paleomagnetism, geochemistry and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the North-eastern Paraná Magmatic Province: tectonic implications. *Journal of Geodynamics*, Netherlands, v. 28, p. 321-340, 1999.

ERNST R.E., BUCHAN K.L. Giant radiating dyke swarms: their use in identifying pre-mesozoic large igneous provinces and mantle plumes. In: MAHONEY, J.J., COFFIN, M.F. (eds). *Large Igneous Provinces*. Washington, D.C.: American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, 1997. v. 100, p. 297-333.

ESPERANÇA, S., CARLSON, R.W., SHIREY, S.B., SMITH, D. Dating crust-mantle separation: Re-OS isotopic study of mafic xenoliths from central Arizona. *Geology*, Geological Society of America, v. 25, p. 651-654, 1997.

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

FODOR, R.V. Low- and high-TiO₂ flood basalts of Southern Brazil: origin from picritic parentage and a common mantle source. *Earth and Planetary Science Letters*, Netherlands, v. 84, p. 423-430, 1987.

FODOR, R.V., MCKEE, E.H. & ASMUS, H.E. K-Ar ages and the opening of the South Atlantic ocean: basaltic rock from the Brazilian margin. *Marine Geology*, Netherlands, v. 54, M1-M8, 1983/84.

FODOR, R.V. & VETTER, S.K. Rift-zone magmatism: petrology of basaltic rocks transitional from CFB to MORB, Southeastern Brazil margin. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Springer Berlin / Heidelberg, v. 88, p. 307-321, 1984.

GARDA, G.M. *Os diques básicos e ultrabásicos da região costeira entre as cidades de São Sebastião e Ubatuba, Estado de São Paulo*. 1995. 156 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1995.

GARLAND F., HAWKESWORTH C.J., MANTOVANI M.S.M. Description and petrogenesis of the Paraná rhyolites (*sic*), Southern Brazil. *Journal of Petrology*, Oxford, v. 36, p. 1193-1227, 1995.

GELDMACHER, J., HOERNLE, K., KLÜGEL, A., BOGAARD, P., BINDEMAN, I. Geochemistry of a new enriched mantle type locality in the northern hemisphere: Implications for the origin of the EM-I source. *Earth and Planetary Science Letters*, Netherlands, v. 265, p. 167–182, 2008.

GIBSON, S.A., THOMPSON, R.N., DICKIN, A.P. & LEONARDOS, O.H. High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: Key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis. *Earth and Planetary Science Letters*, Netherlands, v. 136, p. 149-165, 1995a.

GIBSON, S.A., THOMPSON, R.N., LEONARDOS O.H., DICKIN A.P., MITCHELL J.G. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic potassic magmatism in SE Brazil. *Journal of Petrology*, Oxford, v. 36, p. 189-229, 1995b.

GIBSON, S.A., THOMPSON, R.N., WESKA, R.K., DICKIN, A.P. & LEONARDOS, O.H. Late Cretaceous rift-related upwelling and melting of the Trindade starting mantle plume head beneath western Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Springer Berlin / Heidelberg, v. 126, p. 303-314, 1997.

GIBSON, S.A., THOMPSON, R.N., DAY, S.E., HUMPHRIS, A.P. AND DICKIN, A.P. Melt-generation processes associated with the Tristan mantle plume: Constrains on the origin of EM-1. *Earth and Planetary Science Letters*, Netherlands, v. 237, p. 744-767, 2005.

GUEDES, E. *O magmatismo Mesozóico-Cenozóico no embasamento da Bacia de Santos: região entre Resende e a Baía da Ilha Grande*. 2007. 300 f. Tese (Doutorado em Petrologia, Tectônica e Recursos Minerais) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 2007.

GUEDES, E.; HEILBRON, M.; VASCONCELOS, P.; VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H; TEIXEIRA, W. & THOMAZ FILHO, A. K-Ar and Ar-Ar ages of dikes emplaced in the onshore basement of Santos Basin, Resende Area, SE, Brazil: Implications for the South Atlantic opening and a Tertiary reactivation. *Journal of South American Earth Sciences*, Netherlands, v. 18, p. 145-178, 2005.

GUEDES, E. *Magmatismo Mesozóico-Cenozóico no embasamento das bacias de Resende e Volta Redonda: Petrologia, geocronologia e caracterização tectônica*. 2001. 116 f. Dissertação (Mestrado em Petrologia, Tectônica e Recursos Minerais) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 2001.

HANYU, T. AND NAKAMURA, E. Constraints on HIMU and EM by Sr and Nd isotopes re-examined. *Earth Planets Space*, Japan, v. 52, p. 61–70, 1999.

HART, S.R., BLUSZTAJN, J., DICK, H.J.B., MEYER, P.S., MUEHLENBACHS, K. The fingerprint of seawater circulation in a 500-meter section of ocean crust gabbros. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Netherlands, v. 63, p. 4059-4080, 1999.

HAURI, E.H., WAGNER, T.P. AND GROVE, T.L. Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts. *Chemical Geology*, Netherlands, v. 117, p. 149-166, 1994.

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*, South Africa, v. 13, p. 341-354, 1984.

HAWKESWORTH, C.J., GALLAGHER, K., KELLEY, S., MANTOVANI, M., PEATE, D.W., REGELOUS, M. & ROGERS, N.W. Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. In: STOREY, B.C., ALABASTER, T. & PANKHURST, R.J. (eds). 1992. *Magmatism and the causes of continental break-up*. London: Special Publication of the Geological Society of London, 1992. v. 68, p. 221-240.

HEILBRON, M., PEDROSA-SOARES, A.C., CAMPOS NETO, M.C., SILVA, L.C., TROW, R.A.J., JANASI, V.A. 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, 2004. p. 647.

HERGT, J.M., PEATE, D.W. & HAWKESWORTH, C.J. The petrogenesis of Mesozoic Gondwana low-Ti flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, Netherlands, v. 105, p. 134-148, 1991.

HIRSCHMANN, M.M., ASIMOW, P.D., GHIORSO, M.S. & STOLPER, E.M. 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*, Springer Berlin / Heidelberg, v. 40, p. 831-851, 1990.

HOFMANN, A.W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, Netherlands, v. 90, p. 297-314, 1988.

IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Canada, v. 8, p. 523-547, 1971.

JACOBSEN, S.B. & WASSERBURG, G.J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth Science Letters*, Netherlands, v. 50, 139-155, 1980.

JACKSON, M.G., DASGUPTA, R. Compositions of HIMU, EM1, and EM2 from global trends between radiogenic isotopes and major elements in ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, Netherlands, v. 276, p. 175–186, 2008.

JAQUES, A.L. & GREEN, D.H. Anhydrous melting of peridotite at 0-15 Kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Springer Berlin / Heidelberg, v. 73, p. 287-310, 1980.

KERR, A. C., KEMPTON P.D., THOMPSON, R.N. Crustal assimilation during turbulent magma ascent (ATA): new isotopic evidence from the Mull Tertiary lava succession, NW Scotland. *Contributions to Mineralogy & Petrology*, Springer Berlin / Heidelberg, v. 7, p. 142-154, 1995.

KLEIN, E.M. Geochemistry of the Igneous Oceanic Crust. In: HOLLAND, H.D. and TUREKIAN, K.K. (eds). *Treatise on Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, 2004. v. 3, p. 433-463.

KOGISO, T., HIROSE, K. & TAKAHASHI, E. Melting experiments on homogeneous mixtures of peridotite and basalt: application to the genesis of ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, Netherlands, v. 62 (1 - 4), p. 45 – 61, 1998.

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

LEDERER, C.M., HOLLANDER, J.M. AND PERLMAN, I. *Table of isotopes*. 6th Edn. Ed., Wiley, New York, 1967. 300p.

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

LEROEX, A.P., CLIFF, R.A. & ADAIR, B.J.I. Tristan da Cunha, South Atlantic: geochemistry and petrogenesis of a basanite-phonolite lava series. *Journal of Petrology*, Oxford, v. 31, p. 779-812, 1990.

LOBO, J.T. *Petrogênese das rochas basálticas do Eocretáceo das Bacias de Campos e Pelotas e implicações na geodinâmica de rifteamento do Gondwana Ocidental*. 2007. 172 f. Tese (Doutorado em Petrologia, Tectônica e Recursos Minerais) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 2007.

LUDKA, I. P. *Geoquímica do Magmatismo Básico na Porção Central do Cinturão Móvel Costeiro e Regiões Adjacentes Aplicada ao Estudo da Composição do Manto*. 1997. 240 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1997.

LUDKA, I. P. & WIEDEMANN-LEONARDOS, A.C.M. Further signs of an enriched mantle source under the neoproterozoic Araquai-Ribeira mobile belt. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 30(1), p. 95-98, 2000.

LUDWIG, K.R. *Isoplot 3.00*. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, Berkeley, Nº 4, 2003. 70 p.

LUGMAIR, G.W. & MARTI, K. Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, Netherlands, v. 39, p. 349-357, 1978.

MAALOE, S. & AOKI, K. The Major Element composition of the upper mantle estimated from the composition of lherzolites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Springer Berlin / Heidelberg, v. 63, p. 161 – 173, 1977.

MANTOVANI, M.S.M., MARQUES, L.S., SOUZA, M.A., CIVETTA, L., ATALLA, L. & INNOCENTI, F. 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*, Oxford, v. 26, p. 187-209, 1985.

MACKENZIE, W.S., DONALDSON, C.H. & GUILFORD, C. 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures*. Longman, London, 1982. 148p.

MACHADO, F.B, ROCHA JÚNIOR, E.R.V., NARDY A.J.R., MARQUES, L.S. 2008. A Província Magmática do Paraná em Mato Grosso do Sul (Br): Considerações Geológicas, Petrológicas e Geoquímicas. In: IV SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2008, Foz do Iguaçu. *Anais do IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*. Foz do Iguaçu: Editora Coluna do Saber, 2008. p. 44 – 46.

MARINI. O. J., FUCK, R. A. & TREIN, E. Intrusivas básicas Jurássico-Cretáceas do primeiro planalto do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, v. 23-25, p. 307-324, 1967.

MARQUES L.S. 2001. *Geoquímica dos diques toleíticos da costa sul-sudeste do Brasil: contribuição ao conhecimento da Província Magmática do Paraná*. 2001. 86 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Astronomia e Geofísica, Universidade de São Paulo, 2001.

MARQUES, L.S. & ERNESTO, M. 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, 2004. p. 647.

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

MARQUES, L.S., FIGUEIREDO, A.M.G., SAIKI, M., VASCONCELLOS, M.B.A. 1989. Geoquímica analítica dos elementos terras raras - Aplicação da técnica de análise por ativação neutrônica. In: M.L.L. Formoso, L.V.S. Nardy, L.A. Hartmann (eds.) *Geoquímica dos Elementos Terras Raras no Brasil*. CPRM/DNPM - SBGq, p. 15-20.

MARQUES, L. S., PICCIRILLO, E. M., BELLINI, G., FIGUEIREDO, A. M. G., MIN, A. 2003. Caracterização geoquímica dos diques mesozóicos de natureza toleítica da costa sudeste do Brasil In: IX CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 1., 2003, Belém. *Livro de Resumos Expandidos do IX Congresso Brasileiro de Geoquímica*. Belém: Sociedade Brasileira de Geoquímica, 2003. p. 652 – 654.

MARQUES, L. S.; ERNESTO, M.; PICCIRILLO, E. M.; BELLINI, G.; FIGUEIREDO, A. M. G. & MIN, A. 2005. Identificação de diferentes pulsos magmáticos no Enxame de Diques Toleíticos da Serra do Mar. In: III SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2005, Cabo Frio. *Anais do III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*. Cabo Frio: Sociedade Brasileira de Geologia – SBG (Núcleo Rio de Janeiro), 2005. p. 289-293.

MILANI, E.J., MELO, J.H.G., SOUZA, P.A., FERNANDES, L.A., FRANÇA, A.B. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, v.15, p. 265-287, 2007.

MINCATO R.L., ENZWEILER J., SCHRANK A. 2003. Novas idades ^{40}Ar - ^{39}Ar e implicações na metalogênese dos depósitos de sulfetos magmáticos de Ni-Cu-EGP na Província Ígnea Continental do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 2003, Belém. *Boletim de Resumos Expandidos do Congresso Brasileiro de Geoquímica*. Belém: Sociedade Brasileira de Geoquímica – SBGq, 2003. p. 425-427.

MINIOLI, B. *Determinações potássio-argônio em rochas localizadas próximas ou no litoral norte do estado de São Paulo*. 1969. 100 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1969.

MIZUSAKI A.M.P. *Rochas ígneo-básicas do Neocomiano da Bacia de Campos: caracterização e comportamento como reservatório de hidrocarbonetos*. 104 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1986.

MIZUSAKI, A.M.P. AND THOMAZ FILHO, A. 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, 2004. p. 647.

MIZUSAKI, A.M.P., PETRINI, R., BELLINI, G., COMIN-CHIARAMONTI, P., DIAS, J., DEMIN, A. & PICCIRILLO, E.M. Basalt magmatism along the passive continental margin of SE Brazil (Campos basin). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Springer Berlin / Heidelberg, v. 111, 143-160, 1992.

MOHRIAK, W. U., ROSENDAHL, B.R., TURNER, J. P., VALENTE, S. C. Crustal architecture of South Atlantic volcanic margins. *Volcanic rifted margins*, Geological Society of America, v.362, p. 159-202, 2002.

MONTEIRO, H.L.J. & VALENTE, S.C. 2003. Estudo Petrológico comparativo das suítes de baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar. In: JORNADA DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA DA UFRURALRJ, 2003, Serpédica/RJ. *Anais da Jornada de Iniciação Científica da UFRuralRJ*. Seropédica: UFRuralRJ, 2003. p. 54-55.

MYSEN, B.O. & KUSHIRO, I. Compositional variations of coexisting phases with degree of melting of peridotite in the upper mantle, *American Mineralogist*, USA, v. 62, p. 843-865, 1977.

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

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

OLIVEIRA, L.P.S. *A Missão GRACE e a Estrutura da Litossfera na Região do Cráton São Francisco*. 2009. 189 f. Tese (Doutorado) - Departamento de Geologia. Universidade Federal de Ouro Preto, 2009.

OLIVEIRA, L.P.S., OLIVEIRA, N.V., VALENTE, S.C., ENDO, I., CORVAL, A. 2009. A provincialidade geoquímica e variações de espessura litosférica no Enxame de Diques da Serra do Mar, RJ. In: XII SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 2009, Ouro Preto/MG. *Anais do XII Simpósio Nacional*

de Estudos Tectônicos. Ouro Preto/MG: Sociedade Brasileira de Geologia, 2009. p. 43.

PEATE, D. W. The Paraná-Etendeka province. In: MAHONEY, J.J. & COFFIN, M.F. (Eds.). *Large igneous provinces: continental, oceanic, and planetary flood volcanism*. USA: Geophysical Monograph Series, 1997. p. 438.

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

PEATE, D.W., HAWKESWORTH, C.J. & MANTOVANI, M.S.M. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology*, Springer Berlin / Heidelberg, v. 55, p. 119-139, 1992.

PEATE D.W., HAWKESWORTH C.J., MANTOVANI M.S.M., ROGERS N.W., TURNER S.P. 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*, Oxford, v. 40(3), p. 451-473, 1999.

PEREIRA M.J., FEIJÓ F.J. Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 8(1), p. 219-234, 1994.

PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects*. Instituto de Astronomia e Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 1988. 600p.

PICCIRILLO E.M., COMIN-CHIARAMONTI P., MELFI A.J., STOLFA D., BELLINI G., MARQUES L.S., GIARETTA A., NARDY A.J.R., PINESE J.P.P., RAPOSO M.I.B., ROISENBERG A. Petrochemistry of continental flood basalt-rhyolite suites and intrusives from the Paraná Basin (Brazil). In: Piccirillo, E.M. & Melfi, A.J. (Eds). *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects*. São Paulo: Instituto de Astronomia e Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, 1988. p. 600.

PICCIRILLO, E.M., BELLINI, G., CAVAZZINI, G., COMIN-CHIARAMONTI, P., PETRINI, R., MELFI, A.J., PINESI, J.P.P., ZANTADESCHI, P. & DEMIN, A. 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*, Netherlands, v. 89, p. 19-48, 1990.

PINESE J.P.P. *Caracterização geoquímica e petrológica dos diques do Arco de Ponta Grossa*. 197 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Astronomia e Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 1989.

PORTO JR., R. & VALENTE, S.C. 1989. Ocorrência de traquito orbiculóide na região de Bangu, Rio de Janeiro, RJ. In: 1º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1989, Rio de Janeiro. *Boletim de Resumos do 1º Simpósio de*

Geologia do Sudeste. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1989. p.180-181.

PORTO JR., R., VALENTE, S.C. & DUARTE, B.P. 1991. Textura orbicular em traquitos: uma abordagem petrográfico-geoquímica. In: 1º CONGRESSO INTERNACIONAL DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, 1991, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos do 1º Congresso Internacional de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa*. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1991. p. 130-133.

POTTS, P.J. *A handbook of silicate rock analysis*. Blackie, Glasgow, 1987. 622p.

RAPOSO M.I.B., ERNESTO M., RENNE P.R. Paleomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Early Cretaceous Florianópolis dike swarm (Santa Catarina Island), Southern Brazil. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Netherlands, v. 108, p. 275-290, 1998.

REHKAMPER, M. & HOFMANN, A.W. Recycled ocean crust and sediment in Indian Ocean MORB. *Earth and Planetary Science Letters*, Netherlands, v. 147(1-4), p. 93-106, 1997.

RENNE P.R., ERNESTO M., MILNER S. Geochronology of the Paraná-Etendeka Magmatic Province. *Eos*, 742p, 1997.

RENNE, P.R., DECKART, K., ERNESTO, M., FERAND, G & PICCIRILLO, E.M. Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, Netherlands, v. 144, p. 199-211, 1996a.

RENNE, P.R., GLEN, J.M., MILNER, S.C. & DUNCAN, A.R. Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in Southwestern Africa. *Geology*, Geological Society of America, v. 24, p. 659-662, 1996b.

RENNÉ, P.R., ERNESTO, M., PACCA, I.G., COE, R.S., GLEN, J.M., PREVOT, M. & PERRIN, M. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, USA, v. 258, p. 975-979, 1992.

REGÉLOUS, M. *Geochemistry of dolerites from the Paraná flood basalt province, southern Brazil*. 1993. 200 f. PhD thesis - Open University, 1993.

RICHARDS M.A., DUNCAN R.A., COURTILLOT V.E. Flood basalts and hot spot tracks: plume heads and tails. *Science*, USA, v. 246, p. 103-107, 1989.

ROCK, N.M.S. *Lamprophyres*. Blackie and Son, London, 1991. 284p.

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

SALTERS, V. & STRACKE, A. 2004. Composition of depleted mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(5). doi: 10.1029/2003GC000597.

SAUNDERS, A.D. AND TARNEY, J. Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. In: KOKELAAR, B.P. & HOWELLS, M.F. (Eds.), *Marginal basin geology*. London: Special Publication of Geological Society of London, v. 16, 1984. p. 59-76.

SAUNDERS, A.D., NORRY, M.J. AND TARNEY, J. Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints. *Journal of Petrology*, Oxford, Special Lithosphere Issue, p. 415-445, 1988.

STEIGER, R.H. & JÄGUER, E. Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planetary Science Letters*, Netherlands, v. 36, p. 359-362, 1977.

STEWART, K., TURNER, S., KELLEY, S., HAWKESWORTH, C.J., KIRSTEIN, L. & MANTOVANI, M. 3-D, Ar/Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province. *Earth and Planetary Science Letters*, Netherlands, v. 143, p. 95-109, 1996.

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

TATSUMOTO, M., KNIGHT, R.J., ALLÈGRE, C.J. Time differences in the formation of meteorites as determined by the ratio of lead-207 to lead-206. *Science*, USA, v. 180, p. 1279, 1973.

TAYLOR, H.P. The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, Netherlands, v. 47, p. 243-254, 1980.

TETZNER, W. *Tectônica, petrografia e geoquímica dos diques toleíticos do Cabo de Búzios (RJ)*. 2002. 88 f. Dissertação (Mestrado em Petrologia, Tectônica e Recursos Minerais) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 2002.

TETZNER, W., CAMILLO, E.J.R. & ALMEIDA, J.C.H. 2001. Tectônica Mesozóica e *emplacement* dos diques básicos do Cabo de Búzios, RJ. In: VII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2001, Rio de Janeiro. *Boletim de Resumos do VII Simpósio de Geologia do Sudeste*. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia (Núcleo Rio de Janeiro), 2001. p. 91-92.

THIEDE, D.S. & VASCONCELOS, P.M. 2008. Paraná Flood basalts: rapid extrusion hypothesis supported by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. In: 44º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2008, Curitiba. *Anais do 44º Congresso Brasileiro de Geologia*. Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia (Núcleo Paraná), 2008, p. 563.

THOMAZ FILHO, A.T.; MISUZAKI, A.M.P.; MILANI, E.J. & CESERO, P. Rifting and magmatism associated with the South America and Africa breakup. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 30 (1), p. 17-19, 2000.

THOMPSON, R.N. Magmatism of the British Tertiary volcanic province, *Scottish Geology*, Scotland, v. 18, p. 49-107, 1982.

THOMPSON, R.N., MORRISON, M.A., HENDRY, G.L. & PARRY, S.J. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, London, A310, p. 549-590, 1984.

THOMPSON, R.N., GIBSON, S.A., MITCHELL, J.G., DICKIN, A.P., LEONARDOS, O.H., BROD, J.A. & GREENWOOD, J.C. Migrating Cretaceous-Eocene magmatism in the Serra do Mar alkaline province, SE Brazil: melts from the deflected Trindade mantle plume. *Journal of Petrology*, Oxford, v. 39, p. 1493-1526, 1998.

TOMAZZOLI, E. R. 2007. O Enxame de Diques de Florianópolis, no setor norte da Ilha de Santa Catarina (SC). In: XI SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 2007, Natal/RN. *Anais do XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*. Natal/RN: Sociedade Brasileira de Geologia, 2007. p. 287-288.

TURNER, S., REGELOUS, M., KELLEY, S., HAWKESWORTH, C. & MANTOVANI, M. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, Netherlands, v. 121, p. 333-348, 1994.

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

TURNER, S.P., KIRSTEIN, L.A., HAWKESWORTH, C.J., PEATE, D.W., HALLINAN, S. & MANTOVANI, M.S.M. Petrogenesis of an 800 m lava sequence in eastern Uruguay: insights into magma chamber processes beneath the Paraná flood basalt province. *Journal of Geodynamics*, Netherlands, v. 28, p. 471-487, 1999.

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

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. In: 2º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1991, São Paulo. *Atas do 2º Simpósio de Geologia do Sudeste*. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1991. p. 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. In: 37º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1992a, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos do 37º Congresso Brasileiro de Geologia*. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1992a, v. 2. p. 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. In: 37º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1992b, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos do 37º Congresso Brasileiro de Geologia*. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1992b, v. 2. p. 63-64.

VALENTE, S.C., ELLAM, R.L., MEIGHAN, I.G. & FALLICK, A.E. 1998. Geoquímica isotópica, modelo geodinâmico e petrogênese dos diabásios do Cretáceo Inferior no Enxame de Diques Máficos da Serra do Mar (EDSM) na área do Rio de Janeiro, RJ. In: 40º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1., 1998, Belo Horizonte. *Boletim de Resumos do 40º Congresso Brasileiro de Geologia*. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, 1998. p. 471.

VALENTE, S.C., ELLAM, R.L., MEIGHAN, I.G. & FALLICK, A.E. 1999. The Serra do Mar and Ponta Grossa Dyke Swarms: Dynamic Melting and Geodynamic Models for the Early Cretaceous in Southeast Brazil. In: 7 SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS E 1 SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE TECTÔNICA, 1., 1999, Belo Horizonte. *Boletim de Resumos do 7 Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e 1 Simpósio Internacional de Tectônica*. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, 1999. p. 102-103.

VALENTE, S. C., MEIGHAN, I. G., FALLICK, A. E., ELLAM, R. L. 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. *Revista da Universidade Rural – Série Ciências Exatas e da Terra*, Seropédica-RJ, v. 21, p.1-21, 2002.

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. In: 7 SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS E 1 SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE TECTÔNICA, 2005, Curitiba/PR. *Boletim de Resumos do 7 Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e 1 Simpósio Internacional de Tectônica*. Curitiba/PR: Sociedade Brasileira de Geologia (Núcleo Paraná), 2005. p. 283-285.

VALENTE, S.C., CORVAL, A., DUARTE, B.P., ELLAM, R.B., FALLICK, A.E. AND DUTRA, T. Tectonic boundaries, crustal weakness zones and plume-subcontinental lithospheric mantle interactions in the Serra do Mar Dyke Swarm, SE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 37 (1), p. 194 – 201, 2007.

ZINDLER, A. & HART, S. R. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth Planetary Science*, Palo Alto, v. 14, p. 493-571, 1986.

WASSERBURG, G.J., JACOBSEN, S.B., DEPAOLO, D.J., MCCULLOCH, M.T. & WENT, T. (1981). Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Netherlands, v. 45, p. 2311-2323, 1981.

WILSON, M. *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*. Harper Collins Academic, New York, 1989. 466p.

WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, Netherlands, v. 20, p. 325-343, 1977.

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

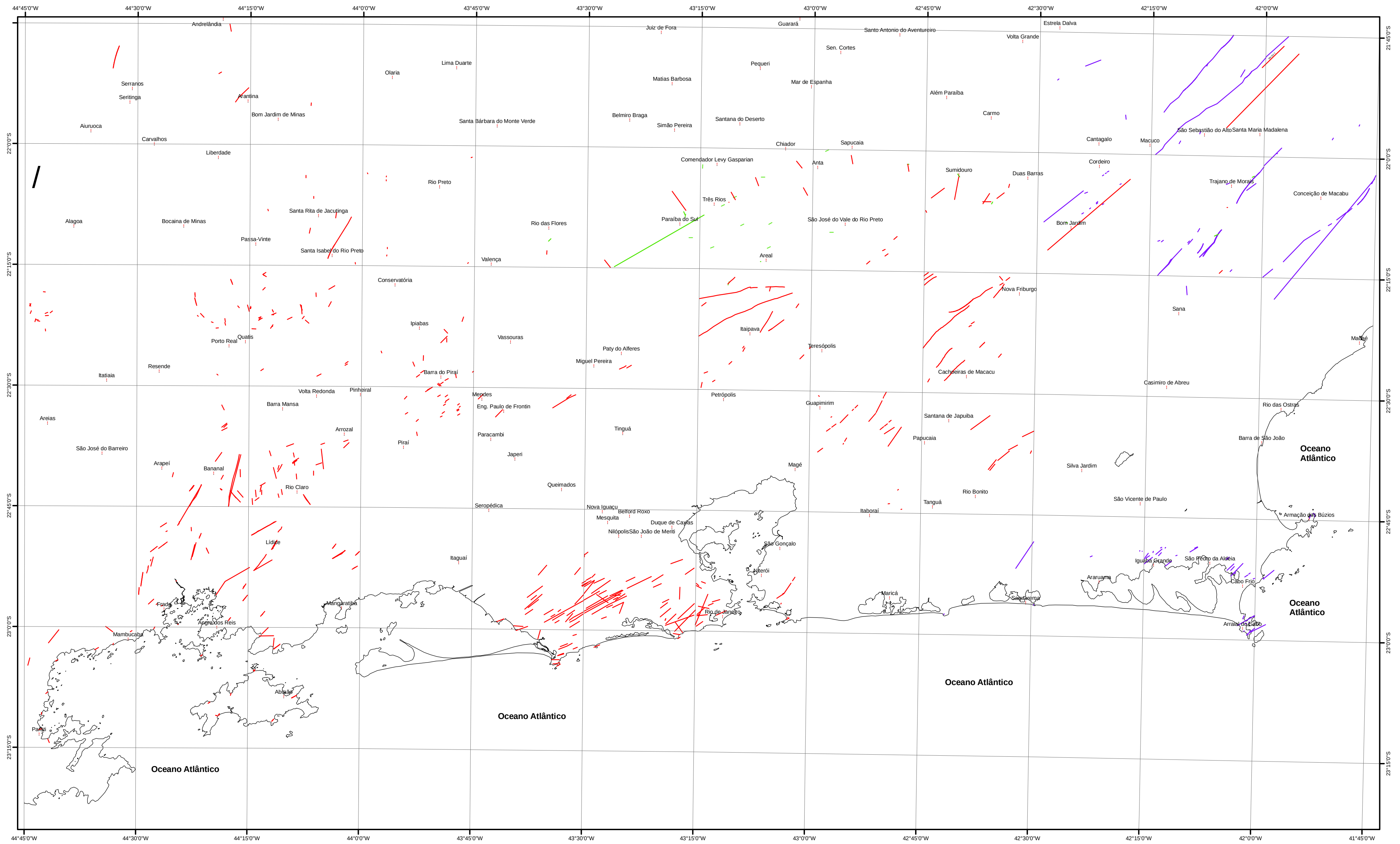
WHITE R.S & MCKENZIE D.J. Mantle plumes and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, USA, v. 100, p. 17543-17585, 1995.

WOOD, B.J. & FRASER, D.G. *Elementary thermodynamics for geologists*. Oxford University Press, Oxford, 1976. 303p.

WORKMAN, R.K. AND HART, S.R. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters*, Netherlands, v. 23, p. 53-72, 2005.

Apêndices

Mapa do Enxame de Diques da Serra do Mar



Legenda

- Diques de alto-TiO₂
- Diques de baixo-TiO₂
- Diques sem análise química

Projeção Universal Transversa de Mercator
Datum: Córrego Alegre

Escala 1:600.000

0 5 10 20 30 km

CARTOGRAFIA DIGITAL

LET - Laboratório de Estudos Tectônicos
Faculdade de Geologia
Universidade do Estado do Rio de Janeiro
Edição: Evânia Alves da Silva (Msc. em Engenharia Cartográfica)

Mapa de Localização

Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Programa de Pós-graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da Faculdade de Geologia

Doutorando: Artur Corval

Orientadora: Beatriz Paschoal Duarte

Co-orientador: Sérgio de Castro Valente

Apêndice B - Dados Litogeoquímicos

Amostra	AN-07-59	AN-07-5Q	AN-SV-1	AN-SV-3	BG-TD-01a	BG-TD-01b	BG-TD-02a	BG-TD-02b	BG-TD-03
SiO ₂	50.67	50.12	50.65	50.06	51.88	52.82	48.68	49.44	54.47
TiO ₂	3.50	3.53	3.56	3.29	1.15	1.14	4.05	3.81	3.37
Al ₂ O ₃	13.11	13.10	13.20	13.03	14.30	13.82	12.50	12.30	12.40
Fe ₂ O ₃	14.40	13.03	13.29	14.43	9.74	9.78	15.01	14.38	11.45
MnO	0.25	0.17	0.18	0.19	0.19	0.18	0.20	0.20	0.20
MgO	4.03	3.95	4.11	3.84	7.14	6.76	4.76	4.69	3.25
CaO	6.89	7.64	7.39	7.37	11.57	10.95	8.15	8.54	7.42
Na ₂ O	2.89	2.96	2.91	2.61	2.35	2.24	2.65	2.51	2.86
K ₂ O	1.92	1.65	2.14	1.73	0.45	0.59	1.53	1.40	2.16
P ₂ O ₅	0.55	0.55	0.77	0.54	0.13	0.14	0.66	0.67	0.53
PF	1.86	1.87	1.77	1.58	0.6	0.46	1.52	1.16	0.67
TOTAL	100.07	98.58	99.97	98.67	99.51	98.88	99.72	99.09	98.77
Ni	104	67	19	50	50	40	30	19	40
Cr	-	-	30	40	40	20	19	19	19
Co	66	81	44	59	41	38	27	27	25
V	390	387	354	370	312	302	422	393	355
Ba	629	648	750	526	170	212	516	492	662
Rb	43	76	57	47	15	18	41	31	58
Sr	646	721	687	519	222	215	665	606	447
Y	47	40	51.9	44.9	25	25	42	38	52
Zr	288	285	372	313	89	96	243	239	340
Nb	25	25	33.3	31	10	9	24	25	33
La	43.71	41.09	57.1	37.4	12.7	15.7	39.3	39.1	50
Ce	93.33	88.82	123	82.1	26.7	31.8	82.8	82.4	106
Pr	11.64	11.34	14.4	9.8	3.46	4.26	11.5	11.7	13.8
Nd	50.41	47.73	57.5	41.4	14.9	16.9	47.7	48	59
Sm	11.00	10.19	12.1	9.39	3.7	4.1	10.8	10.8	13.2
Eu	3.57	3.34	3.88	2.94	1.22	1.34	3.62	3.63	3.96
Gd	10.46	9.50	11.6	9.64	4	4.3	9.8	9.7	12.9
Tb	1.59	1.41	1.69	1.46	0.7	0.8	1.5	1.5	1.9
Dy	8.85	7.98	9.09	8.13	4.3	4.6	7.8	7.8	10
Ho	1.66	1.47	1.64	1.49	0.8	0.9	1.4	1.3	1.7
Er	4.33	3.85	4.34	3.97	2.3	2.5	3.7	3.5	4.6
Tm	0.60	0.52	0.566	0.526	0.35	0.38	0.49	0.48	0.66
Yb	3.65	3.32	3.36	3.12	2.3	2.4	2.9	2.9	4
Lu	0.48	0.43	0.477	0.451	0.32	0.35	0.4	0.39	0.55
Hf	7.59	7.29	9.2	8.3	2.6	2.7	6.4	6.4	9
Ta	2.08	2.10	2.22	2.1	-	-	-	-	-
Th	4.70	4.63	5.57	4.22	2.2	2.4	3.1	3.1	6.1
U	1.18	1.61	1.4	1.07	-	-	-	-	-
Pb	6.50	7.07	8	17	-	-	-	-	-
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i	-	-	-	-	-	-	-	-	-
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _i	-	-	-	-	-	-	-	-	-
eNd _i	-	-	-	-	-	-	-	-	-
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Amostra	BG-TD-04a	BG-TD-04b	BM-1B	CA-B-25	CF-TD-01	CF-TD-02b	CF-TD-03a	CF-TD-03b	CF-TD-03d
SiO ₂	51.19	50.15	51.98	52.91	47.33	47.37	47.50	47.85	49.11
TiO ₂	3.70	3.87	3.49	1.21	1.25	1.23	1.62	1.49	1.54
Al ₂ O ₃	12.94	12.86	13.09	14.24	14.92	13.95	12.95	13.06	12.76
Fe ₂ O ₃	13.45	14.01	11.06	11.27	11.98	13.40	15.04	14.36	13.90
MnO	0.18	0.18	0.15	0.18	0.18	0.21	0.24	0.22	0.21
MgO	4.11	4.34	3.55	6.40	7.23	7.51	5.91	6.41	6.58
CaO	7.25	7.35	6.93	9.79	13.36	12.67	10.39	11.11	8.00
Na ₂ O	3.13	3.22	2.75	2.37	2.05	2.12	2.95	2.55	3.81
K ₂ O	1.98	1.92	2.08	1.12	0.28	0.25	0.35	0.52	1.22
P ₂ O ₅	0.59	0.58	0.49	0.18	0.13	0.15	0.22	0.19	0.20
PF	1.46	1.45	3.01	0.53	0.91	1.10	1.97	1.78	2.62
TOTAL	99.97	99.95	98.58	100.20	99.63	99.99	99.13	99.54	99.93
Ni	80	80	39	44	70	70	30	40	50
Cr	19	19	-	99	110	110	30	60	50
Co	23	25	149	222	46	48	47	47	48
V	395	416	351	290	352	397	487	461	471
Ba	659	651	3210	267	85	96	112	144	319
Rb	50	54	78	41	10	9	7	16	43
Sr	599	596	663	240	186	163	187	207	226
Y	41	40	37	26	23	28	39	35	36
Zr	294	290	285	109	62	66	105	94	101
Nb	30	30	25	10	8	9	14	13	13
La	44.8	41.9	41.29	17.60	8.4	9.3	14.2	12.8	12.9
Ce	95.6	88.7	88.59	37.50	18.1	19.7	29.2	26.4	26.9
Pr	12.3	11.4	10.80	4.35	2.51	2.63	3.84	3.45	3.53
Nd	51	48	45.84	18.40	11.0	11.3	16.3	14.3	14.7
Sm	11	10.4	9.70	4.10	3.2	3.3	4.5	4.0	4.2
Eu	3.57	3.37	3.12	1.34	1.20	1.25	1.63	1.46	1.51
Gd	10.7	9.9	8.88	4.10	4.0	4.4	5.8	5.2	5.4
Tb	1.5	1.5	1.39	0.80	0.7	0.8	1.1	1.0	1.0
Dy	7.8	7.5	7.62	4.60	4.2	4.9	6.6	6.0	6.1
Ho	1.3	1.2	1.37	1.00	0.8	1.0	1.4	1.3	1.3
Er	3.6	3.4	3.68	2.80	2.5	3.1	4.2	3.9	3.8
Tm	0.48	0.47	0.50	0.42	0.36	0.45	0.64	0.57	0.57
Yb	3.1	2.9	3.15	2.40	2.3	2.9	4.1	3.7	3.7
Lu	0.42	0.4	0.41	0.35	0.33	0.43	0.61	0.55	0.56
Hf	8	7.5	7.38	3.30	2.1	2.1	3.3	2.9	3.1
Ta	-	-	2.27	1.90	-	-	-	-	-
Th	5.5	5	5.29	3.70	0.8	0.9	1.5	1.3	1.3
U	-	-	1.31	0.90	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3
Pb	-	-		8.00	-	-	-	-	-
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i	-	-	-	-	-	-	0.707363	-	-
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _i	-	-	-	-	-	-	0.512487	-	-
eNd _i	-	-	-	-	-	-	0.4	-	-
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Amostra	CF-TD-05	CF-TD-06a	CF-TD-07a	CF-TD-07b	CF-TD-08a	CF-TD-08b	CF-TD-09	CF-TD-11a	CF-TD-11b
SiO ₂	47.96	48.32	47.77	49.32	49.35	49.03	50.79	49.44	46.95
TiO ₂	1.40	0.92	1.52	1.65	1.16	1.14	1.22	1.51	1.23
Al ₂ O ₃	13.08	13.84	14.61	14.72	14.93	14.92	15.68	13.95	14.13
Fe ₂ O ₃	15.18	12.24	11.83	10.12	10.74	10.65	10.82	10.63	11.81
MnO	0.21	0.19	0.18	0.20	0.15	0.15	0.17	0.12	0.17
MgO	6.52	7.80	7.56	7.47	6.88	6.78	5.76	5.34	7.24
CaO	10.97	12.59	10.80	12.08	10.86	10.96	10.44	7.23	9.41
Na ₂ O	2.54	2.10	2.53	2.63	2.65	2.56	2.27	3.34	2.44
K ₂ O	0.46	0.21	1.16	0.50	0.73	0.78	1.05	1.28	2.11
P ₂ O ₅	0.18	0.12	0.16	0.13	0.17	0.16	0.16	0.18	0.14
PF	0.77	0.99	1.48	0.97	2.06	2.06	0.91	6.62	4.10
TOTAL	99.29	99.33	99.59	99.78	99.68	99.19	99.29	99.63	99.72
Ni	50	70	100	50	60	60	30	40	100
Cr	50	150	280	230	190	190	80	190	270
Co	45	49	47	46	39	38	39	49	46
V	472	335	396	420	314	312	292	408	373
Ba	166	150	717	337	376	343	422	308	660
Rb	14	8	37	15	20	20	30	58	124
Sr	185	146	343	256	268	287	248	317	323
Y	34	28	25	28	26	24	29	27	29
Zr	85	50	78	86	102	94	104	89	72
Nb	15	9	10	10	8	8	7	11	9
La	13.6	16.4	9.0	9.7	19.7	18.7	16.5	12.6	10.3
Ce	26.9	19.5	20.0	21.3	39.2	37.1	34.7	26.4	21.9
Pr	3.40	3.49	2.85	3.03	4.72	4.58	4.44	3.39	2.86
Nd	13.9	13.4	12.9	13.6	18.0	17.5	17.8	13.7	11.9
Sm	4.0	3.4	3.8	4.0	4.1	4.1	4.3	3.6	3.3
Eu	1.45	1.11	1.39	1.44	1.37	1.37	1.33	1.22	1.22
Gd	5.2	4.3	4.6	4.7	4.5	4.4	4.8	4.3	4.2
Tb	1.0	0.7	0.8	0.8	0.7	0.7	0.8	0.8	0.8
Dy	6.0	4.7	4.5	4.7	4.4	4.3	5.1	4.7	4.7
Ho	1.2	1.0	0.9	0.9	0.9	0.9	1.0	1.0	1.0
Er	3.7	3.0	2.6	2.7	2.5	2.5	3.0	2.8	2.9
Tm	0.57	0.45	0.38	0.39	0.36	0.35	0.44	0.43	0.42
Yb	3.6	2.8	2.3	2.4	2.3	2.2	2.8	2.6	2.7
Lu	0.54	0.43	0.35	0.35	0.33	0.33	0.41	0.37	0.40
Hf	2.6	1.6	2.5	2.6	3	2.9	3.1	2.8	2.2
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	1.5	1.1	0.9	0.9	2.3	2.1	2.8	1.5	1.2
U	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.4	0.3	0.2
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i	-	0.705214	-	-	-	-	-	-	-
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _i	-	0.512114	-	-	-	-	-	-	-
eNd _i	-	-6.9	-	-	-	-	-	-	-
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	16.88	-	-	-	-	-	-	-
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	15.49	-	-	-	-	-	-	-
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	39.20	-	-	-	-	-	-	-

Amostra	CF-TD-13b	CF-TD-14b	CF-TD-15a	CF-TD-16	CM-SV-1A	CM-SV-1B	CM-SV-2	CO-SV-1	CO-SV-3	DB-I-01
SiO ₂	47.81	47.22	47.47	47.58	51.82	52.69	53.47	52.61	49.87	50.67
TiO ₂	1.12	1.03	1.14	1.13	1.56	1.57	1.46	1.41	4.13	3.75
Al ₂ O ₃	14.27	14.53	14.07	13.95	13.29	13.45	13.33	15.28	12.36	13.41
Fe ₂ O ₃	11.74	11.03	11.36	11.73	13.34	13.15	13.30	10.99	15.30	13.43
MnO	0.18	0.17	0.18	0.19	0.21	0.20	0.21	0.16	0.21	0.18
MgO	7.53	8.13	8.01	7.63	4.77	4.79	4.88	3.23	5.03	3.76
CaO	12.83	11.46	10.48	12.51	8.51	8.61	8.61	7.85	8.24	7.11
Na ₂ O	2.07	2.19	2.68	2.19	2.46	2.66	2.62	3.06	2.65	3.19
K ₂ O	0.13	1.21	1.12	0.14	1.18	1.40	1.15	1.63	1.83	2.26
P ₂ O ₅	0.12	0.11	0.12	0.13	0.24	0.24	0.20	0.30	0.69	0.68
PF	2.03	2.79	2.72	1.81	1.64	1.23	0.98	1.44	0.62	1.64
TOTAL	99.85	99.88	99.36	98.99	99.01	99.97	100.2	97.97	100.9	100.08
Ni	80	100	70	80	40	30	40	19	40	61
Cr	240	280	230	220	40	30	19	19	100	-
Co	46	47	47	46	48	54	57	47	45	97
V	347	317	353	348	381	381	396	238	464	392
Ba	95	213	273	89	384	397	281	428	517	871
Rb	6	67	59	4	38	47	43	63	45	56
Sr	166	260	234	161	225	255	207	272	546	711
Y	25	23	26	26	33.9	35.7	33	39.3	44.9	46
Zr	70	64	68	68	170	183	140	180	314	323
Nb	7	7	7	7	18.7	15.5	9.7	17.4	26.9	31
La	9.8	8.9	9.4	9.7	25	26	21.6	27.4	42.5	50.95
Ce	20.7	18.9	20.2	20.5	50.5	53.5	44.6	58.1	94.1	106.12
Pr	2.67	2.48	2.67	2.68	5.67	5.99	5	7.07	11.3	13.37
Nd	11.0	10.4	11.2	11.2	21.3	23.7	20.2	26.5	44	56.82
Sm	3.1	3.0	3.2	3.2	5.06	5.47	4.83	6.05	10.4	11.85
Eu	1.17	1.09	1.18	1.19	1.49	1.64	1.44	1.87	3.41	3.95
Gd	4.0	3.8	4.1	4.1	5.77	6.1	5.75	6.74	10.6	10.39
Tb	0.7	0.7	0.8	0.7	0.97	1.01	0.96	1.13	1.68	1.57
Dy	4.5	4.3	4.6	4.5	5.65	5.96	5.68	6.74	8.59	8.72
Ho	0.9	0.9	0.9	0.9	1.13	1.2	1.11	1.34	1.53	1.62
Er	2.7	2.6	2.8	2.8	3.28	3.46	3.11	3.8	4.09	4.25
Tm	0.40	0.38	0.42	0.41	0.469	0.491	0.445	0.545	0.555	0.56
Yb	2.6	2.4	2.6	2.6	2.87	3.02	2.74	3.38	3.24	3.59
Lu	0.38	0.36	0.39	0.38	0.442	0.46	0.434	0.515	0.462	0.45
Hf	2.2	2.1	2.1	2.2	4.6	4.7	3.8	5.2	8.2	8.15
Ta	-	-	-	-	1.13	1.03	0.73	1.01	1.8	2.62
Th	1.1	1	1.1	1.1	5.08	4.91	4.33	5.22	3.56	5.39
U	0.2	0.2	0.2	0.2	1.19	1.16	1.36	1.26	0.85	1.33
Pb	-	-	-	-	15	8	9	8	4	-
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i	-	0.710450	-	-	-	-	-	-	-	-
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _i	-	0.512335	-	-	-	-	-	-	-	-
eNd _i	-	-2.6	-	-	-	-	-	-	-	-
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	17.38	-	-	-	-	-	-	-	-
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	15.60	-	-	-	-	-	-	-	-
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	40.38	-	-	-	-	-	-	-	-

Mostrata	DB-I-34	DB-I-4	DB-I-58A	DB-I-58C	DB-II-68	DB-SV-2	DB-SV-3	DB-SV-5	DB-SV-6	FC-TD-01a
SiO ₂	48.50	49.05	48.15	49.52	50.07	48.67	48.33	47.72	47.37	46.95
TiO ₂	4.27	4.39	4.63	4.13	4.01	4.24	4.03	4.18	4.30	1.13
Al ₂ O ₃	12.48	13.07	12.91	13.72	13.35	12.15	12.54	12.60	12.23	14.12
Fe ₂ O ₃	15.55	14.70	14.97	13.97	14.12	15.89	13.94	14.94	15.51	12.17
MnO	0.22	0.19	0.19	0.18	0.19	0.22	0.18	0.20	0.20	0.17
MgO	4.64	4.25	4.64	4.16	4.11	4.58	4.52	4.88	5.36	8.06
CaO	8.46	7.71	8.23	7.67	7.44	8.37	8.14	8.72	8.83	13.15
Na ₂ O	2.70	2.82	2.76	3.17	3.17	2.65	2.44	2.82	2.55	1.99
K ₂ O	1.64	2.13	1.97	2.01	2.01	1.65	1.89	1.25	1.29	0.08
P ₂ O ₅	0.78	0.80	0.74	0.74	0.63	0.89	0.78	0.69	0.60	0.13
PF	1.05	0.94	1.27	1.17	1.15	1.13	1.09	1.86	1.88	1.34
TOTAL	100.29	100.04	100.45	100.44	100.25	100.4	97.89	99.85	100.1	99.28
Ni	64	61	82	62	62	19	40	19	50	80
Cr	50	-	-	-	-	50	30	30	50	100
Co	54	69	75	65	63	56	47	47	48	47
V	421	436	469	417	413	445	421	446	497	343
Ba	535	750	685	753	740	533	653	492	434	62
Rb	32	46	38	47	46	35	46	26	33	6
Sr	660	943	942	949	646	616	949	679	656	166
Y	38	37	33	39	41	43.9	34.1	38.9	32.7	23
Zr	264	283	260	281	301	301	277	265	236	59
Nb	25	30	28	28	26	27.5	38.5	24.7	29.4	6
La	39.06	49.48	45.32	43.57	42.14	42.6	46.9	38.5	32.7	7.0
Ce	84.23	106.01	98.99	94.10	90.73	95.4	101	85	72.9	15.2
Pr	11.01	13.39	12.44	11.93	11.38	11.6	12	10.2	8.76	2.09
Nd	48.43	56.64	52.76	50.29	48.25	46.1	43.6	38.4	32.7	9.8
Sm	10.57	11.59	10.89	10.40	10.07	10.8	10.1	9.33	8.19	3.0
Eu	3.64	3.92	3.68	3.61	3.33	3.56	3.29	3.17	2.8	1.12
Gd	9.81	10.06	9.49	10.01	9.84	10.9	9.44	9.52	8.21	3.8
Tb	1.48	1.47	1.37	1.36	1.40	1.67	1.33	1.4	1.25	0.7
Dy	8.08	7.79	7.30	7.53	7.95	8.35	6.76	7.35	6.42	4.1
Ho	1.46	1.36	1.25	1.41	1.56	1.47	1.15	1.3	1.13	0.8
Er	3.80	3.50	3.19	3.33	3.69	3.91	3.05	3.46	2.96	2.4
Tm	0.49	0.45	0.40	0.43	0.51	0.518	0.395	0.452	0.387	0.34
Yb	3.03	2.79	2.63	2.73	3.18	2.98	2.28	2.56	2.35	2.1
Lu	0.40	0.35	0.32	0.37	0.42	0.418	0.317	0.368	0.33	0.32
Hf	7.11	7.54	7.05	7.50	8.14	7.8	7.5	6.9	6.6	1.8
Ta	2.03	2.62	2.57	2.62	2.39	1.88	2.52	1.64	1.88	-
Th	3.65	5.00	4.37	4.81	5.32	3.26	4.64	3.2	2.98	0.7
U	2.37	1.26	1.08	1.90	1.35	0.8	1.16	0.82	0.78	0.2
Pb	5.65	8.45	5.96	6.98	7.35	4	22	4	16	-
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _i	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
eNd _i	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Amostra	FC-WT-04 DQ 2	FC-WT-06	FC-WT-09	FC-WT-14	FC-WT-28	FC-WT-31	FC-WT-36	FC-WT-48
SiO ₂	46.94	47.52	53.06	47.68	47.91	47.72	47.76	47.61
TiO ₂	1.16	1.49	1.63	1.10	1.14	1.14	1.57	1.23
Al ₂ O ₃	15.30	13.52	14.39	14.41	14.58	14.45	13.53	15.04
Fe ₂ O ₃	11.07	14.20	8.80	12.39	13.55	13.47	14.67	12.35
MnO	0.17	0.21	0.16	0.19	0.20	0.20	0.21	0.18
MgO	7.50	6.57	6.28	7.81	6.99	6.88	7.03	7.68
CaO	13.29	11.41	10.50	12.70	12.48	12.39	11.95	13.09
Na ₂ O	1.96	2.50	2.51	2.21	2.26	2.25	2.29	2.04
K ₂ O	0.37	0.54	0.71	0.30	0.27	0.21	0.35	0.31
P ₂ O ₅	0.12	0.19	0.16	0.12	0.15	0.15	0.17	0.14
PF	0.84	2.02	0.54	1.03	0.61	1.18	0.81	0.58
TOTAL	98.72	100.17	98.74	99.94	100.14	100.04	100.34	100.25
Ni	-	-	104	129	-	-	-	-
Cr	139	96	100	268	69	67	80	104
Co	-	-	-	-	-	-	-	-
V	321	428	304	355	373	368	453	344
Ba	88	161	187	94	110	112	96	78
Rb	11	13	15	6	5	5	8	8
Sr	200	206	246	164	192	189	184	204
Y	20	30	35	25	25	25	30	22
Zr	63	100	122	55	66	69	91	70
Nb	6	15	10	8	9	9	9	7
La	7.0	13.8	15.6	8.9	9.9	9.9	9.1	7.5
Ce	15.0	27.8	33.1	18.0	19.9	20.0	19.5	15.9
Pr	2.00	3.42	4.42	2.39	2.43	2.48	2.62	2.13
Nd	9.7	15.5	17.9	9.8	11.0	11.3	12.8	10.3
Sm	2.8	3.9	5.1	3.0	3.0	3.0	3.7	3.0
Eu	1.12	1.51	1.72	1.13	1.18	1.22	1.53	1.21
Gd	3.5	4.6	5.5	3.4	3.8	3.8	4.9	3.7
Tb	0.6	0.9	1.0	0.7	0.7	0.7	0.9	0.7
Dy	3.9	5.2	6.0	4.3	4.5	4.6	5.6	4.2
Ho	0.8	1.2	1.2	0.9	1.0	1.0	1.2	0.9
Er	2.2	3.2	3.4	2.5	2.9	3.0	3.3	2.4
Tm	0.33	0.49	0.47	0.38	0.43	0.44	0.50	0.34
Yb	2.0	2.9	2.6	2.3	2.6	2.7	3.0	2.2
Lu	0.29	0.44	0.41	0.34	0.38	0.40	0.44	0.31
Hf	2	2.8	3.3	1.8	2.1	2.1	2.8	2.2
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	0.7	1.7	1.5	0.9	1.1	1.1	1	0.8
U	0.2	0.4	0.4	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i	-	-	-	0.704301	-	-	-	0.703789
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _i	-	-	-	0.512466	-	-	-	0.512604
eNd _i	-	-	-	0.0	-	-	-	2.7
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	-	-	17.94	18.28	-	-	18.24
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	-	-	15.57	15.72	-	-	15.67
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	-	-	38.83	38.39	-	-	38.19

Amostra	FC-WT-62	FR-2001A	FR-2001B	FR-2001C	GF-6	P-14A	P-14B	P-4	P45	P-46
SiO ₂	47.50	48.31	48.28	47.68	50.82	49.79	49.97	51.04	51.38	50.38
TiO ₂	1.24	4.16	4.03	3.96	4.32	3.68	4.05	3.01	3.61	4.02
Al ₂ O ₃	14.47	12.89	12.82	12.58	12.96	12.66	12.58	12.69	13.56	12.98
Fe ₂ O ₃	12.33	14.80	14.32	13.91	13.21	14.45	14.86	14.65	13.26	13.90
MnO	0.19	0.27	0.18	0.18	0.16	0.22	0.21	0.19	0.17	0.18
MgO	7.77	4.44	4.75	4.74	4.57	4.34	4.47	4.98	4.15	4.29
CaO	13.02	8.46	8.86	8.03	8.13	7.75	7.72	8.58	7.59	7.62
Na ₂ O	1.97	3.28	2.71	3.25	2.62	2.66	2.72	2.59	3.22	2.60
K ₂ O	0.34	0.96	1.73	1.41	1.84	1.93	1.92	1.30	2.11	1.96
P ₂ O ₅	0.14	0.75	0.74	0.70	0.59	0.88	0.82	0.35	0.62	0.65
PF	1.15	1.46	1.80	2.46	0.83	1.57	1.11	0.81	0.31	1.43
TOTAL	100.11	99.78	100.22	98.91	100.05	99.92	100.43	100.20	99.98	100.01
Ni	-	-	-	-	20	-	-	72	-	-
Cr	125	-	-	-	59	26	-	55	-	-
Co	-	123	52	97	148	96	128	143	68	172
V	357	408	402	400	341	325	375	396	370	410
Ba	81	382	534	510	660	653	627	388	710	651
Rb	8	14	30	24	39	40	37	35	46	52
Sr	201	750	747	642	787	659	652	481	690	670
Y	23	35	35	35	38	46	41	40	40	44
Zr	72	268	265	263	305	309	300	205	290	275
Nb	8	28	142	27	30	29	28	19	28	31
La	7.8	38.60	41.50	40.30	46.90	46.90	43.20	28.10	45.80	51.40
Ce	16.5	86.70	90.20	86.70	100.00	104.00	96.80	62.50	94.60	108.00
Pr	2.16	11.10	11.30	10.90	12.50	13.10	12.10	8.00	11.90	13.40
Nd	10.8	48.70	50.00	48.90	51.70	57.40	53.70	35.50	52.50	56.20
Sm	3.2	10.30	10.30	10.10	11.00	12.20	11.40	8.20	10.90	11.40
Eu	1.26	3.52	3.54	3.50	3.78	4.27	3.92	2.88	3.82	4.00
Gd	3.9	9.40	9.70	9.10	9.70	11.10	10.20	8.00	10.30	10.50
Tb	0.7	1.40	1.40	1.40	1.50	1.70	1.60	1.40	1.50	1.60
Dy	4.4	7.50	7.50	7.40	8.20	9.30	8.50	7.70	8.10	8.80
Ho	0.9	1.40	1.40	1.30	1.50	1.70	1.60	1.50	1.50	1.60
Er	2.5	3.50	3.30	3.30	3.70	4.30	3.90	4.00	3.80	4.20
Tm	0.38	0.46	0.45	0.44	0.49	0.60	0.52	0.57	0.51	0.52
Yb	2.2	2.70	2.80	2.70	3.00	3.40	3.30	3.40	3.10	3.40
Lu	0.33	0.39	0.37	0.36	0.40	0.48	0.45	0.48	0.44	0.47
Hf	2.3	7.10	7.20	6.80	8.30	8.20	8.00	5.70	8.10	7.70
Ta	-	2.90	170.00	2.90	3.20	2.80	2.90	2.30	2.50	2.60
Th	0.8	4.20	4.30	4.10	4.20	4.00	3.70	2.60	5.40	4.80
U	0.2	0.90	1.00	0.90	0.90	0.80	0.80	0.60	1.10	1.00
Pb	-	7.00	9.00	-	8.00	-	-	-	10.00	-
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i	-	-	0.706117	-	0.705452	-	-	-	0.706118	-
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _i	-	-	0.512276	-	0.512332	-	-	-	0.512332	-
eNd _i	-	-	-3.7	-	-2.7	-	-	-	-2.6	-
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	-	18.17	-	17.83	-	-	-	18.31	-
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	-	15.55	-	15.52	-	-	-	15.59	-
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	-	38.45	-	38.23	-	-	-	38.61	-

Amostra	P-47	P5	P-5	PF-08A	PF-24B3	PS-SV-3	RJ-16	RJ-17A	RJ-19	RJ-1A
SiO ₂	49.95	51.32	52.13	51.29	50.42	48.16	47.84	47.94	47.93	47.82
TiO ₂	4.40	2.68	2.68	3.34	4.11	4.01	4.16	4.00	3.88	3.99
Al ₂ O ₃	12.47	12.55	12.91	13.96	13.14	12.66	12.57	12.54	12.98	12.56
Fe ₂ O ₃	14.35	15.26	14.28	13.05	13.55	14.72	15.21	14.55	14.75	14.43
MnO	0.18	0.20	0.20	0.19	0.18	0.19	0.18	0.19	0.19	0.20
MgO	4.36	4.40	4.86	3.97	4.33	4.84	4.95	4.99	5.62	4.93
CaO	7.30	7.98	8.43	7.47	7.68	7.77	8.82	9.33	9.55	8.36
Na ₂ O	2.85	2.75	2.68	3.05	2.90	3.12	2.59	2.76	2.30	2.79
K ₂ O	1.98	1.50	1.26	2.01	2.02	1.69	0.99	0.64	1.30	0.99
P ₂ O ₅	0.63	0.40	0.36	0.64	0.69	0.66	0.65	0.58	0.37	0.59
PF	1.66	0.45	0.41	1.23	1.15	1.83	1.26	1.58	0.45	2.55
TOTAL	100.14	99.49	100.20	100.20	100.16	99.65	99.23	99.10	99.33	99.21
Ni	-	-	37	-	33	40	68	63	95	61
Cr	-	31	48	24	26	30	20	4	39	4
Co	86	190	93	70	67	44	-	-	-	-
V	420	334	345	320	394	444	419	435	441	427
Ba	702	465	395	671	671	577	468	339	423	424
Rb	48	32	27	50	51	48	18	18	31	20
Sr	630	465	468	693	664	649	600	586	704	506
Y	41	47	42	37	39	36	38	39	33	40
Zr	298	253	213	280	290	261	258	252	206	255
Nb	32	21	18	26	29	29.5	21	19	18	21
La	47.70	31.80	29.10	41.80	47.90	36.3	-	-	33.20	-
Ce	104.00	68.70	64.30	91.30	106.00	81.4	-	-	58.40	-
Pr	12.70	8.71	8.23	11.20	12.90	9.78	-	-	-	-
Nd	54.70	38.80	36.50	47.60	55.20	40.6	-	-	39.20	-
Sm	11.20	9.20	8.60	10.10	11.20	8.99	-	-	8.90	-
Eu	3.85	3.07	3.01	3.70	3.82	2.94	-	-	2.51	-
Gd	9.90	9.50	8.30	8.80	9.80	8.7	-	-	-	-
Tb	1.50	1.60	1.50	1.40	1.50	1.34	-	-	1.35	-
Dy	8.10	9.10	8.50	7.90	8.30	6.85	-	-	-	-
Ho	1.50	1.80	1.60	1.40	1.50	1.23	-	-	-	-
Er	3.90	4.80	4.30	3.70	3.90	3.24	-	-	-	-
Tm	0.53	0.67	0.62	0.54	0.53	0.436	-	-	-	-
Yb	3.20	4.00	3.70	3.30	3.20	2.48	-	-	2.34	-
Lu	0.43	0.60	0.56	0.45	0.45	0.362	-	-	0.30	-
Hf	8.30	7.00	6.00	7.60	7.90	7	-	-	-	-
Ta	2.60	2.30	1.70	2.20	2.40	1.85	-	-	-	-
Th	4.90	3.70	2.90	4.70	4.80	3.5	2.00	5.00	3.00	4.00
U	1.10	0.80	0.60	1.00	1.10	0.86	-	-	-	-
Pb	8.00	5.00	-	-	5.00	18	4.00	7.00	2.00	7.00
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i	-	-	-	0.706153	-	-	-	-	0.705659	-
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _i	-	-	-	0.512302	-	-	-	-	0.512350	-
eNd _i	-	-	-	-3.2	-	-	-	-	-2.3	-
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	-	-	18.35	-	-	-	-	-	-
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	-	-	15.59	-	-	-	-	-	-
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	-	-	38.61	-	-	-	-	-	-

[illegible]

Amostra	RJ-88	RJ-88A	RJ-8A	RJ-90	RJ-92	RJ-93	RJ-95A	RJ-9A	RJ-9B	RN-SV-1A	RN-SV-1D
SiO ₂	48.81	49.36	49.73	50.61	51.31	49.07	48.09	45.78	45.49	51.37	51.31
TiO ₂	3.97	4.10	4.77	3.89	2.93	4.11	4.39	4.80	4.91	3.34	3.45
Al ₂ O ₃	12.82	13.27	12.72	13.43	12.96	12.99	12.90	12.46	13.03	12.65	12.49
Fe ₂ O ₃	13.85	13.38	13.31	13.80	14.84	14.29	15.51	13.98	13.55	15.06	15.45
MnO	0.18	0.23	0.20	0.18	0.26	0.20	0.20	0.17	0.16	0.17	0.21
MgO	4.47	4.98	4.33	4.54	4.75	4.82	5.23	5.49	4.39	3.41	3.95
CaO	7.28	7.23	7.22	7.04	8.23	7.24	8.24	8.29	8.15	7.20	7.77
Na ₂ O	3.01	3.13	1.88	2.95	2.12	2.95	2.85	2.95	2.59	2.68	2.70
K ₂ O	2.32	1.89	2.74	2.19	1.54	2.13	1.80	1.81	1.77	1.72	1.82
P ₂ O ₅	0.74	0.74	0.53	0.69	0.37	0.70	0.57	0.41	0.48	0.57	0.56
PF	1.77	1.95	2.04	1.47	0.85	1.90	0.78	3.11	4.91	1.99	1.04
TOTAL	99.23	100.26	99.46	100.80	100.16	100.40	100.56	99.24	99.43	100.2	100.8
Ni	57	72	79	57	84	66	80	98	87	30	19
Cr	11	9	63	14	35	16	29	33	24	19	19
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	-	41	61
V	383	417	497	405	421	412	450	474	502	379	404
Ba	661	556	679	615	386	636	507	584	462	1340	570
Rb	52	51	192	61	28	66	54	78	72	43	49
Sr	822	726	637	760	448	648	734	796	817	482	487
Y	42	42	32	42	45	40	36	33	42	46.3	44.3
Zr	249	239	247	279	222	249	206	241	260	305	307
Nb	23	25	26	24	18	26	21	23	25	33.9	27.3
La	-	-	72.60	-	28.07	-	-	64.80	-	47	43.9
Ce	-	-	145.30	-	62.34	-	-	131.20	-	92	94.6
Pr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	11.7	11.1
Nd	-	-	81.20	-	36.24	-	-	73.80	-	46.8	44.9
Sm	-	-	15.20	-	7.87	-	-	14.30	-	10.2	9.65
Eu	-	-	4.81	-	2.59	-	-	4.43	-	3.08	3.01
Gd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10.5	9.69
Tb	-	-	2.03	-	1.33	-	-	1.83	-	1.6	1.51
Dy	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8.9	8.29
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.63	1.53
Er	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4.46	4.15
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.603	0.546
Yb	-	-	2.50	-	3.54	-	-	2.20	-	3.62	3.36
Lu	-	-	0.31	-	0.48	-	-	0.28	-	0.519	0.506
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8.1	7.9
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.14	1.89
Th	4.00	5.00	8.00	5.00	4.00	5.00	3.00	5.00	4.00	5.14	4.72
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.26	1.23
Pb	5.00	10.00	7.00	8.00	4.00	9.00	11.00	7.00	12.00	18	8
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i	-	-	-	0.706505	0.705627	0.706228	-	0.705500	-	-	-
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _i	-	-	-	0.512285	0.512320	0.512317	-	0.512329	-	-	-
eNd _i	-	-	-	-3.6	-2.9	-2.9	-	-2.7	-	-	-
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Amostra	RN-SV-1E	SMM-B-30	SMM-SV-1	SMM-SV-2	SQ-TD-01c	SQ-TD-02	TM-B-26	TM-B-27	TM-B-28
SiO ₂	51.71	52.75	52.99	50.69	54.80	54.05	53.61	51.19	51.80
TiO ₂	3.28	1.16	1.12	3.22	1.10	1.46	1.14	1.38	1.04
Al ₂ O ₃	12.48	14.63	14.45	12.14	14.98	13.42	15.15	13.84	14.78
Fe ₂ O ₃	15.01	11.19	11.21	14.97	7.38	12.90	10.38	12.84	10.79
MnO	0.19	0.17	0.18	0.20	0.18	0.19	0.16	0.20	0.18
MgO	3.90	5.99	5.62	3.79	6.76	4.44	5.42	5.97	6.91
CaO	7.45	10.13	10.50	7.40	10.87	8.53	9.67	10.17	10.76
Na ₂ O	2.64	2.04	2.46	2.60	2.42	2.65	2.52	2.53	2.25
K ₂ O	1.99	0.73	1.04	1.79	0.88	1.36	1.37	0.58	0.86
P ₂ O ₅	0.57	0.19	0.17	0.58	0.11	0.20	0.19	0.22	0.16
PF	1.19	0.82	1.06	1.01	0.40	0.78	0.57	0.98	0.68
TOTAL	100.4	99.80	100.8	98.38	99.88	99.98	100.18	99.90	100.21
Ni	40	-	30	30	-	-	-	30	52
Cr	19	31	30	19	70	-	59	44	146
Co	56	94	47	43	38	36	137	182	147
V	362	307	307	356	282	379	249	337	280
Ba	583	257	289	556	231	296	278	265	210
Rb	57	24	36	52	25	46	43	13	26
Sr	464	221	244	458	228	198	244	274	225
Y	44.9	29	28.1	41.9	24	33	25	28	22
Zr	317	98	123	300	96	133	114	125	92
Nb	34.7	8	8.1	33.8	7	10	10	12	8
La	44.6	17.50	17.2	40.6	14.3	21.3	18.60	20.30	13.40
Ce	96.8	34.70	35.7	86.9	30.0	44.6	38.70	42.40	28.50
Pr	11.2	4.31	4.09	10.3	3.82	5.67	4.60	5.04	3.41
Nd	45.6	17.70	16.4	37.2	14.9	22.3	19.20	21.10	14.70
Sm	9.85	4.20	4.06	9.07	3.7	5.5	4.40	4.80	3.50
Eu	3.01	1.35	1.26	2.8	1.12	1.58	1.42	1.67	1.21
Gd	9.72	4.40	4.66	9.23	4.0	6.0	4.40	4.90	3.60
Tb	1.47	0.80	0.8	1.44	0.7	1.0	0.80	0.90	0.70
Dy	8.21	4.90	4.74	7.64	3.8	5.8	5.00	5.30	4.10
Ho	1.53	1.00	0.95	1.41	0.8	1.2	1.00	1.10	0.90
Er	4.19	3.00	2.74	3.91	2.2	3.3	2.90	3.00	2.50
Tm	0.556	0.41	0.384	0.527	0.32	0.49	0.45	0.47	0.37
Yb	3.44	2.70	2.37	3.16	2.0	3.1	2.70	2.80	2.30
Lu	0.509	0.38	0.371	0.462	0.30	0.45	0.38	0.40	0.32
Hf	8.4	3.00	3.3	7.9	2.5	4	3.50	3.60	2.60
Ta	2.2	1.60	0.59	2.15	-	-	2.10	1.50	2.10
Th	5.32	3.00	3.15	5.04	3	5	3.90	2.70	2.70
U	1.45	0.60	0.79	1.27	0.8	1.3	1.00	0.60	0.60
Pb	18	-	6	36	-	-	7.00	-	-
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i	-	-	-	-	0.709804	-	0.709153	-	0.708412
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _i	-	-	-	-	0.512173	-	0.512140	-	0.512232
eNd _i	-	-	-	-	-5.8	-	-6.4	-	-4.6
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	-	-	-	18.83	-	18.35	-	18.15
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	-	-	-	15.68	-	15.54	-	15.51
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	-	-	-	38.88	-	38.11	-	37.83

Amostra	TM-SV-2	TM-SV-4	TR-04-6C	TR-G1-79	TR-III-50	TR-SV-1A	VL-SV-2
SiO ₂	47.87	49.87	52.31	47.75	47.66	47.72	51.43
TiO ₂	3.99	2.81	3.41	4.21	4.21	4.00	3.67
Al ₂ O ₃	12.84	12.96	13.40	13.59	12.85	12.67	12.21
Fe ₂ O ₃	14.97	13.86	12.96	14.85	14.46	14.28	15.13
MnO	0.19	0.19	0.17	0.18	0.17	0.22	0.20
MgO	5.19	4.89	3.48	4.17	4.48	4.60	3.36
CaO	8.68	8.27	7.33	8.17	8.00	8.81	7.15
Na ₂ O	2.39	2.64	3.03	3.04	3.27	2.75	2.83
K ₂ O	1.53	1.40	2.02	1.36	1.55	1.19	2.16
P ₂ O ₅	0.63	0.38	0.56	0.77	0.61	0.78	0.65
PF	1.36	1.2	1.52	2.21	2.40	2.14	1.26
TOTAL	99.64	98.46	100.18	100.30	99.66	99.16	100
Ni	80	30	41	73	76	30	19
Cr	60	80	-	41	30	19	19
Co	64	46	99	79	62	50	53
V	472	387	374	421	393	427	412
Ba	483	396	1440	980	609	392	655
Rb	39	34	50	26	34	20	61
Sr	649	512	547	671	581	704	470
Y	40.1	37.2	46	37	42	35.4	50
Zr	228	225	316	267	242	273	365
Nb	28.2	18.2	27	26	23	33.7	31.6
La	37.9	29.4	42.14	41.67	37.21	47	51.7
Ce	82.6	64.6	90.84	90.95	79.16	99.3	111
Pr	9.78	7.64	11.26	11.42	10.06	13.2	13
Nd	40.6	32.1	47.81	48.59	44.86	49.7	49.1
Sm	8.92	7.53	10.39	10.13	9.43	10.7	11.1
Eu	2.93	2.48	3.25	3.40	3.22	3.45	3.37
Gd	8.74	7.87	10.20	9.79	9.79	9.82	11.3
Tb	1.31	1.23	1.49	1.35	1.35	1.42	1.78
Dy	7.14	6.89	9.17	7.49	7.41	7.39	9.32
Ho	1.3	1.29	1.74	1.43	1.40	1.29	1.69
Er	3.45	3.47	4.34	3.43	3.48	3.45	4.67
Tm	0.465	0.473	0.61	0.44	0.44	0.453	0.636
Yb	2.78	2.84	3.84	2.79	2.80	2.62	3.74
Lu	0.426	0.421	0.49	0.36	0.39	0.37	0.553
Hf	6.5	5.9	8.58	7.01	6.57	7.1	9.1
Ta	1.89	1.21	2.41	2.28	2.04	2.08	2.22
Th	3.88	2.66	5.43	4.08	4.10	3.89	5.92
U	0.97	0.67	1.43	1.01	1.05	0.95	1.53
Pb	7	4	-	6.07	5.19	4	10
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i	-	-	-	-	-	-	-
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _i	-	-	-	-	-	-	-
eNd _i	-	-	-	-	-	-	-
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	-	-	-	-	-	-
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	-	-	-	-	-	-
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	-	-	-	-	-	-

APÊNDICE C: Dados geocronológicos Ar-Ar - Preparação

O processo de seleção prévia baseou-se na análise dos dados geoquímicos destas amostras e na descrição petrográfica das mesmas. Assim sendo, estas amostras foram selecionadas criteriosamente.

Inicialmente, as amostras foram britadas no britador **modelo 90L**. As mandíbulas do britador foram desmontadas e limpas com detergente e álcool entre etapas sucessivas de britagem. O britador foi sempre jateado com ar comprimido entre as britagens sucessivas. Estes procedimentos visaram reduzir o risco de contaminação cruzada. Cada amostra foi britada entre três e quatro vezes, tendo-se obtido alíquotas de brita finamente granulada.

As alíquotas de brita foram então classificadas por faixas granulométricas por peneiramento. No processo de separação granulométrica em peneiras, foi usada a balança eletrônica **FILIZOLA BP-15**. As peneiras usadas foram de 1,00mm, 0,50mm, 0,250mm e 0,125mm. O tempo de peneiramento de cada amostra na balança foi de aproximadamente 20 minutos. As peneiras eram lavadas com detergente e álcool e jateadas com ar comprimido entre etapas sucessivas de classificação granulométrica. As frações granulométricas de 1,00mm a 0,50mm e de 0,50 a 0,250 de cada amostra eram, então, lavadas com água e álcool etílico. Em seguida, as frações eram colocadas para secar ao ar por dois dias. As frações 0,250mm a 0,125mm foram guardadas em sacos plásticos e etiquetadas com o código da amostra correspondente. No caso de preparação para rocha total, a etapa seguinte era seleção dos fragmentos de rocha total das frações 1,00mm a 0,50mm e de 0,50 a 0,250 (após a secagem) sob lupa binocular.

A separação de grãos de plagioclásio seguia o seguinte procedimento: Após secas, as frações de 1,00mm a 0,50mm e de 0,50mm a 0,250mm eram submetidas ao processo de separação magnética com ímã de mão. Este processo consiste em separar

o excesso de grãos magnéticos de cada amostra antes de submetê-las ao separador eletromagnético. O ímã de mão é envolvido num papel laminado para evitar contaminação durante sua aplicação. Cada amostra era, então, submetida ao processo separadamente para que não houvesse contaminação cruzada. Os grãos magnéticos eram colocados num frasco diferente dos grãos não-magnéticos das frações de cada amostra, tendo sido ambos devidamente identificados. Após este processo, os grãos não-magnéticos das frações (1,00mm a 0,50mm e de 0,50 a 0,250) de cada amostra eram submetidos ao **Separador Eletromagnético FRANTZ - Modelo LB-1**. Esse equipamento separa fases minerais de acordo com diferentes amperagens. As duas frações granulométricas de cada amostra foram submetidas a amperagens de 0,0A, 0,2A, 0,5A, 1,0A e 2,3A (Amperagem máxima). Os grãos magnéticos ainda existentes foram separados e guardados no frasco que continha os grãos que foram separados pelo ímã de mão, anteriormente. Os grãos félsicos (não-magnéticos) foram separados e analisados sob a lupa binocular. Este processo final foi realizado com o intuito de coletar os grãos de plagioclásio dentre os grãos félsicos. Tais grãos eram transparentes, em sua maioria, ou, ainda, leitosos.

Somente grãos de plagioclásio que não exibam nenhum contato com qualquer mineral máfico foram selecionados sob a lupa.

Código da Amostra	Folha	Suíte	MATERIAL	No. de steps	Integrated age (Ma)	Erro (Ma)	Idade Preferida	Erro (Ma)	Platô ou Isócrona?	MSWD	Frações Usadas	%39Ar	40Ar/36Ar	Erro	ΣS/(n-f)
FR 2001B ¹	Três Rios	Alto-TiO ₂	Plagioclásio	20	403.7	±1.2	398.2	±1.9	Isócrona		7-11,13-17	55.3	786	±122	1.16
DB-I-4 ³	Duas Barras	Alto-TiO ₂	MATERIAL INSUFICIENTE												
TR 046C ¹	Três Rios	Alto-TiO ₂	Plagioclásio	10	59.0	±0.3	59.5	±0.3	Platô		2-4,8-10	70.5	295.5		0.37
P5 ¹	Cachoeiras de Macacu	Alto-TiO ₂	Plagioclásio	13	58.4	±0.4	57.8	±0.3	Platô		3 to 10	82.9	295.5		0.70
BG-TD-02a ²	Niterói	Alto-TiO ₂	Rocha Total		128.9	± 1.3	128.9	± 1.3	Platô e isócrona	0.45/5.6		54.5	295	± 12	0.84
FCWT28 ²	Cabo Frio	Baixo-TiO ₂	Plagioclásio	16			138.4	± 6.0	Isócrona	7.5			752	± 270	
CF TD 14B ²	Cabo Frio	Baixo-TiO ₂	Rocha Total						Platô				295.5		
CF TD 06A ²	Cabo Frio	Baixo-TiO ₂	Rocha Total		60.7	± 4.6	60.7	± 4.6	Platô	1.5		75.6	295.5		0.13
SQ TD 01C ²	Saquarema	Baixo-TiO ₂	Rocha Total	13			142.7	± 8.3	Isócrona	173			278	± 25	
FC-WT-3D ³	Cabo Frio	Baixo-TiO ₂	MATERIAL INSUFICIENTE												
TMB28 ²	Trajano de Moraes	Baixo-TiO ₂	Plagioclásio				126.5	± 3.9	Isócrona	50			502	± 68	

- 1 **Dados geocronológicos Ar-Ar da Petrobrás**
2 **Dados geocronológicos Ar-Ar de Stanford**
3 **Dados geocronológicos Ar-Ar de Stanford -MATERIAL FOI INSUFICIENTE**

APÊNDICE D: Preparação de amostras para análises isotópicas (Sr-Nd-Pb)

Digestão das amostras geológicas (Savilex) – Sr-Nd:

- Pesar 50 a 100mg de amostra de rocha e misturar ao traçador e dissolver em cápsula de teflon (savilex).
- Adicionar 250 µl de $\text{HNO}_{3\text{conc}}$ (dest.) e 3 ml de HF_{conc} (dest.).
- Deixar em chapa quente por 1 dia e 1 noite.
- Evaporar no “clean box”.
- Adicionar novamente 250 µl de $\text{HNO}_{3\text{conc}}$ e 3 ml de HF e aquecer por 3 a 4 dias na chapa quente.
- Evaporar no “clean box”.
- Adicionar 1 ml de $\text{HNO}_{3\text{conc}}$ e evaporar no “clean box”.
- Adicionar 4 ml de HCl 6N (dest.) e deixar na chapa quente por 1 dia e 1 noite. Nesta etapa deve-se observar se houve a total dissolução da amostra. A solução deve estar homogênea.
- Evaporar a solução amostra e adicionar 1 ml de HCl 2,5N (repouso). A solução deve estar homogênea como anteriormente.

Extração de Rb, Sr, Sm e Nd em Amostras Geológicas:

PROCEDIMENTO PARA TRABALHO NAS COLUNAS PRIMÁRIAS PEQUENAS (REE)

- Equilibrar a coluna com HCl2,5N (10 ml)
- Adicionar a solução amostra com HCl2,5N (0,5 ml)
- Lavar bulbo da coluna com HCl2,5N (0,25 ml)
- Lavar bulbo da coluna com HCl2,5N (0,25 ml)
- Descartar com HCl2,5N (7 ml)
- Coletar REE com HCl6N (5 ml)

- Lavar a coluna com HCl6N (1/2 bulbo)

PROCEDIMENTO PARA TRABALHO NAS COLUNAS PRIMÁRIAS GRANDES (Rb, Sr e REE)

- Equilibrar a coluna com HCl2,5N (10 ml)
- Adicionar a solução amostra com HCl2,5N (1 ml)
- Lavar bulbo da coluna com HCl2,5N (1 ml)
- Lavar bulbo da coluna com HCl2,5N (1 ml)
- Lavar bulbo da coluna com HCl2,5N (1 ml)
- Descartar com HCl2,5N (6 ml)
- Coletar Rb com HCl2,5N (6 ml)
- Descartar com HCl2,5N (8 ml)
- Coletar Sr com HCl2,5N (6 ml)
- Descartar com HCl2,5N (3 ml)
- Coletar REE com HCl6N (15 ml)
- Lavar a coluna com HCl6N (bulbo cheio)

PROCEDIMENTO PARA TRABALHO NAS COLUNAS SECUNDÁRIAS GRANDES (Nd e Sm)

- Lavar a coluna com H₂O (bulbo cheio)
- Equilibrar a coluna com HCl0,18N (3 ml)
- Adicionar a solução amostra com HCl0,18N (0,2 ml)
- Lavar bulbo da coluna com HCl0,18N (0,2 ml)
- Lavar bulbo da coluna com HCl0,18N (0,2 ml)

- Lavar bulbo da coluna com HCl 0,18N (0,2 ml)
- Descartar com HCl 0,18N (10 ml)
- Coletar Nd com HCl 0,3N (4 ml)
- Descartar com HCl 0,3N (2 ml)
- Coletar Sm com HCl 0,4N (3 ml)
- Lavar a coluna com HCl 6N (bulbo cheio)

Procedimento analítico (Espectrometria de Massa)

A fração coletada na coluna secundária é evaporada. O resíduo é dissolvido com 1 µl de HNO₃ 50% (destilado). No filamento de Re foi depositado 1 µl de amostra e evaporado lentamente, primeiro a 0,5A até a gota ficar plana, depois a 1,2A para secar a gota, e então é levado a 1,7A, sem levar ao rubro. O espectrômetro utilizado foi o Finnigan MAT 262 dotado com 7 coletores tipo “Faraday Cup” e as análises têm sido realizadas em modo estático, utilizando o arranjo de filamento duplo.

Preparação das amostras a serem analisadas para o sistema Pb-Pb:

Passo 1: Descontaminação do Savilex.

Passo 2: Pesar 100 mg de amostra em balança. A balança usada foi a AT 201 (METTLER TOLEDO).

Passo 3: Adicionar 3 ml de HF concentrado + 1 ml de HNO₃ concentrado.

Passo 4: Deixar em aquecimento a 100°C por três dias.

Passo 5: Evaporar a solução.

Passo 6: Adicionar 6 ml de HCl 6N.

Passo 7: Deixar em aquecimento a 100°C por uma noite.

Passo 8: Adicionar aproximadamente 1 ml de HBr 0,7 N.

Passo 9: Utilização da Coluna Biorad modificada 2X.

PROCEDIMENTO PARA TRABALHO NAS COLUNAS BIORAD MODIFICADAS:

. Purificação de Pb por troca iônica em Coluna Biorad Modificada:

- 1) Colocar 35µl de resina na coluna.
- 2) Lavar resina com 2,0 ml de HCl 6 N.
- 3) Lavar resina com 0,3 ml de H₂O.
- 4) Condicionar resina com 0,3ml de HBr 0,6N.
- 5) Adicionar amostra em 2 – 3 ml de HBr 0,6N.
- 6) Limpar béquer de Pb: enxaguar com H₂O tridestilada, adicionar 5 gotas de HCl 6N + 2 gotas de HNO₃ 7N, tampar e colocar na chapa aquecedora por 10 minutos. Enxaguar com H₂O tridestilada e secar.
- 7) Lavar resina com 0,3ml de HBr 0,6N.
- 8) Lavar resina com 0,3ml de HBr 0,6N.
- 9) Lavar resina com 0,3ml de HBr 0,6N.
- 10) Coloque o béquer para a realização da coleta.
- 11) Coletar Pb com 1,0 ml de HCl 6N.
- 12) Evaporar a solução e repassar na coluna. Para liquefazer, deve-se adicionar 1,0 ml de HBr 0,6N.
- 13) Lavar resina com 2,0 ml de HCl 6 N.
- 14) Lavar resina com 0,3 ml de H₂O.
- 15) Condicionar resina com 0,3ml de HBr 0,6N.
- 16) Adicionar amostra em 2 ml de HBr 0,6N.
- 17) Limpar béquer de Pb: enxaguar com H₂O tridestilada, adicionar 5 gotas de HCl 6N + 2 gotas de HNO₃ 7N, tampar e colocar na chapa aquecedora por 10 minutos. Enxaguar com H₂O tridestilada e secar.
- 18) Lavar resina com 0,3ml de HBr 0,6N.
- 19) Lavar resina com 0,3ml de HBr 0,6N.
- 20) Lavar resina com 0,3ml de HBr 0,6N.
- 21) Coloque o béquer para a realização da coleta.

22) Coletar Pb com 1,0 ml de HCl 6N.

23) Adicionar 5µl de H₃PO₄ 0,25N e evaporar à secura na chapa aquecedora.

Após a fração de Pb ser coletada, inicia-se o procedimento analítico (Espectrometria de Massa) à semelhança do ocorrido no sistema Sr-Nd.

Procedimento analítico (Espectrometria de Massa)

O procedimento analítico associado ao sistema Pb-Pb foi realizado no Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos (LAGIR). Inicialmente, os filamentos do Espectômetro de Massa foram aquecidos até 1A°. É necessário o uso de duas barras com parafilme com o intuito de evitar o espalhamento das amostras em toda a extensão do filamento. Posteriormente, adiciona-se 1 micro litro de sílica gel somada ao ácido fosfórico (1 M) nos filamentos e aquecer até 1A°. Em seguida, é necessário adicionar 1 micro litro de sílica gel em um savilex contendo a amostra a ser analisada.

Um micro litro da mistura no savillex é depositada no filamento, sendo aquecida lentamente até 2 A°. Este procedimento deve ser repetido para cada amostra. Após elevar o aquecimento até 2,2-2,5A°, a cor do material depositado no filamento começa a atingir o rubro. Portanto, deve-se cessar o processo de aquecimento rapidamente.

O espectrômetro utilizado foi o Finnigan MAT 262 dotado com 7 coletores tipo “Faraday Cup” e as análises têm sido realizadas em modo estático, utilizando o arranjo de filamento duplo.

Os dados isotópicos do sistema Sr-Nd-Pb são apresentados a seguir (**Tabelas IV-I, IV-II e IV-III**).

Tabela D-I – Resultados de análises isotópicas (Sr-Nd-Pb) de rochas basálticas das duas suítes de baixo-TiO₂ e alto- TiO₂ reconhecidas no Enxame de Diques da Serra do Mar. AT corresponde a suíte de alto-TiO₂ e BT corresponde a suíte baixo-TiO₂:

Amostra	Suíte	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷Sm/ ¹⁴⁴Nd	¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ± 2SE	ε(o) ⁽⁴⁾	T_{DM} ⁽⁴⁾ (Ga)	⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ± 2SE	²⁰⁸Pb/ ²⁰⁴Pb	1σ	²⁰⁷Pb/ ²⁰⁴Pb	1σ	²⁰⁶Pb/ ²⁰⁴Pb	1σ
TMB26 ⁽¹⁾	BT	4,659	20,044	0,1405	0,512261±5	-7,35	1,61	0,71011±1	38,11	2	15,54	8	18,35	1
TMB28 ⁽¹⁾	BT	3,610	15,031	0,1452	0,512357±6	-5,49	1,51	0,70904±1	37,83	2	15,51	9	18,147	9
FCWT14 ⁽²⁾	BT	2,933	10,732	0,1652	0,512609±6	-0,56	1,34	0,70450±2	38,82	0,009668	15,57	0,003672	17,94	0,004337
FCWT28 ⁽²⁾	BT	3,089	11,750	0,1589	0,512628±6	-0,20	1,15	0,70379±1	38,26	0,011037	15,68	0,003301	18,26	0,002872
FCWT48 ⁽²⁾	BT	3,264	11,382	0,1734	0,512754±6	+2,27	1,08	0,70393±1	38,19	0,005253	15,67	0,001763	18,24	0,001758
GF 6 ⁽³⁾	AT	11,5	54,57	0,1273	0,512442±6	-3,82	1,06	0,70572±3	38,23	0,006364	15,52	0,002352	17,83	0,003104
FR 2001B ⁽³⁾	AT	10,7	52,34	0,1238	0,512383±8	-4,98	1,11	0,70633±1	38,44	0,003086	15,55	0,001256	18,17	0,001469
PF 08A ⁽³⁾	AT	12,165	57,724	0,1274	0,512412±6	-4,41	1,11	0,70654±3	38,61	0,007229	15,59	0,003238	18,35	0,003457
P 45 ⁽³⁾	AT	11,57	56,747	0,1233	0,512439±6	-3,89	1,02	0,70648±1	38,61	0,006913	15,59	0,002601	18,31	0,003234
RJ-1H ⁽⁶⁾	AT	12	55	-	0,512386	-	-	0,707311	-	-	-	-	-	-
RJ-6 ⁽⁶⁾	AT	9	51	-	0,512422	-	-	0,706129	-	-	-	-	-	-
RJ-9A ⁽⁶⁾	AT	10	45	-	0,512445	-	-	0,705833	-	-	-	-	-	-
RJ-19 ⁽⁶⁾	AT	10	45	-	0,512459	-	-	0,705779	-	-	-	-	-	-
RJ-30 ⁽⁶⁾	AT	3	14	-	0,512442	-	-	0,705884	-	-	-	-	-	-
RJ-87 ⁽⁶⁾	AT	9	37	-	0,512421	-	-	0,706662	-	-	-	-	-	-
RJ-90 ⁽⁶⁾	AT	11	53	-	0,512394	-	-	0,706813	-	-	-	-	-	-
RJ-92 ⁽⁶⁾	AT	7	34	-	0,512435	-	-	0,705844	-	-	-	-	-	-
RJ-93 ⁽⁶⁾	AT	9	39	-	0,512433	-	-	0,706488	-	-	-	-	-	-
CF TD 14b ⁽³⁾	BT	2,88	10,61	0,1639	0,512477±7	-3,14	1,71	0,71185±3	40,38	0,003339	15,60	0,001437	17,38	0,001218
CF TD 06a ⁽³⁾	BT	3,28	13,92	0,1422	0,512237±9	-7,83	1,70	0,70551±1	39,20	0,016249	15,49	0,006969	16,88	0,007309

CF TD 03a ⁽³⁾	BT	4,399	16,687	0,1594	0,512625±7	-0,26	1,16	0,70757±1	(5)	(5)	(5)	(5)	(5)	(5)
SQ TD 01C ⁽³⁾	BT	3,852	16,662	0,1398	0,512294±7	-6,71	1,53	0,71040±4	38,88	0,003439	15,68	0,001498	18,83	0,001379

1 - Amostras preparadas pelos técnicos da UnB e lidas no espectrômetro da UnB em setembro de 2001. NBS 987: 0,71024 ±1. NIST 981 (fracionamento-%/u.m.a).

2 - Amostras preparadas pelos técnicos da UnB e lidas no espectrômetro da UnB (para Sr e Nd, mas não para Pb) em setembro de 2001. NBS 987: 0,71024 ±1. NIST 981 (fracionamento-%/u.m.a). Estas amostras foram preparadas para Pb por Artur Corval, em fevereiro de 2008 na USP e lidas no espectrômetro da UERJ entre março e abril de 2008.

3 – Amostras preparadas por Artur Corval da UnB (para Sr e Nd, mas não para Pb) em janeiro de 2006. Estas amostras foram preparadas para Pb por Artur Corval, em fevereiro de 2008 na USP e lidas no espectrômetro da UERJ entre março e abril de 2008.

4 – Valores calculados na UnB.

5 – A amostra gerou um sinal muito baixo (<2mv) a cerca de 1250°C. Vale ressaltar que esta amostra foi repetida duas vezes.

6 – Dados isotópicos (Sr-Nd) gerados por **Valente (1997)**.

Tabela D-II – Razões isotópicas iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e ξNd (corrigidas para 132 Ma) dos diabásios pertencentes às suítes de baixo- TiO_2 (A e B) da porção centro-oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar.

Suíte	Amostras	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	ξNd_i
A	CF-TD-03a	0,707363	0,512487	0,4
	CF-TD-14b	0,710450	0,512335	-2,6
	FC-WT-14	0,704301	0,512466	0,0
	FC-WT-28	0,703577	0,512491	0,4
	FC-WT-48	0,703789	0,512604	2,7
B	CF-TD-06a	0,705214	0,512114	-6,9
	SQ-TD-01c	0,709804	0,512173	-5,8
	TM-B-26	0,709153	0,512140	-6,4
	TM-B-28	0,708412	0,512232	-4,6

Tabela D-III – Razões isotópicas iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e eNd (corrigidas para 132 Ma) dos diabásios pertencentes às suítes A, B e D da porção centro-oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar. Não há dados isotópicos gerados para os diabásios da suíte C. Os dados isotópicos indicados com (*) foram compilados de Valente (1997).

Suíte	Amostras	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	eNd _i
A	RJ-92*	0,705627	0,512320	-2,9
B	GF-6	0,705452	0,512332	-2,7
	RJ-19*	0,705659	0,512350	-2,3
	RJ-30*	0,705729	0,512332	-2,7
	RJ-6*	0,706013	0,512327	-2,8
	FR-2001B	0,706117	0,512276	-3,7
	P-45	0,706118	0,512332	-2,6
	PF-08A	0,706153	0,512302	-3,2
	RJ-93*	0,706228	0,512317	-2,9
	RJ-87*	0,706411	0,512293	-3,4
	RJ-90*	0,706505	0,512285	-3,6
	RJ-1H*	0,706883	0,512272	-3,8
C	Não há dados isotópicos			
D	RJ-9A*	0,705500	0,512329	-2,7

Apêndice E: Métodos analíticos

As amostras foram analisadas pelo laboratório ACTLABS no Canadá 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.

O método analítico ICP-AES (em inglês, *Inductively Coupled Plasma – Atomic Emission Spectrometry*) é capaz de medir elementos maiores e traços, incluindo a maior parte dos elementos terras raras (ETR) (muito embora neste último caso os limites de detecção sejam mais elevados que aqueles da ativação neutrônica). A preparação das amostras requer a produção de soluções e demanda mais tempo que a preparação de amostras para a fluorescência de raio-X. Uma vez separadas as soluções, as análises podem ser feitas em questão de minutos e simultaneamente, o que reduz bastante os custos e o tempo das análises. O método é basicamente de “chama”. A solução é passada como um aerosol através de um nebulizador dentro de um plasma de Argônio. O ICP é uma onda aquecida de átomos de Ar que excita os vários elementos que compõem a amostra. A excitação produz linhas espectrais que são detectadas por vários fotomultiplicadores e convertidas em concentrações pela comparação com padrões internacionais.

No método ICP-MS (em inglês, *Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*) os íons são extraídos do plasma através de um pequeno orifício em condições de vácuo e colimados em direção a um espectrômetro de massa. O método produz análises com limites de detecção baixíssimos, comparáveis ao método de ativação neutrônica. É utilizado especialmente na análise de elementos traços e especialmente ETR.

Qualquer método analítico envolve precisão e acurácia. Precisão é a capacidade de repetir resultados; já a acurácia é o mais próximo que se consegue chegar do valor

correto. A acurácia foi obtida utilizando-se os dados de dez padrões internacionais de rochas, sendo eles: dois sienitos, um gabro, dois diabásios, um basalto, um granito, um tufo vulcânico, um ferro industrial e um alcali-feldspato. A acurácia indicou variações insatisfatórias para vários elementos maiores e traços. A variação mais próxima de um bom valor de acurácia para os elementos maiores foi obtida para a SiO_2 ; já para os elementos traços foi obtida para o Y.

A precisão analítica para elementos maiores dos basaltos de baixo- TiO_2 do EDSM varia de 0,25% a 2,26%, enquanto que para os basaltos de alto- TiO_2 a precisão varia de 0,40 a 3,20%. A precisão analítica para elementos traços dos basaltos de baixo- TiO_2 do EDSM varia de 0,50 a 4,57% e, para os diabásios de alto- TiO_2 do enxame varia de 0,69 a 8,83%. Apenas o Ni apresentou valores acima de 10% (Ni=12,76%). No caso dos elementos terras raras dos basaltos de baixo- TiO_2 do EDSM, a precisão analítica varia entre 0,77 e 2,48%, enquanto que para os basaltos de alto- TiO_2 a precisão analítica varia de 0,8 a 2,5%.

A acurácia analítica para elementos maiores dos basaltos de baixo- TiO_2 do EDSM varia de 0,74 a 8,28%, a exceção de TiO_2 , K_2O e P_2O_5 (55,76%; 28,60% e 15,12%; respectivamente). Para os basaltos da suíte de alto- TiO_2 do EDSM, a acurácia varia entre 0,46 e 8,29%. Contudo, a acurácia para TiO_2 , K_2O e P_2O_5 é de 40,43%; 20,94% e 16,00%; respectivamente. A acurácia analítica para elementos traços dos basaltos de baixo- TiO_2 do EDSM é variável entre 3,55 e 8,77%, à exceção de Nb (39,30%), Hf (39,27%) e Ta (14,66). Em relação aos elementos traços dos diabásios da suíte de baixo- TiO_2 , a acurácia varia de 4,65 a 8,49%, à exceção de Pr e Nd com 19,46% e 86,54%, respectivamente. A acurácia analítica para elementos traços dos basaltos de alto- TiO_2 do EDSM é variável entre 3,7 e 8,8%, à exceção de Nb (39,30%), Hf (39,30%) e Ta (14,70). Para os elementos traços dos diabásios da suíte de alto- TiO_2 , a acurácia varia de 4,7 a 8,5%, à exceção de Pr (19,5) e Nd (86,5).

Em relação aos dados isotópicos gerados para os basaltos toleíticos aflorantes no Enxame de Diques da Serra do Mar, cabe informar que as medidas do *branco* foram de cerca de 6 ng para Sr 4 ng para Nd. As medidas foram feitas num espectrômetro

de massa VG354 de ionização termal e coletor duplo, sob o modo *peak jumping* após normalização de $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ e $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ para efeito de fracionamento de massa. O erro foi expresso como duas vezes o desvio-padrão da média (2σ) a $\pm 1 \times 10^{-5}$. Precisão (reproducibilidade) foi medida com o padrão NBS-987 para Sr, resultando num valor médio de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71024 \pm 1$ (n = 30) e com o padrão La Jolla para Nd, resultando num valor médio de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511826 \pm 1$ (n = 20).

Apêndice F: 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® aplica a primeira delas. 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:

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

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**).

Tabela F-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%.

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							