



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Joana Tiago Reis Magalhães

**Petrogênese das rochas máficas alcalinas do litoral entre São Sebastião
(SP) e Parati (RJ)**

Rio de Janeiro

2012

Joana Tiago Reis Magalhães

**Petrogênese das rochas máficas alcalinas do litoral entre São Sebastião (SP) e Parati
(RJ)**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para a obtenção do título de mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ). Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Orientador: Prof. Dr. Sérgio de Castro Valente

Rio de Janeiro

2012

Joana Tiago Reis Magalhães

Petrogênese das rochas máficas alcalinas do litoral entre São Sebastião (SP) e Parati (RJ)

Dissertação apresentada, como requisito parcial para a obtenção do título de mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ). Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Aprovada em 30 de novembro de 2012.

Banca examinadora:

Prof. Dr. Sérgio de Castro Valente (Orientador)

Departamento de Geociências da UFRRJ

Prof^ª. Dra. Beatriz Paschoal Duarte

Faculdade de Geologia da UERJ

Prof. Dr. Rogério Guitarrari Azzone

Instituto de Geociências da USP

Rio de Janeiro

2012

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador, Sérgio de Castro Valente, pela jornada de ensinamentos, pelo incentivo e pelo suporte necessário para a realização do projeto.

À Universidade do Estado do Rio de Janeiro, pela oportunidade de desenvolver esta dissertação, no âmbito do programa de pós-graduação da Faculdade de Geologia.

Ao CNPq, pelo auxílio financeiro na elaboração desta pesquisa através da bolsa de mestrado.

Ao professor Ross Stevenson, GEOTOP - Université du Québec à Montréal (UQÀM), Canadá, pela confiança, acolhida e ajuda com as análises isotópicas, e aos colegas e funcionários do GEOTOP, em especial Grant Cox, Bassam Ghaleb e André Poirier. Agradeço também ao professor Galen Halverson, da McGill University. *Merci beaucoup!*

À professora Beatriz Duarte, pela amizade e ajuda na revisão do trabalho.

Aos professores Mauro Geraldês, Sérgio Bergamashi e Artur Corval (UFRuralRJ), pelo apoio.

Ao geólogo e colega de turma Leonardo Corrêa Gomes e ao professor Júlio Almeida, pelas amostras de lamprófiros emprestadas.

Aos colegas e profissionais da UERJ: Gabi, Luís, Núbia, Miguel, Fábio, Diogo, Rafael, Nelson, Sandro e Silvana, pelo auxílio, atenção e força transmitida. Agradeço também a todos os colegas da pós-graduação e outros professores com os quais tive a oportunidade de aprender.

À amiga Ana Paula Alves, pela orientação, atendimento aos meus pedidos de socorro e, sobretudo, pela amizade e também à Natália Famelli, pelo apoio.

Ao amigo Fabrício de Andrade Caxito (Boni), pela paciência e por toda imensa ajuda e esclarecimentos durante a aquisição dos dados isotópicos.

Aos colegas Vítor Schwenck e Davi Rocha, pela ajuda com a britagem das amostras.

Ao professor Excelso Ruberti (USP), pelo livro *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*.

Agradeço às minhas amigas: Cíntia Cardoso, pela convivência e amizade, Tatiana Dias, pelo suporte e intervenção junto à UQÀM, Adriana Freitas e Cristiany Pereira, pelo apoio, Flávia Alencar, pela ajuda com o mapa, e Mônica Mendes, pelo incentivo.

À família Rocha Gouveia, Gabriela, Juliana, Vânia e Pedro, que sempre estiveram solícitos em todos os momentos. Obrigada pelo acolhimento, carinho e apoio incondicional.

De uma maneira muito especial, agradeço à minha família, que sempre me deu suporte e esteve ao meu lado. Esta dissertação é dedicada a vocês.

Agradeço principalmente a Deus, que me permitiu, com todas as dificuldades, chegar até aqui.

Abaixo de toda a crosta terrestre ondulada, de todo o solo deslizante e suave,
Distante, mais profunda que o oceano, mais além da rocha que contra a rocha lamuria-se na
desdita,
Lá, na mais profunda escuridão e na visceral luxúria do globo grave,
Pode você ouvir o açoite murmurante do magma quando se eleva e se agita?

Robert Penn Warren

RESUMO

MAGALHÃES, Joana Tiago Reis. *Petrogênese das rochas máficas alcalinas do litoral entre São Sebastião (SP) e Parati (RJ)*. 2012. 236 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012.

Lamprófiros e diabásios alcalinos afloram no litoral dos estados de São Paulo e Rio de Janeiro e integram o Enxame de Diques da Serra do Mar (EDSM). Essas rochas ocorrem sob a forma de diques e intrudem o Orógeno Ribeira, de idade Neoproterozóica/Cambro-Ordoviciano, inserindo-se no contexto geodinâmico de abertura do Oceano Atlântico Sul durante o Cretáceo Superior. Essas intrusões são subverticais e orientam-se preferencialmente a NE-SW, seguindo a estruturação das rochas encaixantes. Os lamprófiros são classificados como monchiquitos e camptonitos e exibem, respectivamente, textura hipocristalina e holocristalina. Apresentam também textura panidiomórfica, fenocristais de clinopiroxênio e olivina, imersos em matriz formada essencialmente por esses mesmos minerais, além de biotita, kaersutita e minerais opacos. O camptonito apresenta ainda plagioclásio na matriz. Os diabásios alcalinos são hipocristalinos a holocristalinos, equigranulares a inequigranulares, com fenocristais de olivina e/ou clinopiroxênio e/ou plagioclásio, em uma matriz composta essencialmente por esses minerais. As rochas estudadas caracterizam séries alcalinas miaskíticas, com os lamprófiros sendo tanto sódicos, potássicos e ultrapotássicos e os diabásios alcalinos como predominantemente sódicos. Modelagens petrogenéticas envolvendo possíveis processos evolutivos mostram que é improvável que os lamprófiros sejam cogenéticos por processos evolutivos envolvendo tanto cristalização fracionada, com ou sem assimilação concomitante, quanto hibridização. O mesmo ocorre para os diabásios alcalinos. A discriminação de fontes mantélicas foi feita com base nos teores de elementos traços de amostras representativas de líquidos parentais e indica que esse magmatismo alcalino está relacionado a fontes lherzolíticas com fusão parcial na zona de estabilidade do espinélio, isto é, a poucas profundidades. Os dados litogeoquímicos e isotópicos do sistema Sr-Nd das rochas estudadas sugerem tanto o envolvimento de fontes férteis, associadas ao manto sublitosférico, quanto de fontes enriquecidas, relacionadas ao manto litosférico subcontinental. Modelagens de mistura binária revelam que a petrogênese dos lamprófiros e diabásios alcalinos envolveu uma grande participação de um componente fértil misturado com contribuições menores de um componente enriquecido. Idades T_{DM} (760-557 Ma) obtidas sugerem remobilização do manto litosférico no Neoproterozóico, talvez relacionadas à subducção da Placa São Francisco preteritamente à colisão do Orógeno Ribeira. Altas razões CaO/Al_2O_3 para os líquidos lamprófiros menos evoluídos, altos teores de Zr, correlações negativas Zr/Hf e Ti/Eu e associação com carbonatitos indicam condições metassomáticas de alto CO_2/H_2O . Em escala local, modelos geodinâmicos baseados na astenosfera não isotérmica parecem mais aplicáveis. No entanto, modelos geodinâmicos baseados na astenosfera isotérmica (com o envolvimento de plumas) parecem mais indicados num contexto regional, considerando-se outras províncias alcalinas contemporâneas e correlatas.

Palavras-chave: Lamprófiros alcalinos. Diabásios alcalinos. Província Serra do Mar. Petrogênese. Cretáceo Superior.

ABSTRACT

Alkaline lamprophyres and alkaline diabases of the Serra do Mar Dyke Swarm (SMDS) outcrop along the Southeastern Brazil. These dykes intrude rocks of the so-called Rio Negro Magmatic Arc within the Late Proterozoic-Ordovician Ribeira Orogen and are associated with the opening of South Atlantic Ocean during the Late Cretaceous. Typically, the intrusions are subvertical bearing a NE-SW preferential trend which follows the main lineaments in the area. The lamprophyres are classified as monchiquites and camptonites and show holocrystalline and hypocrySTALLINE textures, respectively. They also have panidiomorphic texture and olivine and clinopyroxene phenocrysts within a matrix composed essentially by these same minerals, kaersutite and biotite. Camptonites still have plagioclase in the matrix. The alkaline diabases are holo- to hypocrySTALLINE, equi- to inequigranular rocks with olivine and/or clinopyroxene and/or plagioclase phenocrysts in a matrix composed essentially by these minerals. These alkaline rocks have miaskitic compositions. Lamprophyres are sodic, potassic and ultrapotassic and alkaline diabases are predominantly sodic. Petrogenetic modeling indicates that lamprophyres are unlikely to be cogenetic by evolutionary processes involving either fractional crystallization, with or without concomitant assimilation, or hybridization. The same applies to the alkaline diabases. Modal-batch partial melting models using samples representing parental liquids indicate that these alkaline mafic rocks are related to lherzolitic sources and that partial melting occurred in the spinel stability field, pointing to a thin continental lithosphere in the region. Lithochemical and Sr-Nd isotopic data show that the petrogenesis of these alkaline rocks can be assigned to mixing of mantle sources. Binary mixing models and assimilation tests reveal that the petrogenesis of the lamprophyres and alkaline diabases involve a large amount of participation of a fertile component with small contribution of an enriched component. T_{DM} model ages for the studied rocks suggest remobilization ages of the lithospheric mantle during the Neoproterozoic, possibly related to the subduction of the San Francisco plate prior to the collision of the Ribeira Orogen. The high CaO/Al₂O₃ ratios of less evolved lamprophyric melts, high Zr contents, Zr/Hf and Ti/Eu negative correlations and association with carbonatites point to high CO₂/H₂O conditions during metassomatism of the subcontinental lithospheric mantle. Geodynamic models based on the non-isothermal asthenospheric mantle seem to apply to the studied mafic alkaline magmatism on a local scale although the isothermal asthenospheric mantle model appears to conceal the petrogenesis of other coeval alkaline provinces in central and southeastern Brazil.

Keywords: Alkaline lamprophyres. Alkaline diabases. Serra do Mar Province. Petrogenesis. Late Cretaceous.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1	– Localização da área de estudo no âmbito das folhas topográficas do IBGE (1:50.000).....	29
Figura 2	– Principais vias de acesso à área de estudo. O acesso mais curto entre a cidade do Rio de Janeiro (A) e São Sebastião (B) se faz pela BR-101 (Rodovia Rio-Santos). Fonte: GOOGLE MAPS.....	30
Figura 3	– Mapa tectônico do Segmento central do Sistema Orogênico Mantiqueira. Legenda.1- Riftes Cenozóicos; 2- Rochas alcalinas do Cretáceo e Terciário; Orógeno Brasília (3-4): 3- <i>Nappes</i> Inferiores; 4- <i>Nappes</i> Superiores; 5- Embasamento do Cráton do São Francisco e Domínio autóctone; 6- Supergrupo São Francisco; 7- Metassedimentos do Domínio Autóctone; Orógeno Ribeira (8-13): 8- Domínio Andrelândia e 9- Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 10- <i>Klippe</i> do terreno Paraíba do Sul; 11- Terreno Oriental incluindo 12- Granitóides do Arco Magmático Rio Negro; 13- Terreno Cabo Frio; Orógeno Apiaí/ Paranapiacaba (14-15): 14- Terrenos São Roque e Açungui; 15- Terreno Embu. CSF: Cráton do São Francisco; CTB: <i>Central Tectonic Boundary</i> (Limite Tectônico Central). Fonte: HEILBRON et al., 2004.....	33
Figura 4	– Seção estrutural esquemática NW-SE para o Orógeno Ribeira. Terreno Ocidental (1 - 6): 1 a 3 – Megassequência Andrelândia nos domínios Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora; 4 a 6 – Associações do embasamento (Complexos Barbacena, Mantiqueira e Juiz de Fora); Terreno Paraíba do Sul (7 - 8): 7 - Grupo Paraíba do Sul, 8 – Complexo Quirino; Terreno Oriental (9 - 13): 9 – Sequência Cambuci; 10 – Sequência Italva; 11 – Sequência Costeiro (COST); 12 – Arco Magmático Rio Negro; 13 – Granitos Colisionais; Terreno Cabo Frio (1415): 14 – Sequências Búzios e Palmital; 15 – Complexo Região dos Lagos. CTB = <i>Central Tectonic Boundary</i> (Limite Tectônico Central). Fonte: HEILBRON et al., 2004.....	34
Figura 5	– Contexto geológico regional do Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) – 1) embasamento Pré-Cambriano; 2) rochas sedimentares Paleozóicas da Bacia do Paraná; 3) rochas vulcânicas toleíticas Eocretáceas da Formação Serra Geral; 4) rochas relacionadas ao magmatismo alcalino Mesozóico-Cenozóico; 5) bacias cenozóicas do rift (1- Bacia de Itaboraí, 2- Gráben de Barra de São João, 3-Bacia do Macacu, 4- Bacia de Volta Redonda, 5- Bacia de Resende, 6- Bacia de Taubaté, 7- Bacia de São Paulo, 8-Gráben de Sete Barras, 9- Formação Pariqueira-Açu, 10-Formação Alexandra e Gráben de Guaraqueçaba, 11- Bacia de Curitiba, 12- Gráben de Cananéia); 6) zonas de cisalhamento Pré-Cambrianas, em parte reativadas durante o Mesozóico e Cenozóico. Fonte: RICCOMINI et al., 2004.....	38
Figura 6	– Mapa de distribuição da compartimentação do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil: (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira, e (D) Marítimo; de suas falhas limitantes,	40

preenchimentos sedimentares, intrusões/lavas alcalinas, charneira cretácea das bacias de Santos/Campos e o Rio Paraíba do Sul. Fonte: ZALÁN e OLIVEIRA, 2005.

Figura 7	–	Províncias Alcalinas da região central-sudeste da Plataforma Brasileira. 1) Bacia do Paraná; 2) Derrames de lavas toleíticas; 3) Bacia Bauru; 4) Bacias marginais; 5) Províncias Alcalinas; 6) Idade das rochas alcalinas (losangos: Permiano-Triássico; quadrados: Cretáceo Inferior; triângulos: Cretáceo Superior; círculos: Paleógeno); 7) Eixos dos arcos principais (AX, Alto Xingu; SV, São Vicente; BJ, Bom Jardim de Goiás; PG, Ponta Grossa; RG, Rio Grande; PP, Ponta Porã); 8) TS, Sinclinal Torres; 9) Zonas de fraturas, em parte profundas falhas litosféricas (Riftes: MR, Mercedes; RM, Rio das Mortes; MG, Moirão; SR, Santa Rosa; AR, Assunção. Lineamentos: TB, Transbrasiliano; AP, Alto Paranaíba; MJ, Moji-Guaçu; CF, Cabo Frio; RT, Rio Tietê; SL, São Carlos-Leme; PR, Paranapanema; PI, Piedade, GP, Guapiara; JC, São Jerônimo-Cariúva; RA, Rio Alonzo; PQ, Rio Piquiri; AM, SantaLúcia-Aiguá-Merín). Fonte RICCOMINI et al., 2005 com base nos originais gentilmente cedidos por R. Azzone.....	42
Figura 8	–	Distribuição dos corpos alcalinos na região do Vale do Paraíba e faixa litorânea dos estados de São Paulo e Rio de Janeiro, Província Serra do Mar de Almeida (1983). A subdivisão das províncias alcalinas é baseada em Riccomini et al. (2005). 1. Bacias de rifte (Cenozóico). 2. Ocorrências alcalinas (Meso-Cenozóico). 3. Diques. 4. Lavas da Bacia do Paraná (Paleozóico). 5. Orógenos Brasília e Ribeira (Pré-Cambriano). 6. Craton do São Francisco (Pré-Cambriano). 7. Limites da Bacia de Santos. 8. Principais estruturas (falhamentos) do embasamento (Pré-Cambriano). 9. Nova subdivisão províncias alcalinas da região. Fonte: AZZONE et al., 2009.....	44
Figura 9	–	Mapa geológico esquemático do setor norte da Província Serra do Mar e da Província Lineamento Magmático Cabo Frio. Fonte: ENRICH et al., 2005 com base nos originais gentilmente cedidos por R. Azzone.....	46
Figura 10	–	Afloramento de biotita gnaiss porfiroblástico encaixante de diques de lamprófiros e diabásios alcalinos, na Praia de Pitangueiras, na região de São Sebastião. Visada para SW. Ponto SSE-JM-09.....	57
Figura 11	–	Afloramento de dique de lamprófiro, com espessura aproximada de 0,4 m, no Saco do Morcego, região de Maranduba. Visada para SW. Ponto IAN-JM-02B.....	58
Figura 12	–	Afloramento de dique de diabásio alcalino, com espessura aproximada de 0,5 m, no costão da Praia Preta, região de São Sebastião. Visada para SW. Ponto SSE-JM-14.....	58
Figura 13	–	Afloramento exibindo intrusão múltipla de diques de diabásios alcalinos, na Ponta da Trindade, região de Trindade. Visada para SW. Ponto JUA-JM-11.....	59
Figura 14	–	Afloramento exibindo intrusão composta de dique de lamprófiro e	60

	dique de diabásio toleítico, na Ponta do Araçá, região de São Sebastião. Visada para NE. Ponto SSE-JM-19.	
Figura 15	– Amostras de (a) dique de lamprófiro (SSE-JM-06) e (b) dique de diabásio alcalino (MAR-JM-08B) com textura porfirítica.....	60
Figura 16	– Afloramento de dique de diabásio alcalino com margem refriada com espessura aproximada de 1,0 cm, no costão da Praia Preta, região de São Sebastião. Norte indicado na foto. Ponto SSE-JM-14.....	61
Figura 17	– Afloramento de dique de lamprófiro com a região central vesiculada, na Ponta da Praia Brava, região de Boiçucanga. Norte indicado na foto. Ponto MAR-JM-06.....	62
Figura 18	– Afloramento de dique de lamprófiro exibindo vesículas levemente orientadas, no costão da Praia de Boiçucanga, região de Boiçucanga. Norte indicado na foto. Ponto MAR-JM-07.....	62
Figura 19	– Afloramento de dique de lamprófiro afanítico exibindo níveis milimétricos e centimétricos ricos em fenocristais de piroxênio (indicados por setas pretas), no costão da Praia Grande, região de São Sebastião. Norte indicado na foto. Ponto SSE-JM-12.....	63
Figura 20	– Detalhe de nível rico em fenocristais de piroxênio em dique de lamprófiro no costão da Praia Grande, região de São Sebastião. Ponto SSE-JM-12.....	63
Figura 21	– Estruturas globulares preenchidas por material carbonático, predominantemente calcita, atingindo 5,0 mm, e veios submilimétricos, também preenchidos por carbonato. Amostra do ponto IAN-JM-02A, do Saco do Morcego, região de Maranduba.....	64
Figura 22	– Xenólito centimétrico em dique de lamprófiro, no costão da Praia da Enseada, região de Ubatuba. Norte indicado na foto. Ponto UBA-JM-02.....	65
Figura 23	– Xenólito arredondado do gnaiss encaixante em dique de diabásio alcalino na Ponta do Araçá, região de São Sebastião. Norte indicado na foto. Ponto SSE-JM-21.....	65
Figura 24	– Amígdala elipsoidal preenchida por material argiloso indicando a direção do fluxo, em dique de diabásio alcalino na Ponta da Baleia, região de Boiçucanga. Norte indicado na foto. Ponto MAR-JM-03...	66
Figura 25	– À esquerda: diagrama de rosetas das direções dos planos de fraturas-conduto obtidos nos diques de lamprófiro. À direita: diagrama de pontos polares dos planos de fraturas-conduto dos diques de lamprófiro.....	67
Figura 26	– À esquerda: diagrama de rosetas das direções dos planos de fraturas-conduto obtidos nos diques de diabásio alcalino. À direita: diagrama de pontos polares dos planos de fraturas-conduto dos diques de diabásio alcalino.....	67
Figura 27	– Afloramento de dique de lamprófiro com atitude sub-paralela à da foliação do gnaiss encaixante. Visada para leste. Ponto MAR-JM-07.	68
Figura 28	– À esquerda: diagrama de rosetas das direções dos planos de foliação	68

das rochas encaixantes. À direita: diagrama de pontos polares dos planos de foliação das rochas encaixantes.

Figura 29	– Afloramento de dique de lamprófiro exibindo fraturas longitudinais e transversais, na Ponta do Araça, na região São Sebastião. Norte indicado pelo cabo do martelo. Ponto SSE-JM-20.....	69
Figura 30	– Afloramento de dique de diabásio alcalino com fraturas diagonais em relação à fratura-conduto, na Ponta do Araçá, região de São Sebastião. Norte indicado na foto. Ponto SSE-JM-17.....	70
Figura 31	– Afloramento de dique de lamprófiro com fraturas diagonais em relação à fratura-conduto, na Praia de Pitangeiras, região de São Sebastião. Norte indicado na foto. Ponto SSE-JM-09.....	70
Figura 32	– Diagramas de rosetas de orientação dos planos de fraturas para os diques de (a) lamprófiros, (b) diques de diabásios alcalinos e (c) para as rochas encaixantes.....	71
Figura 33	– Afloramento de dique de lamprófiro com planos de fraturas semelhantes ao do ortognaisse encaixante, na Praia Preta, região de São Sebastião. Norte indicado na foto. Ponto SSE-JM-13.....	72
Figura 34	– Afloramento de dique de lamprófiro em zig-zag, na Praia Grande, região de São Sebastião. Visada para oeste. Ponto SSE-JM-12.....	73
Figura 35	– Afloramento de dique de diabásio alcalino em zig-zag, na Praia Preta, região de São Sebastião. Norte indicado na foto. Ponto SSE-JM-14..	73
Figura 36	– Afloramento de dique retilíneo de lamprófiro paralelo aos planos de fratura da rocha encaixante, na Ponta do Sono, região de Trindade. Visada para NE. Ponto JUA-JM-08.....	74
Figura 37	– Afloramento de dique de lamprófiro bifurcado, na Ponta das Laranjeiras, região de Trindade. Norte indicado pelo cabo do martelo. Ponto JUA-JM-02.....	74
Figura 38	– Afloramento de dique de lamprófiro exibindo ramificações assimétricas indicativas de um possível cisalhamento sinistral, na Ponta do Sono, região de Trindade. Norte indicado pelo cabo do martelo. Ponto JUA-JM-08.....	75
Figura 39	– Afloramento de dique de lamprófiro exibindo feição em ponte indicativa de um possível cisalhamento dextral, na Praia da Juréia, região de Boiçucanga. Norte indicado na foto. Ponto SAL-JM-02.....	75
Figura 40	– Monchiquito, da região de São Sebastião, exibindo matriz fina e hipocristalina. Nicóis cruzados. Amostra: SSE-JM-06.....	77
Figura 41	– Camptonito, da região de São Sebastião, de matriz fina exibindo cristais de plagioclásio, clinopiroxênio, carbonato e minerais opacos. Nicóis cruzados. Amostra: SSE-JM-09B.....	78
Figura 42	– Monchiquito, da região de Juatinga, exibindo pseudomorfos de olivina totalmente substituídos por carbonato. Nicóis cruzados. Amostra: JUA-JM-02A.....	79
Figura 43	– Camptonito, da região de Juréia, de textura panidiomórfica, exibindo	80

	fenocristais de olivina, fraturados. Nicóis cruzados. Amostra: SAL-JM-02C.	
Figura 44	– Camptonito com fenocristal de clinopiroxênio com núcleo esverdeado e borda rósea, circundados por cristais de kaersutita (marrom), na região de Juatinga. Nicóis paralelos. Amostra: JUA-JM-08.....	81
Figura 45	– Monchiquito com fenocristais de clinopiroxênio euédricos e zonados, na região de São Sebastião. Nicóis cruzados. Amostra: SSE-JM-19C.	82
Figura 46	– À esquerda: margem de dique de monchiquito com textura afanítica próxima ao contato com a rocha encaixante. À direita: centro do mesmo dique de monchiquito exibindo granulação fina. Nicóis cruzados. Amostra: SSE-JM-07B.....	82
Figura 47	– Camptonito exibindo cristais de olivina, fraturados, na matriz. Região de Juatinga. Nicóis cruzados. Amostra: JUA-JM-08.....	83
Figura 48	– Monchiquito com bolsões ricos em biotita, kaersutita, carbonato e analcima dispersos pela matriz. Região de Juatinga. Nicóis paralelos. Amostra: JUA-JM-02A.....	84
Figura 49	– Camptonito exibindo cristais de clinopiroxênio e kaersutita inclusos nos plagioclásios e minerais opacos inclusos nos clinopiroxênios. Região de São Sebastião. Nicóis cruzados. Amostra: SSE-JM-09B..	85
Figura 50	– Monchiquito exibindo cristais secundários de uralita nas bordas dos grãos de clinopiroxênio, na região de São Sebastião. Nicóis paralelos. Amostra: SSE-JM-07B.....	86
Figura 51	– Monchiquito exibindo matriz rica em carbonato, na região de São Sebastião. Nicóis paralelos. Amostra: SSE-JM-12B.....	87
Figura 52	– Monchiquito, da região de São Sebastião, exibindo matriz fina e hipocristalina. Nicóis cruzados. Amostra: SSE-JM-06.....	87
Figura 53	– Camptonito, da região de São Sebastião, de matriz fina exibindo cristais de plagioclásio, clinopiroxênio, carbonato e minerais opacos. Nicóis cruzados. Amostra: SSE-JM-09B.....	88
Figura 54	– Camptonito com cavidade preenchida por carbonato e vidro e com borda formada por clorita esferulítica, na região de Juatinga. Nicóis cruzados. Amostra: JUA-JM-07.....	89
Figura 55	– Diabásio alcalino, da região de Juatinga, com fenocristais de plagioclásio orientados. O cristal de plagioclásio central exibe inclusões de minerais opacos orientadas. Nicóis cruzados. Amostra: JUA-JM-11B.....	91
Figura 56	– Diabásio alcalino com fenocristais de olivina, fraturados, da região de Maresias. Nicóis cruzados. Amostra: MAR-JM-08B.....	91
Figura 57	– Diabásio alcalino com fenocristais de clinopiroxênio, zonados e fraturados, da região de São Sebastião. Nicóis cruzados. Amostra: SSE-JM-04.....	92
Figura 58	– Diabásio alcalino exibindo matriz de granulação fina, com cristais de clinopiroxênio e minerais opacos inclusos em plagioclásios, da região	92

de São Sebastião. Nicóis cruzados. Amostra: SSE-JM-08.

Figura 59	– Diabásio alcalino exibindo cristais colunares de clinopiroxênio com textura esferulítica (círculo amarelo), da região de São Sebastião. Nicóis cruzados. Amostra: SSE-JM-14A.....	94
Figura 60	– Diabásio alcalino, da região de Maresias, exibindo grãos de olivina na matriz (setas amarelas). Nicóis cruzados. Amostra: MAR-JM-08B....	94
Figura 61	– Diabásio alcalino exibindo textura intersertal com vidro entre os grãos de plagioclásio e clinopiroxênio, na região de Maresias. Nicóis cruzados. Amostra: MAR-JM-02B.....	96
Figura 62	– Inclusões de minerais opacos nas bordas dos cristais de clinopiroxênio e cristais de plagioclásio com textura esferulítica em diabásio alcalino exibindo granulação fina, da região de Maresias. Nicóis cruzados. Amostra: MAR-JM-08B.....	96
Figura 63	– Diabásio na região de Juatinga exibindo cristais de plagioclásio com textura intrafasciculada. Nicóis cruzados. Amostra: JUA-JM-11A....	97
Figura 64	– Diabásio alcalino, da região de Juatinga, com estrutura globular preenchida por carbonato e clorita esferulítica. Nicóis cruzados. Amostra: JUA-JM-11B.....	98
Figura 65	– Diagrama TAS de discriminação de séries (IRVINE e BARAGAR, 1971) para os lamprófiros (monchiquitos e camptonitos) estudados. Os dados não foram recalculados para 100% em base anídrica.....	103
Figura 66	– Diagramas de discriminação dos tipos de lamprófiros, segundo estudos de Rock (1987, 1991), para as amostras de lamprófiros estudadas. AL = lamprófiros alcalinos, CAL = lamprófiros cálcio-alcalinos, UML = lamprófiros ultramáficos e LL = lamproíto.....	104
Figura 67	– Diagramas de Harker (1909) com a) $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ em proporção molecular e b) K_2O/Na_2O em % peso, para os lamprófiros estudados.....	105
Figura 68	– Diagrama TAS de discriminação de séries (IRVINE e BARAGAR, 1971) para os diabásios alcalinos estudados. Dados recalculados para 100% em base anídrica.....	105
Figura 69	– Diagramas de Harker (1909) com a) $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ em proporção molecular e b) K_2O/Na_2O em % peso, para os diabásios alcalinos estudados.....	106
Figura 70	– Diagrama de classificação de rochas (LE MAITRE, 1989) para os lamprófiros (monchiquitos e camptonitos) estudados. Os dados não foram recalculados para 100% em base anídrica.....	107
Figura 71	– Diagrama de classificação de rochas (LE MAITRE, 1989) para diabásios alcalinos estudados. Dados recalculados para 100% em base anídrica.....	108
Figura 72	– Diagramas de classificação de rochas para os lamprófiros (monchiquitos e camptonitos) estudados (WINCHESTER e FLOYD, 1977). (a) - Nb/Y versus Zr/TiO ₂ ; (b) - Zr/TiO ₂ versus SiO ₂ . Os dados	109

não foram recalculados para 100% em base anídrica.

- Figura 73 – Diagramas de classificação de rochas para os diabásios alcalinos estudados (WINCHESTER e FLOYD, 1977). (a) - Nb/Y versus Zr/TiO₂; (b) - Zr/TiO₂ versus SiO₂..... 110
- Figura 74 – Diagrama bivalente ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd versus ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, calculado para 85 Ma, com os dados isotópicos dos lamprófiros (losangos vermelhos) e diabásios alcalinos (losangos verdes) estudados nesta dissertação e dados de lamprófiros disponíveis na literatura (cruzes pretas) para área estudada (GARDA, 1995; REGELOUS, 1993; THOMPSON et al., 1998). As composições isotópicas de amostras da Ilha de Trindade (MARQUES et al., 1999; SIEBEL et al., 2000) também estão representadas (triângulos cinza). DM = manto empobrecido (depleted mantle; ZINDLER e HART, 1986); EM I e EM II = manto enriquecido I e II (enriched mantle; ZINDLER e HART, 1986); MLSC = manto litosférico subcontinental (ROCK, 1991); AMRN = Arco Magmático Rio Negro (TUPINAMBÁ et al., 2012). ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd_(CHUR) = 0,512638, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd_(CHUR) = 0,1967, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_(UR) = 0,7047 e ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr_(UR) = 0,083..... 113
- Figura 75 – Diagrama de classificação de rochas (LE MAITRE, 1989) com possíveis trends evolutivos de séries alcalinas por cristalização fracionada: trend moderadamente alcalino (em rosa ou rosa e preto) = basalto alcalino – traquibasalto – traquiandesito basáltico – traquiandesito – traquito ou basalto alcalino – traquibasalto – traquiandesito basáltico – traquiandesito – traquito – fonolito; e trend fortemente insaturado em sílica (em azul) = foidito – tefrito/basanito – fonotefrito – tefrifonolito – fonolito..... 115
- Figura 76 – Diagramas de variação para elementos maiores dos lamprófiros da área estudada. As curvas lineares e polinomiais, suas respectivas equações e quadrados dos coeficientes de correlação (R²) são mostrados no diagrama. Fe₂O₃^l é ferro total sob a forma de ferro férrico..... 118
- Figura 77 – Diagramas de variação para elementos traços para os lamprófiros da área estudada. As curvas lineares e polinomiais, suas respectivas equações e quadrados dos coeficientes de correlação (R²) são mostrados no diagrama..... 119
- Figura 78 – Diagrama de elementos traços móveis e imóveis normalizado para condrito com o resultado do modelo de cristalização fracionada para os lamprófiros da área de estudo. Valores de condrito de Thompson (1982), exceto Ba que é de Hawkesworth et al. (1984) e Rb, K e P que são do manto primitivo de Sun (1980)..... 124
- Figura 79 – Modelo de AFC para os elementos Zr e Y. A curva de AFC (losangos) mostra intervalos de 10% de F (entre 0% e 50%). As concentrações dos lamprófiros estão plotadas no diagrama (x). A seta indica a tendência da evolução magmática dos lamprófiros no sentido da composição contaminante..... 126
- Figura 80 – Modelo de AFC para os elementos Nb e Ti. A curva de AFC 127

(losangos) mostra intervalos de 10% de F (entre 0% e 70%). As concentrações dos lamprófiros estão plotadas no diagrama (x). A seta indica que a tendência da evolução magmática dos lamprófiros é diferente da curva de AFC.

Figura 81	– Diagramas de variação para elementos maiores para os diabásios alcalinos da área estudada. As curvas lineares e polinomiais, suas respectivas equações e quadrados dos coeficientes de correlação (R^2) são mostrados no diagrama. $Fe_2O_3^t$ é ferro total sob a forma de ferro férrico.....	130
Figura 82	– Diagramas de variação para elementos traços para os diabásios alcalinos da área estudada. As curvas lineares e polinomiais, suas respectivas equações e quadrados dos coeficientes de correlação (R^2) são mostrados no diagrama.....	131
Figura 83	– Diagrama de elementos traços móveis e imóveis normalizado para o condrito com o resultado do modelo de cristalização fracionada para os diabásios alcalinos da área de estudo. Valores do condrito de Thompson (1982), exceto Ba que é de Hawkesworth et al. (1984) e Rb, K e P que são do manto primitivo de Sun (1980).....	137
Figura 84	– Modelo de AFC para os elementos Eu e Y. A curva de AFC (losangos) mostra intervalos de 10% de F (entre 0% e 80%). As concentrações dos diabásios alcalinos estão plotadas no diagrama (quadrados). A seta indica que a tendência da evolução magmática dos diabásios alcalinos é diferente da curva AFC.....	138
Figura 85	– Modelo de hibridização envolvendo líquidos basálticos alcalinos e traquíticos na área de estudo. Concentrações de elementos terras raras, normalizadas pelo condrito (NAKAMURA, 1974; HASKIN et al., 1968), das amostras SSE-JM-18C, SSE-1-6-DQ2 e SSE-1-2-DQ1C e de híbridos modelados.....	139
Figura 86	– Diagrama MgO (% peso) x Ti/Y para lamprófiros alcalinos estudados com razão La/Nb < 1, indicativa de envolvimento de fonte fértil.....	141
Figura 87	– Diagrama MgO (% peso) x Ti/Y para lamprófiros alcalinos estudados com razão La/Nb > 1, indicativa de envolvimento de fonte mantélica enriquecida.....	141
Figura 88	– Modelo de AFC para os elementos Eu e Y. A curva de AFC (losangos) mostra intervalos de 10% de F (entre 0% e 100%). As concentrações dos diabásios alcalinos com razões La/Nb < 1 estão plotadas no diagrama (quadrados). A seta indica que a tendência da evolução magmática não coincide com a curva de AFC.....	143
Figura 89	– Diagrama Sr-Nd com a curva de AFC (cruz) e as amostras de lamprófiros (losango vermelho) e diabásios alcalinos (losango verde) estudados. Intervalos de AFC de 10%. AMRN= Arco Magmático Rio Negro.....	145
Figura 90	– Concentrações de elementos traços da amostra parental (SSE-JM-13A) dos lamprófiros da área de estudo plotadas num diagrama de variação multielementar normalizado ao condrito. Valores de	148

	condrito de Thompson (1982) exceto Ba que é de Hawkesworth et al. (1984) e Rb, K e P que são do manto primitivo de Sun (1980).	
Figura 91	– Concentrações de elementos traços da amostra parental (SSE-JM-13A) dos lamprófiros da área de estudo plotadas no diagrama de elementos terras-raras normalizado para o condrito. Valores de Nakamura (1974) exceto Pr, Tb, Ho e Tm que são de Haskin et al.(1968).....	148
Figura 92	– Diagrama binário com os resultados da modelagem de fusão parcial em equilíbrio modal de um granada lherzolito dentro da zona de estabilidade da granada para a geração das razões La/Yb dos lamprófiros estudados. Fonte residual: 60% olivina, 21% ortopiroxênio, 8% clinopiroxênio e 11% granada. Valores de Kd conforme listados na tabela 19.....	153
Figura 93	– Diagrama do modelo de fusão parcial em equilíbrio modal para fonte de espinélio lherzolito com fusão no campo de estabilidade de espinélio. O retângulo delimita o intervalo de F gerador de líquidos lamprofíricos para a referida fonte (WROBEL, 2000). F = grau (%) de fusão parcial.....	154
Figura 94	– Diagrama MgO (%peso) x Ti/Yb para lamprófiros com La/Nb<1 da área de estudo.....	157
Figura 95	– Resultados de modelagem de fusão parcial em equilíbrio modal para espinélio lherzolitos com razão Ti/Yb=1543 (quadrado rosa) e Ti/Yb=32793 (losango preto) (FODOR et al., 2002). Valores de D_{Ti} e D_{Yb} iguais a 0,5. F é a quantidade (%) de fusão parcial.....	159
Figura 96	– Resultados de modelagem de fusão parcial em equilíbrio modal para espinélio lherzolito com razão Ti/Yb=32793 (losango azul) (FODOR et al., 2002). Valores de D_{Ti} =3,5 e D_{Yb} = 0,5. Os quadrados rosas correspondem aos valores das razões Ti/Yb dos magmas primários gerados entre 4,5% e 7% de fusão parcial.....	160
Figura 97	– Concentrações de elementos traços da amostra parental (SSE-1-2-DQ2B) dos diabásios alcalinos da área estudada plotadas num diagrama de variação multielementar normalizado ao condrito. Valores de condrito de Thompson (1982) exceto Ba que é de Hawkesworth et al. (1984) e Rb, K e P que são do manto primitivo de Sun (1980).....	162
Figura 98	– Concentrações dos elementos terras-raras da amostra representativa do magma parental (SSE-1-2-DQ2B) dos diabásios alcalinos estudados plotadas no diagrama de elementos terras-raras normalizado por condrito. Valores de Nakamura (1974) exceto Pr, Tb, Ho e Tm que são de Haskin et al.(1968).....	163
Figura 99	– Diagrama com os resultados do modelo de fusão parcial em equilíbrio modal para fonte de granada lherzolito com fusão no campo de estabilidade de espinélio. O valor de F gerador de líquidos basálticos alcalinos para a referida fonte é 0,05 (ou 5%). F = grau de fusão parcial.....	166

Figura 100	– Diagrama do modelo de fusão parcial em equilíbrio modal para fonte de espinélio lherzolito com fusão no campo de estabilidade de espinélio. O valor de F gerador de líquidos basálticos alcalinos para a referida fonte é 0,07 (ou 7%). F = grau de fusão parcial.....	167
Figura 101	– Relação entre a variação percentual da razão La/Yb de magmas basálticos alcalinos e a quantidade de fusão parcial (F) com base num modelo de fusão parcial em equilíbrio modal de um granada lherzolito com La/Yb = 5,3 (BECKER, 1996) e sólido residual de McKenzie e O’Nions (1991). Valores de kd vide tabela 22, exceto Kd _{Yb} para clinopiroxênio (0,43; ZACK e BRUMM, 1998).....	169
Figura 102	– Diagrama com valores de razão La/Yb (indicados) de líquidos basálticos alcalinos com La/Nb<1 gerados a diferentes quantidades de fusão parcial (F) a partir de uma fonte granada lherzolítica com razão La/Yb = 5,3 (BECKER, 1996) fundindo na zona de estabilidade do espinélio.....	169
Figura 103	– Diagrama com valores de razão La/Yb (indicados) de líquidos basálticos alcalinos gerados com La/Nb<1 a diferentes quantidades de fusão parcial (F) a partir de uma fonte espinélio lherzolítica com razão La/Yb = 6,7 (FODOR et al., 2002) em fusão na zona de estabilidade do espinélio.....	170
Figura 104	– Diagrama com valores de razão La/Yb (indicados) de líquidos basálticos alcalinos com La/Nb>1 gerados a diferentes quantidades de fusão parcial (F) a partir de uma fonte espinélio harzburgítica com razão La/Yb = 10,0 (MCDONOUGH, 1990) fundindo na zona de estabilidade do espinélio.....	172
Figura 105	– Diagrama ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr versus ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd com resultados do modelo binário entre um componente fértil (olivina nefelinito da Ilha de Trindade; SIEBEL et al., 2000) e enriquecido (Lampróito; ROCK, 1991). Os dados isotópicos foram corrigidos para 85 Ma. As amostras de lamprófios e diabásios alcalinos estudados aparecem plotadas no diagrama. Os intervalos (f) da curva de mistura são de 10%.....	174
Figura 106	– Diagrama ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr versus ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd com resultados do modelo binário entre um componente fértil (olivina nefelinito da Ilha de Trindade; SIEBEL et al., 2000) e um componente enriquecido tipo EM II (WEAVER, 1991; ZINDLER e HART, 1986). Os dados isotópicos foram corrigidos para 85 Ma. As amostras de lamprófios e diabásios alcalinos estudados aparecem plotadas no diagrama. Os intervalos (f) da curva de mistura são de 10%.....	175
Figura 107	– Diagramas binários entre εNd ₍₈₅₎ versus Ba/Nb e Ba/La versus Zr/Nb para os lamprófios (losangos vermelhos) e diabásios alcalinos (losangos verdes) com análises isotópicas (Tabela 9), EM II (círculo preto) e Trindade (triângulos cinzas). Referências na tabela A.....	175
Figura 108	– Diagrama ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr versus ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd com resultados do modelo binário entre um componente fértil de Tristão da Cunha (TDC91; LE ROEX et al., 1990) e um componente enriquecido tipo EM II (WEAVER, 1991; ZINDLER e HART, 1986). Os dados isotópicos	176

foram corrigidos para 85 Ma. As amostras de lamprófiros e diabásios alcalinos estudados aparecem plotadas no diagrama. Os intervalos (f) da curva de mistura são de 10%.

Figura 109	– Diagrama MgO versus K ₂ O com as amostras de lamprófiros alcalinos desta dissertação e as amostras disponíveis na literatura da área estudada (ENRICH, 2005; GARDA, 1995; REGELOUS, 1993; THOMPSON et al., 1998).....	178
Figura 110	– Diagrama Sr versus Zr/Y com as amostras de lamprófiros alcalinos desta dissertação e as amostras disponíveis na literatura da área estudada (ENRICH, 2005; GARDA, 1995; REGELOUS, 1993; THOMPSON et al., 1998).....	178
Figura 111	– Diagrama Rb versus Nb/Y com as amostras de lamprófiros alcalinos desta dissertação e as amostras disponíveis na literatura da área estudada (ENRICH, 2005; GARDA, 1995; REGELOUS, 1993; THOMPSON et al., 1998).....	179
Figura 112	– Diagrama Ti/Zr versus Zr/Nb com as amostras de lamprófiros alcalinos desta dissertação e as amostras disponíveis na literatura da área estudada (ENRICH, 2005; GARDA, 1995; REGELOUS, 1993; THOMPSON et al., 1998).....	179
Figura 113	– Diagrama discriminante MgO versus K ₂ O dos lamprófiros alcalinos desta dissertação no litoral norte de São Paulo (SP) e os lamprófiros alcalinos na região do Rio de Janeiro (RJ; VALENTE, 1997).....	180
Figura 114	– Diagrama discriminante Sr versus Zr/Y dos lamprófiros alcalinos desta dissertação no litoral norte de São Paulo (SP) e os lamprófiros alcalinos na região do Rio de Janeiro (RJ; VALENTE, 1997).....	181
Figura 115	– : Diagrama discriminante Rb versus Nb/Y dos lamprófiros alcalinos desta dissertação no litoral norte de São Paulo (SP) e os lamprófiros alcalinos na região do Rio de Janeiro (RJ; VALENTE, 1997).....	181
Figura 116	– Diagrama discriminante Ti/Zr versus Zr/Nb dos lamprófiros alcalinos desta dissertação no litoral norte de São Paulo (SP) e os lamprófiros alcalinos na região do Rio de Janeiro (RJ; VALENTE, 1997).....	182
Figura 117	– Diagrama bivalente ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd versus ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr, calculado para 85 Ma, com os dados isotópicos dos lamprófiros (losangos vermelhos) e diabásios alcalinos (losangos verdes) estudados nesta dissertação, dados de lamprófiros disponíveis na literatura (cruzes pretas) para área estudada (GARDA, 1995; REGELOUS, 1993; THOMPSON et al., 1998) e dados isotópicos de lamprófiros no Rio de Janeiro (VALENTE, 1997). ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _(CHUR) = 0,512638, ¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd _(CHUR) = 0,1967, ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _(UR) = 0,7047 e ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr _(UR) = 0,083.....	183

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	– Compartimentação tectônica do Orógeno Ribeira. Adaptado de Heilbron et al. (2004).....	35
Tabela 2	– Classificação e nomenclatura dos lamprófiros com base em sua mineralogia. or = feldspato alcalino; pl = plagioclásio; feld = feldspato; foid = feldspatóide. Le Maitre (2002); Wernick (2004).....	50
Tabela 3	– Composição média, rocha total de lamprófiros cálcio-alcalinos e alcalinos (ROCK, 1991). $Fe_2O_3^{(T)}$ é o ferro total sob a forma de ferro férrico.....	51
Tabela 4	– Associações tectono-magmáticas envolvendo lamprófiros. CAL = lamprófiros calci-alcalinos e AL = lamprófiros alcalinos. Modificado de Rock (1991).....	53
Tabela 5	– Caracterização petrográfica dos monchiquitos e camptonitos estudados.....	89
Tabela 6	– Caracterização petrográfica dos diabásios alcalinos da área de estudo.	98
Tabela 7	– Valores máximos, mínimos, médias, desvios-padrão e coeficientes de variação de óxidos e elementos das amostras de lamprófiros ($Fe_2O_3^t$ é ferro total sob a forma de ferro férrico, PF é a perda ao fogo e n é o número de amostras).....	101
Tabela 8	– Valores máximos, mínimos, médias, desvios-padrão e coeficientes de variação de óxidos e elementos das amostras de diabásios alcalinos ($Fe_2O_3^t$ é ferro total sob a forma de ferro férrico; PF é a perda ao fogo e n é o número de amostras).....	102
Tabela 9	– Valores máximos, mínimos, médias e desvios-padrão da norma CIPW para as amostras de lamprófiro. Todos os valores são expressos em %peso. Os minerais normativos são: Q=quartzo, Hy=hiperstênio, Ol=olivina, Lc=leucita, Ne=nefelina, Or=ortoclásio, Ab=albita, An=anortita, Di=diopisídio, Mt=magnetita, Il=ilmenita e Ap=apatita.....	104
Tabela 10	– Valores máximos, mínimos, médias e desvios-padrão da norma CIPW para as amostras de diabásios alcalinos. Todos os valores são expressos em %peso. Os minerais normativos são: Q=quartzo, Hy=hiperstênio, Ol=olivina, Lc=leucita, Ne=nefelina, Or=ortoclásio, Ab=albita, An=anortita, Di=diopisídio, Mt=magnetita, Il=ilmenita e Ap=apatita.....	106
Tabela 11	– Dados isotópicos Sr-Nd para lamprófiros e diabásios alcalinos da área estudada. $^{143}/^{144}Nd_{(m)}$ e $^{87}/^{86}Sr_{(m)}$ são as razões isotópicas medidas de Nd e Sr. Os valores ϵNd e ϵSr assumem idade de 85 Ma e foram calculados usando $^{143}Nd/^{144}Nd_{(CHUR)} = 0,512638$, $^{147}Sm/^{144}Nd_{(CHUR)} = 0,1967$, $^{87}Sr/^{86}Sr_{(UR)} = 0,7047$ e $^{87}Rb/^{86}Sr_{(UR)} = 0,083$. Idades T_{DM} calculadas segundo o modelo de DePaolo (1981b).....	111
Tabela 12	– Valores dos quadrados de coeficientes de correlação de Pearson (R^2),	120

níveis de significância (NS) e partição dos óxidos e elementos com o progresso da diferenciação para os lamprófiros da área estudada. $(R^2)_L$ = coeficiente de correlação linear, $(R^2)_P$ = coeficiente de correlação polinomial, NS_L = nível de significância para a correlação linear, NS_P = nível de significância para a correlação polinomial e n = número de amostras. Valores de $NS < 95\%$ indicam dispersão.

Tabela 13	– Valores de Kd para Zr, Y, Nb e Ti em diferentes fases minerais e líquidos.....	123
Tabela 14	– Parâmetros utilizados na modelagem do processo de cristalização fracionada. Kd é o coeficiente de partição cristal-líquido. F (%) é a quantidade de líquido remanescente e CF é a quantidade (%) de cristalização fracionada. D é o coeficiente de partição total calculado com base numa assembleia fracionante com 60% de olivina e 40% de clinopiroxênio. A amostra representativa dos líquidos parental e evoluído são, respectivamente, SSE-JM-13A e SSE-1-9B.....	123
Tabela 15	– Resultados de modelo de mistura binária envolvendo líquidos lamprofíricos e fonolíticos. A quantidade de líquido lamprofírico na mistura é f. Os valores dos óxidos e Ti para o fonolito são de Le Maitre (1976). Os valores de Zr, Y e Nb para o fonolito são médias de Valente (1997). Óxidos em % peso e elementos em ppm.....	128
Tabela 16	– Valores dos quadrados de coeficientes de correlação de Pearson (R^2) , níveis de significância (NS) e partição dos óxidos e elementos com o progresso da diferenciação para os diabásios alcalinos da área estudada. $(R^2)_L$ = coeficiente de correlação linear, $(R^2)_P$ = coeficiente de correlação polinomial, NS_L = nível de significância para a correlação linear, NS_P = nível de significância para a correlação polinomial e n = número de amostras. Valores de $NS < 95\%$ indicam dispersão.....	132
Tabela 17	– Valores de coeficientes de partição cristal-líquido para Eu, entre clinopiroxênio e líquido basáltico alcalino e entre olivina e líquido basáltico alcalino. O método de obtenção dos valores de Kd e respectivos autores também estão indicados.....	135
Tabela 18	– Valores de coeficientes de partição cristal-líquido para Y, entre clinopiroxênio e líquido basáltico alcalino e entre olivina e líquido basáltico alcalino. O método de obtenção dos valores de Kd e respectivos autores também estão indicados.....	135
Tabela 19	– Parâmetros utilizados na modelagem do processo de cristalização fracionada. Kd é o coeficiente de partição cristal-líquido. F (%) é a quantidade de líquido remanescente e CF é a quantidade (%) de cristalização fracionada. D é o coeficiente de partição total calculado com base numa assembleia fracionante com 35% de olivina e 65% de clinopiroxênio. A amostra representativa dos líquidos parental e evoluído são, respectivamente, SSE-1-2-DQ2B e JUA-JM-11B.....	136
Tabela 20	– Discriminação dos três principais tipos de fontes mantélicas, em função das razões La/Yb e La/Nb, com base em Al-Khirbash et al. (2008), Bevins et al. (1984), Hawkesworth e Gallagher (1993),	147

Hawkesworth et al. (1993), Humphris et al. (1985), Kelemen et al. (1993), Pearce (1983), Sun (1980), Sun e McDonough (1989) e Valente (1997).

Tabela 21	– Valores de Kd (coeficiente de partição cristal-líquido) para os elementos La e Yb utilizados nos processos de modelagem de fusão parcial para lamprófiros.....	152
Tabela 22	– Valores de Kd (coeficiente de partição cristal-líquido) para os elementos Ti, Zr e Sr utilizados nos processos de modelagem de fusão parcial dos lamprófiros.....	156
Tabela 23	– Parâmetros utilizados na modelagem de fusão parcial (a 4,5%) em equilíbrio modal de espinélio lherzolito com distintas razões Ti/Yb. Os valores modais da fonte residual são de McKenzie e O’Nions (1991). As referências dos valores de Kd para Yb e Ti são as mesmas das tabelas 21 e 22, respectivamente.....	161
Tabela 24	– Valores de Kd (coeficiente de partição cristal-líquido) para os elementos La e Yb utilizados nos processos de modelagem de fusão parcial dos diabásios alcalinos.....	165
Tabela 25	– Amostras representantes de diabásios alcalinos com o mesmo grau de evolução, razões La/Nb<1 e razões La/Yb distintas utilizadas na modelagem acerca de fontes mantélicas.....	168
Tabela 26	– Amostras representantes de diabásios alcalinos com o mesmo grau de evolução, razões La/Nb>1 e razões La/Yb distintas utilizadas na modelagem de fusão parcial.....	171
Tabela 27	– Componentes mantélicos utilizados nos modelos de mistura binária de fontes.....	173
Tabela 28	– Índices discriminantes para os lamprófiros alcalinos desta dissertação no litoral norte de São Paulo (SP) e os lamprófiros alcalinos na região do Rio de Janeiro (RJ; VALENTE, 1997).....	180
Tabela 29	– Tabela de pontos. Juatinga (JUA), Picinguaba (PIC), Ubatuba (UBA), Ilha Anchieta (IAN), São Sebastião (SSE), Maresias (MAR) e Salesópolis (SAL).....	208
Tabela 30	– Dados litogeoquímicos dos lamprófiros alcalinos da área de estudo. Fe ₂ O ₃ ^(t) é ferro total medido sob a forma de ferro férrico. PF é a medida de perda ao fogo. Valores dos óxidos e PF em %peso. Elementos medidos em ppm.....	210
Tabela 31	– Dados litogeoquímicos dos diabásios alcalinos da área de estudo. Fe ₂ O ₃ ^(t) é ferro total medido sob a forma de ferro férrico. PF é a medida de perda ao fogo. Valores dos óxidos e PF em %peso. Elementos medidos em ppm.....	223
Tabela 32	– Resultados das análises isotópicas Sm-Nd das amostras de lamprófiros e diabásios alcalinos entre São Sebastião e Parati.....	228
Tabela 33	– Resultados das análises isotópicas de Sr das amostras de lamprófiros e diabásios alcalinos entre São Sebastião e Parati.....	229
Tabela 34	– Valores de exatidão e precisão para os elementos maiores dos	232

lamprófios e diabásios alcalinos da área de estudo. $\text{Fe}_2\text{O}_3^{(T)}$ é ferro total sob a forma de ferro férrico.

Tabela 35	– Valores de precisão para os elementos traços dos lamprófios e diabásios alcalinos da área de estudo.....	232
Tabela 36	– 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 $R^2=0.276$) é considerado significativo entre 95% e 99%.....	236

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AFC	<i>Assimilation and Fractional Crystallization</i>
AMRN	Arco Magmático Rio Negro
CF	Cristalização fracionada
DM	<i>Depleted Mantle</i>
EM	<i>Enriched Mantle</i>
IAN	Ilha Anchieta
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
JM	Joana Magalhães
JUA	Juatinga
MAR	Maresias
MLSC	Manto litosférico subcontinental
PIC	Picinguaba
RJ	Rio de Janeiro
SAL	Salesópolis
SP	São Paulo
SSE	São Sebastião
UBA	Ubatuba

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	26
1	REVISÃO TEMÁTICA	32
1.1	Apresentação	32
1.2	Contexto geodinâmico do Orógeno Ribeira	32
1.3	Contexto geodinâmico do Cretáceo Superior-Paleógeno	37
1.4	Magmatismo alcalino do Cretáceo Superior-Paleógeno	40
1.4.1	<u>Generalidades</u>	40
1.4.2	<u>O setor norte da Província Alcalina Serra do Mar</u>	43
1.4.3	<u>Modelos geodinâmicos</u>	46
1.5	Lamprófiros: revisão sumária	47
1.5.1	<u>Definições</u>	47
1.5.2	<u>Classificação e petrografia</u>	49
1.5.3	<u>Características geoquímicas</u>	51
1.5.4	<u>Associações tectono-magmáticas</u>	52
1.5.5	<u>Petrogênese de magmas lamprofíricos</u>	53
2	DADOS DE CAMPO, PETROGRÁFICOS, LITOGEOQUÍMICOS E ISOTÓPICOS	56
2.1	Apresentação	56
2.2	Dados de campo	56
2.2.1	<u>Aspectos gerais</u>	56
2.2.2	<u>Orientação dos diques e formas intrusivas</u>	66
2.3	Petrografia	76
2.3.1	<u>Apresentação</u>	76
2.3.2	<u>Petrografia dos lamprófiros</u>	77
2.3.3	<u>Petrografia dos diabásios alcalinos</u>	90
2.4	Litogeoquímica	99
2.4.1	<u>Apresentação</u>	99
2.4.2	<u>Discriminação de séries e classificações</u>	103
2.5	Geoquímica isotópica	111
2.5.1	<u>Apresentação</u>	111
2.5.2	<u>Possíveis processos petrogenéticos</u>	112

3	PROCESSOS EVOLUTIVOS DO MAGMATISMO MÁFICO	
	ALCALINO	115
3.1	Apresentação	115
3.2	Avaliações de processos evolutivos para os magmas lamprofíricos	116
3.2.1	<u>Modelagem dos processos evolutivos para os magmas lamprofíricos</u>	121
3.3	Avaliações de processos evolutivos para os diabásios alcalinos	129
3.3.1	<u>Modelagem dos processos evolutivos para os diabásios alcalinos</u>	134
3.4	A dificuldade em discriminar suítes para lamprófiros e diabásios alcalinos	140
3.5	Avaliação do envolvimento de contaminante crustal local e magma parental fértil	143
4	FUSÃO PARCIAL E FONTES MANTÉLICAS	146
4.1	Apresentação	146
4.2	Processos de fusão parcial e fontes geradoras dos lamprófiros alcalinos	147
4.1.1	<u>Quantas fontes mantélicas geradoras de lamprófiros alcalinos?</u>	157
4.3	Processos de fusão parcial e fontes geradoras dos diabásios alcalinos	161
4.3.1	<u>Quantas fontes mantélicas geradoras de diabásios alcalinos?</u>	167
4.4	Discriminação de componentes mantélicos	172
5	CONSIDERAÇÕES FINAIS	177
5.1	Apresentação	177
5.2	Comparações regionais	177
5.3	Discussões e conclusões	185
	REFERÊNCIAS	190
	APÊNDICE A – Mapas dos diques máficos alcalinos e de pontos	205
	APÊNDICE B – Tabelas das análises litogeoquímicas	209
	APÊNDICE C – Tabelas das análises isotópicas Sr-Nd	227
	APÊNDICE D – Métodos analíticos	230
	APÊNDICE E – Regressão pelo método dos mínimos quadrados	234

INTRODUÇÃO

Apresentação

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

Nesta dissertação são apresentados e discutidos os resultados obtidos com o estudo do magmatismo lamprofírico e basáltico alcalino da região costeira do setor norte da Província Alcalina Serra do Mar, segundo delimitação proposta por Riccomini et al.(2005), em área contígua à bacia *offshore* de Santos, importante detentora de reservas de óleo e gás do Brasil.

A Província Alcalina Serra do Mar, inicialmente definida por Almeida (1983) para agrupar as rochas alcalinas situadas paralelamente à faixa litorânea São Paulo - Rio de Janeiro, persiste sob a necessidade de estudos mais aprofundados, uma vez que apenas algumas dessas ocorrências são razoavelmente conhecidas e contam com informações petrológicas, geoquímicas, estruturais e geocronológicas.

O magmatismo lamprofírico e basáltico do Cretáceo Superior e Paleógeno se estende pelo litoral dos estados do Rio de Janeiro e São Paulo. As províncias máficas do Cretáceo Superior e Paleógeno do sudeste do Brasil são tipicamente alcalinas (ALMEIDA e CARNEIRO, 1989). O magmatismo alcalino na região meridional da Plataforma Sul-Americana está relacionado aos episódios tectônicos que seguem à abertura do Oceano Atlântico Sul e que culminaram com o desenvolvimento das bacias terciárias do sudeste brasileiro (ALMEIDA, 1983; GUEDES et al., 2005). Associado à ruptura do Gondwana (ALMEIDA et al., 1996), o magmatismo de composição alcalina ocorreu durante a fase drifte do processo de ativação plataformal, em ambiente intraplaca.

Objetivos

A questão central abordada nesta dissertação refere-se ao estudo dos processos de fusão parcial e evolutivos relacionados ao magmatismo lamprofírico e basáltico alcalino na região costeira do setor norte da Província Alcalina Serra do Mar.

Objetivos específicos incluem:

1. Comparação dos resultados com aqueles já propostos na literatura para os lamprófiros da região litorânea do Estado de São Paulo (GARDA, 1995);
2. Estudo de possíveis processos de reativação de falhas e fraturas pretéritas para o alojamento dos diques de lamprófiros e diabásios alcalinos; e
3. Elaboração de modelos geodinâmicos que apontem a existência ou não de anomalias térmicas sublitosféricas na região durante o Cretáceo Superior e Paleógeno.

Justificativa

A relevância acadêmica da dissertação está relacionada ao estudo dos processos de heterogeneidade química do manto litosférico subcontinental e à análise do controle estrutural exercido sobre o magmatismo associado à reativação da Plataforma Sul-Americana.

Lamprófiros têm sido estudados por diversos autores porque permitem acessar as diferenças composicionais típicas do manto litosférico subcontinental (GIBSON et al., 1995). A heterogeneidade mantélica tem sido atribuída a uma série de processos distintos, desde metassomatismo (HAWKESWORTH et al., 1990) até a existência de regiões anormalmente enriquecidas por ascensão interrompida de magmas gerados na cunha sublitosférica (GIBSON et al., 1995). No entanto, heterogeneidades litosféricas também podem resultar de processos de formação de supercontinentes devido à amalgamação de terrenos por vezes muito distintos.

O estudo proposto também se torna relevante na medida em que envolve processos magmáticos contemporâneos à formação de sistemas petrolíferos na bacia de Santos, contígua à área continental que será estudada. Processos magmáticos são de interesse para a elaboração de sistemas petrolíferos porque introduzem gradientes térmicos que podem

controlar a geração e maturação de hidrocarbonetos (VALENTE, 2009). Além disso, frequentemente estão associados aos processos de migração e de acumulação de petróleo (THOMAZ-FILHO et al., 2008).

Localização e Acessos

A área de estudo abrange o litoral sul do Estado do Rio de Janeiro e o litoral norte do estado de São Paulo, estando limitada a norte pela cidade de Parati (RJ) e a sul pela cidade de São Sebastião (SP). Esta área está compreendida pela porção litorânea das seguintes folhas do IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, em escala 1:50.000 (Figura 1): Parati (PAR), Juatinga (JUA), Picinguaba (PIC), Ubatuba (UBA), Ilha Anchieta (IAN), Caraguatatuba (CAR), São Sebastião (SSE), Maresias (MAR) e Salesópolis (SAL).

O acesso à área estudada, a partir do Rio de Janeiro, é feito pela BR-101 (Rodovia Rio-Santos) até Parati, num percurso de 228 km, ou até São Sebastião, num total de 396 Km (Figura 2). Alternativamente, o acesso pode ser feito pela BR-116 (Rodovia Presidente Dutra) até São José dos Campos (SP) e, a partir desta cidade até Caraguatatuba (SP), seguindo-se, então, pela rodovia estadual SP-99 (Rodovia dos Tamoios), totalizando aproximadamente 428 Km.

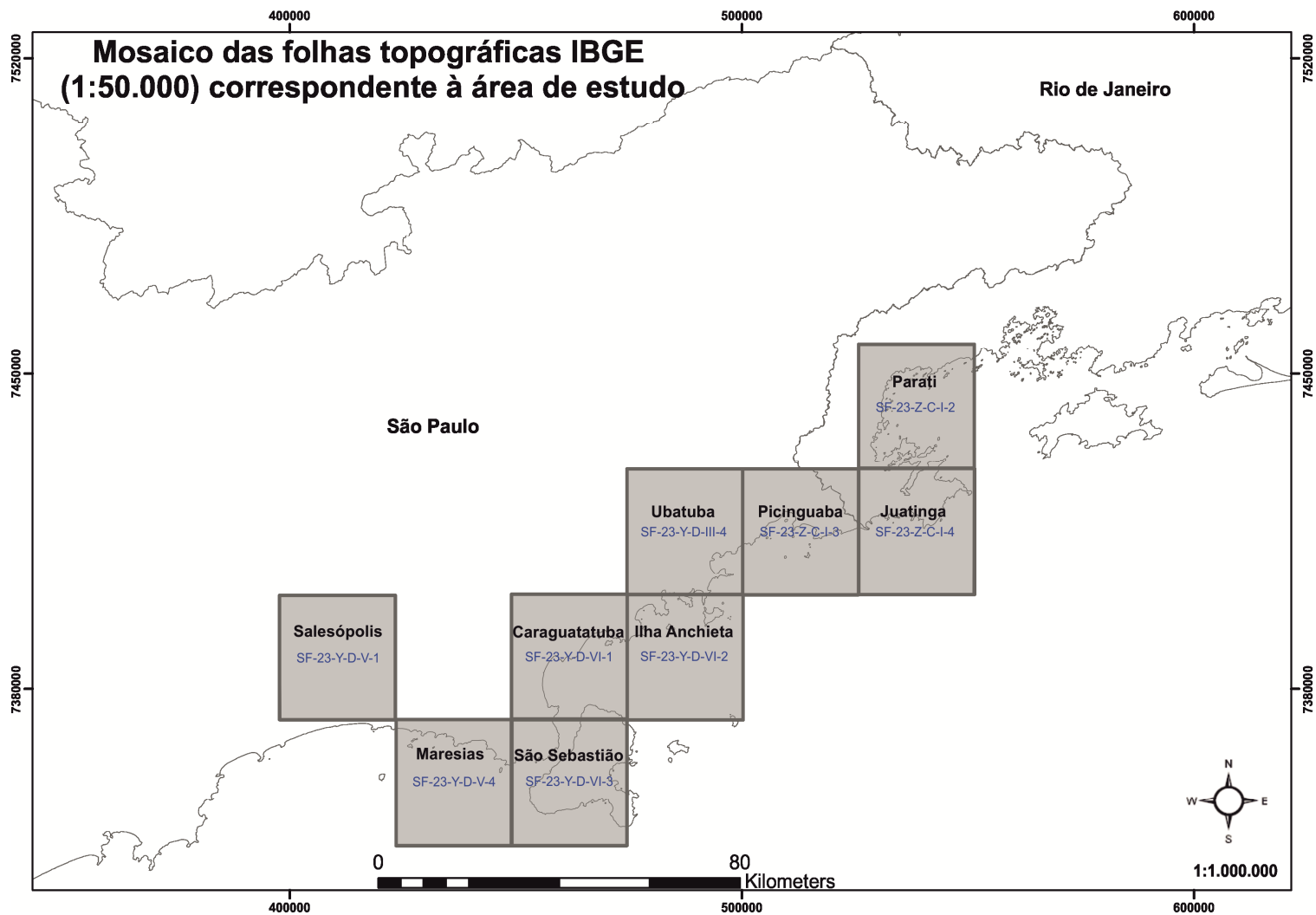


Figura 1 - Localização da área de estudo no âmbito das folhas topográficas do IBGE (1:50.000).

dique (medidas de espessura, orientação e possíveis estruturas de fluxo), registro fotográfico e, finalmente, coleta de amostras representativas e, preferencialmente, inalteradas.

As etapas de laboratório envolveram os seguintes itens principais:

1. Seleção e preparação das amostras: amostras representativas e inalteradas foram selecionadas para laminação e para britagem e moagem, que foram executadas no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA) da Faculdade de Geologia da UERJ.
2. Análise petrográfico-petroológica: noventa e oito lâminas foram descritas sob microscópio de luz transmitida com classificação petrográfica das rochas. Este trabalho serviu à seleção das amostras para proceder às análises geoquímicas e isotópicas.
3. Análises para elementos maiores e traços (incluindo terras raras): um conjunto de oitenta e cinco amostras foi analisado para elementos maiores, por ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma - Atomic Emission Spectroscopy*), e traços (incluindo terras raras), por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry*), no *Activation Laboratories - ACTLABS*, Canadá (Apêndice D).
4. Análises de isótopos radioativos (Sr e Nd): doze amostras representativas foram selecionadas com base nos estudos litogeoquímicos (item 3 acima) para análise de isótopos de Sr e Nd, por TIMS (*Thermal Ionization Mass Spectrometry*), realizadas no *GEOTOP Research Center*, da *Université du Québec à Montréal - UQAM*, Canadá (Apêndice D).

Finalmente, a etapa de gabinete consistiu da análise de dados, elaboração de relatórios, preparação das publicações e elaboração do documento final da dissertação.

1 REVISÃO TEMÁTICA

1.1 Introdução

O magmatismo alcalino na região meridional da Plataforma Sul-Americana está relacionado à ruptura do Gondwana, a partir do Jurássico, e aos episódios tectônicos que sucederam à abertura do Oceano Atlântico Sul e culminaram no desenvolvimento das bacias terciárias do sudeste brasileiro (ALMEIDA, 1983; GUEDES et al., 2005). Os membros máficos deste episódio magmático alcalino, de idades do Cretáceo Superior e Paleógeno, são representados por lamprófiros alcalinos (monchiquitos e camptonitos) e, subordinadamente, diabásios alcalinos.

As rochas alcalinas do setor norte da Província Alcalina Serra do Mar estão inseridas no Orógeno Ribeira (HEILBRON et al., 2004), que compõe o segmento central da Província Mantiqueira (ALMEIDA et al., 1977).

1.2 Contexto Geodinâmico Do Orógeno Ribeira

O Orógeno Ribeira (HEILBRON et al., 2004) pode ser definido como parte do sistema orogênico que constitui a Província Mantiqueira (ALMEIDA, 1977; ALMEIDA e HASUI, 1984) e sua evolução se deve à formação da porção ocidental do Paleocontinente Gondwana no decorrer do Ciclo Orogênico Brasileiro/Pan-Africano, no Neoproterozóico e Cambro-Ordoviciano. A edificação deste orógeno resultou do fechamento do Oceano Adamastor devido à convergência dos crátons São Francisco e Congo e do cráton encoberto pela Bacia do Paraná (Cráton Paraná ou Paranapanema), além da amalgamação de diferentes terrenos menores à margem leste do cráton do São Francisco (TROUW et al., 2000).

Do ponto de vista do contexto geotectônico, o Orógeno Ribeira localiza-se imediatamente a sudeste do Cráton do São Francisco (ALMEIDA, 1977), ou seja, no segmento central da Província Mantiqueira, sendo limitado a norte pelo Orógeno Araçuaí, a sul pelo Orógeno Apiaí e pelo Cráton Luís Alves, a leste por bacias de rifte do Cretáceo e a

oeste por uma zona de interferência com o Orógeno Brasília Meridional (HEILBRON et al., 2004).

O Orógeno Ribeira margeia a costa Atlântica brasileira por cerca de 1400km, com direção aproximadamente NE-SW (HEILBRON e MACHADO, 2003), envolvendo rochas do embasamento Arqueano-Paleoproterozóico, coberturas metassedimentares Mesoproterozóicas e Neoproterozóicas, incluindo rochas metabásicas, e granitóides do Brasiliano / Pan-Africano (Figuras 3 e 4).

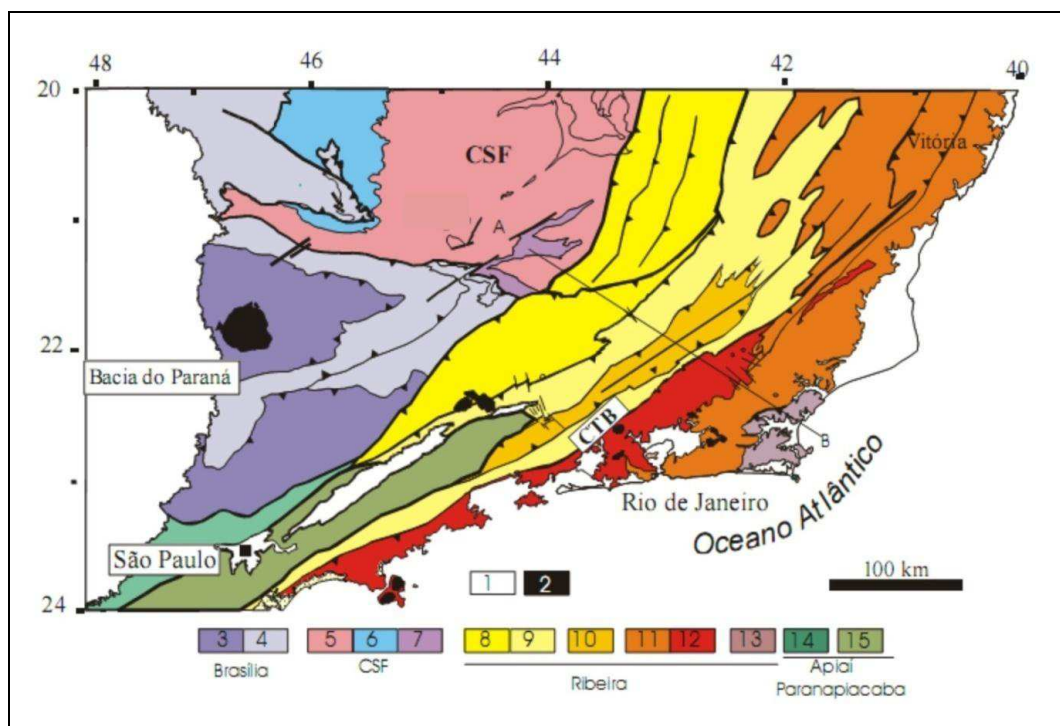


Figura 3 - Mapa tectônico do Segmento central do Sistema Orogênico Mantiqueira. Legenda. 1- Riftes Cenozóicos; 2- Rochas alcalinas do Cretáceo e Terciário; Orógeno Brasília (3-4): 3- *Nappes* Inferiores; 4- *Nappes* Superiores; 5- Embasamento do Cráton do São Francisco e Domínio autóctone; 6- Supergrupo São Francisco; 7- Metassedimentos do Domínio Autóctone; Orógeno Ribeira (8-13): 8- Domínio Andrelândia e 9- Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 10- *Klippe* do terreno Paraíba do Sul; 11- Terreno Oriental incluindo 12- Granitóides do Arco Magmático Rio Negro; 13- Terreno Cabo Frio; Orógeno Apiaí/Paranapiacaba (14-15): 14- Terrenos São Roque e Açungui; 15- Terreno Embu. CSF: Cráton do São Francisco; CTB: *Central Tectonic Boundary* (Limite Tectônico Central). Fonte: HEILBRON et al., 2004.

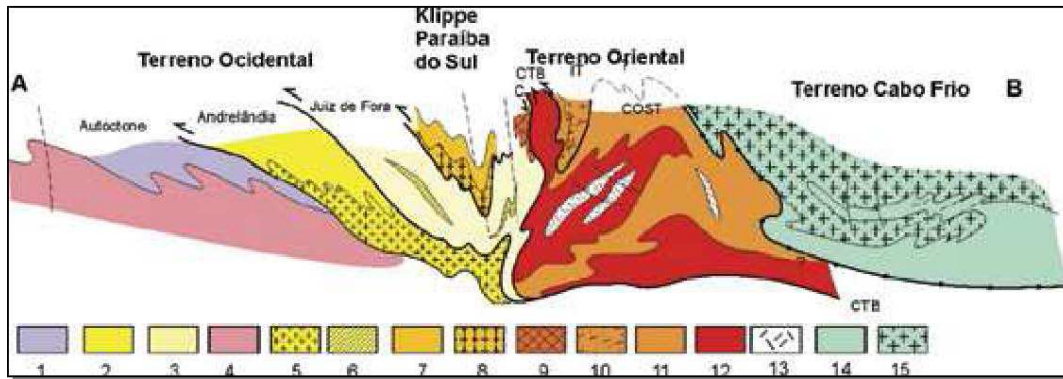


Figura 4 - Seção estrutural esquemática NWSE para o Orógeno Ribeira. Terreno Ocidental (1 - 6): 1 a 3 – Megassequência Andrelândia nos domínios Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora; 4 a 6 – Associações do embasamento (Complexos Barbacena, Mantiqueira e Juiz de Fora); Terreno Paraíba do Sul (7 - 8): 7 - Grupo Paraíba do Sul, 8 - Complexo Quirino; Terreno Oriental (9 - 13): 9 – Sequência Cambuci; 10 – Sequência Italva; 11 – Sequência Costeira (COST); 12 – Arco Magmático Rio Negro; 13 – Granitos Colisionais; Terreno Cabo Frio (14-15): 14 – Sequências Búzios e Palmital; 15 – Complexo Região dos Lagos. CTB = *Central Tectonic Boundary* (Limite Tectônico Central).

Fonte: HEILBRON et al., 2004.

O Orógeno Ribeira apresenta estruturação definida por terrenos tectônico-estratigráficos imbricados para noroeste, com vergência para oeste em direção a margem do Cráton do São Francisco, limitados por falhas de empurrão ou zonas de cisalhamento oblíquas transpressivas, conforme Heilbron et al. (2004).

Considerando a compartimentação proposta por Heilbron et al. (2000, 2004), estes terrenos são denominados: Ocidental, Paraíba do Sul, Embu, Oriental e Cabo Frio (Tabela 1). Os quatro primeiros terrenos foram amalgamados há *ca.* 590-560 Ma, resultante da interação entre o Cráton de São Francisco e outra(s) placa(s) e/ou arco de ilhas a sudeste desse cráton (Terreno Oriental - Serra do Mar). Já o Terreno Cabo Frio representa uma colagem posterior, *ca.* 535-510 Ma (SCHMITT et al., 2000, 2004), podendo estar associada ao rápido fechamento de uma bacia oceânica, entre o Terreno Oriental e a borda sul do paleocontinente Congo.

O Terreno Oriental, diferentemente dos demais terrenos do Orógeno Ribeira, não apresenta rochas do embasamento mais velhas que 1,8 Ga. No entanto, abriga ortogneisses interpretados como o arco magmático da orogênese Ribeira, denominado Arco Magmático Rio Negro (TUPINAMBÁ et al., 1998), um arco cordilheirano Neoproterozóico localizado no domínio Costeiro. O magmatismo do estágio pré-colisional é exclusivo deste terreno, correspondendo a plútons gerados durante a subducção para leste da litosfera oceânica da Placa São Francisco em um longo período, entre 790 e 590 Ma (HEILBRON e MACHADO, 2003).

Tabela 1 - Compartimentação tectônica do Orógeno Ribeira.

Terreno/ Domínio Tectônico	Embasamento Pré - 1,8 Ga	Coberturas Pós - 1,8 Ga
Terreno Ocidental/ Domínio Autóctone	Complexo Barbacena	Megasseqüências São João Del Rey, Carandaí e Andrelândia
Terreno Ocidental/ Domínio Andrelândia	Complexo Mantiqueira	Megasseqüência Andrelândia
Terreno Ocidental/ Domínio Juiz de Fora	Complexo Juiz de Fora	Megasseqüência Andrelândia
Terreno Paraíba do Sul	Complexo Quirino	Grupo Paraíba do Sul
Terreno Embu	Complexo Rio Capivari	Complexo Embu
Terreno Oriental/ Domínio Cambuci	?	Seqüência Cambuci
Terreno Oriental/ Domínio Costeiro (incluindo o Arco Magmático Rio Negro)	?	Seqüência Costeiro
Terreno Oriental/ Domínio Italva	?	Seqüência Italva
Terreno Cabo Frio	Complexo Região dos Lagos	Seqüências Búzios e Palmital

Fonte: Adaptado de HEILBRON et al., 2004.

Os diferentes terrenos tectono-estratigráficos que compartimentam o Orógeno Ribeira apresentam uma evolução metamórfica e estrutural similar. As relações temporais envolvendo dados estruturais, metamorfismo e magmatismo, permitiram a identificação três eventos deformacionais e dois eventos metamórficos (HEILBRON et al., 1995, 2000; TROUW et al., 2000).

O principal evento deformacional é representado pelas fases D1 + D2 e apresenta contemporaneidade com o estágio metamórfico M1, de idade Neoproterozóica (595-565 Ma). Esse evento principal é interpretado como resultado de uma colisão oblíqua que exhibe vergência para o Cráton do São Francisco, representando a principal etapa de encurtamento crustal (TROUW et al., 2000). As estruturas mais penetrativas e *fabrics* foram desenvolvidas nesse evento como, por exemplo, dobras assimétricas, foliação principal, zonas de cisalhamento com formação de milonitos, forte lineação de estiramento e lineações minerais (HEILBRON et al., 1995). O grau metamórfico aumenta de NW para SE, ou seja, do Terreno

Ocidental para o Terreno Oriental, e, portanto, nas regiões da Serra do Mar e costeira do Estado do Rio de Janeiro estão registradas suas condições de temperatura máxima.

Duas fases de deformação tardias, D3 e D4, responsáveis por redobram a xistosidade principal, apresentam distribuição espacial muito heterogênea (TUPINAMBÁ et al., 2007). O segundo evento deformacional, a fase D3, resultou de uma deformação compressiva, contemporânea com o estágio metamórfico M2, no início do Paleozóico (540-520 Ma), gerando dobras empinadas abertas a apertadas, com eixos NE/SW e zonas de cisalhamento transpressivas de *trend* NE.

O terceiro evento deformacional, fase D4, é caracterizado por uma deformação transtensiva, provavelmente associada ao resfriamento e colapso do orógeno (HEILBRON et al., 2000). Foram geradas dobras e crenulações abertas e suaves, com planos axiais subverticais e eixos N-S, associadas a zonas de cisalhamento dúcteis/rúpteis e dois *sets* de zonas de cisalhamento: um *set* dextral NE-SW, no Domínio Autóctone, e um *set* sinistral NW-SE nos demais domínios (TROUW et al., 2000).

O magmatismo relacionado ao Orógeno Ribeira é bem registrado nos terrenos tectono-estratigráficos, exceto no Terreno Cabo Frio. Esse magmatismo se expressa com diferentes formas e com ampla variação textural e composicional, compondo batólitos, *stocks*, diques, soleiras e apófises, foliados ou não. Os granitóides do Orógeno Ribeira podem ser divididos segundo Heilbron *et al.* (2000), de acordo com os estágios tectônicos aos quais estão relacionados: pré-colisional (630-595 Ma), sin-colisional (595-565 Ma), tardi-colisional (565-540 Ma), pós-colisional (540-520 Ma) e transicional (520-480 Ma).

O magmatismo pré-colisional é exclusivamente caracterizado pelo magmatismo cálcio-alcálico do Arco Magmático Rio Negro. Os granitóides brasileiros sin- a tardi-colisionais ocorrem nos terrenos Ocidental, Oriental e Paraíba do Sul e mostram uma polaridade espacial e temporal dentro do Orógeno Ribeira (HEILBRON et al., 2000). Estes granitóides são mais abundantes no Domínio Juiz de Fora e em direção à costa, indicando espessamento crustal como resultado da colisão. Intrusões pós-tectônicas ocorrem no Domínio Costeiro do Terreno Oriental e são caracterizadas por pequenos plutons e *stocks* de alto-K com *trend* cálcio-alcálico a álcali-cálcico (TROUW et al., 2000). As zonas de cisalhamento das fases de deformação D3 e D4 teriam agido como condutos para a ascensão dos granitos tardi-colisionais e pós-tectônicos. O magmatismo transicional (520-480 Ma) é expresso como pequenos batólitos cálcio-alcálicos associados a rochas toleíticas, caracterizando o relaxamento termal do orógeno (TROUW et al., 2000).

1.3 Contexto Geodinâmico do Cretáceo Superior – Paleógeno

O supercontinente Gondwana, formado no Neoproterozoico-Cambriano pela orogenia Brasileira/Pan-Africana, foi afetado por processos extensionais no Mesozóico, resultando na ruptura continental associada à formação do oceano Atlântico (ALMEIDA et al., 2000). A quebra do Gondwana e a abertura do oceano Atlântico Sul reativaram inúmeras discontinuidades mais antigas, sendo controladas por estruturas pré-existentes do Orógeno Ribeira (ALMEIDA, 1986). Os processos extensionais, marcados por diversos pulsos tectônicos, perduraram desde o Cretáceo até o Cenozóico (ALMEIDA e CARNEIRO, 1998).

A abertura do oceano Atlântico Sul teve início no sul do Continente Sul-Americano, no Jurássico Superior/Cretáceo Inferior, e avançou em direção ao norte, atingindo a margem equatorial no Aptiano/Albiano (CHANG et al., 1992; CONCEIÇÃO et al., 1988). Esse processo de abertura foi acompanhado por intensa atividade magmática basáltica na Bacia do Paraná e na margem continental do rifte. Estudos detalhados de Ar-Ar no derrame continental da Província Paraná-Etendeka, realizados por Turner et al. (1994), indicam que esse magmatismo ocorreu entre 137 e 127 Ma.

Concomitantemente à separação do Gondwana, cessado o magmatismo basáltico, o período entre o Cretáceo Superior ao Terciário foi caracterizado por inúmeros eventos tectono-magmáticos tanto em região *onshore* quanto *offshore* da margem sudeste. Esses eventos, decorrentes da ativação mesozóica-cenozóica da Plataforma Sul Americana (ALMEIDA, 1983, 1986), compreendem intrusões de rochas alcalinas com idades entre 90 e 50 Ma (MIZUSAKI e MOHRIAK, 1992) e formação de pequenas bacias do tipo rifte na margem continental e próximas à mesma. Soerguimentos de natureza epirogenética em grandes áreas do embasamento adjacentes às bacias marginais na fase da deriva continental, durante a ativação mesozóica-cenozóica, também são registrados (ALMEIDA e CARNEIRO, 1998; ZALÁN, 2004).

A implantação de um sistema de bacias tafrogênicas entre São Paulo e Rio de Janeiro no Cretáceo Superior – Paleógeno (ALMEIDA, 1983,1986; ALMEIDA e CARNEIRO, 1989) foi redefinida por Riccomini (1989) como Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB). Este é conhecido também como Sistema de Rifts da Serra do Mar (ALMEIDA, 1976) ou como Sistema de Bacias Tafrogênicas do Sudeste Brasileiro (MELO et al.,1985), ou ainda como Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005).

O RCSB (Figura 5), de idade paleógena, é uma depressão alongada e deprimida com pouco mais de 900 km de comprimento, compreendida entre os estados do Paraná, São Paulo e Rio de Janeiro (RICCOMINI et al., 2004). Essa feição segue uma direção ENE-WSW, ao longo da linha de costa atual, e engloba as bacias de Curitiba, São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda, o Gráben da Guanabara e outras bacias e grábens menores associados. *Stocks* de rochas alcalinas eocretáceas a paleogênicas ocorrem ao longo das bordas do rifte.

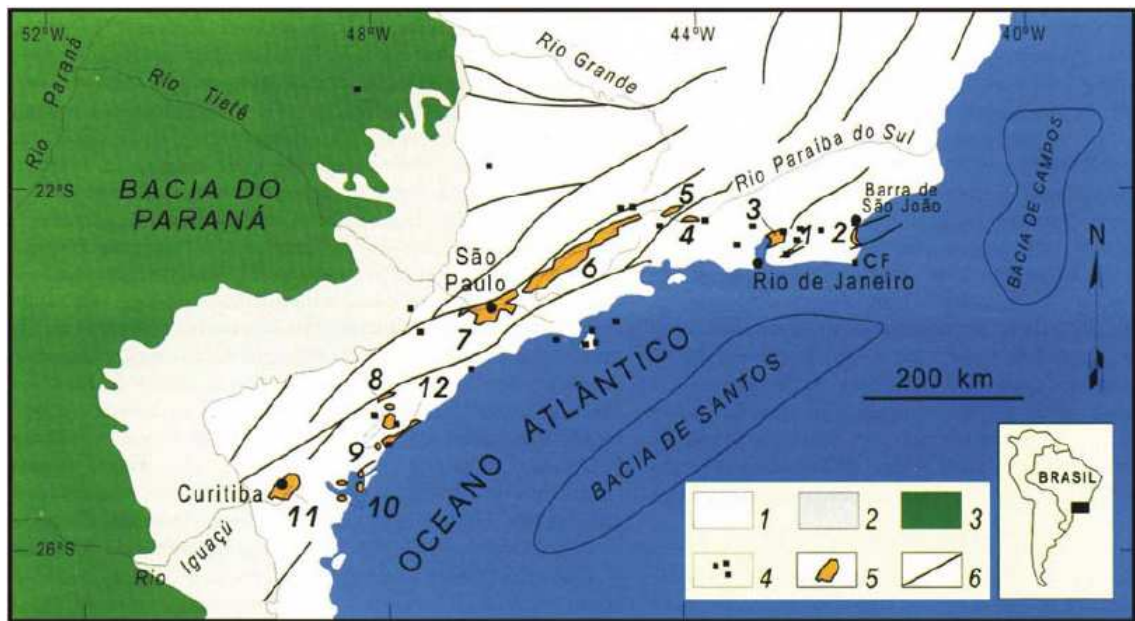


Figura 5 - Contexto geológico regional do Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) – 1) embasamento Pré-Cambriano; 2) rochas sedimentares Paleozóicas da Bacia do Paraná; 3) rochas vulcânicas toleíticas Eocretáceas da Formação Serra Geral; 4) rochas relacionadas ao magmatismo alcalino Mesozóico-Cenozóico; 5) bacias cenozóicas do rift (1- Bacia de Itaboraí, 2- Gráben de Barra de São João, 3-Bacia do Macacu, 4-Bacia de Volta Redonda, 5- Bacia de Resende, 6- Bacia de Taubaté, 7- Bacia de São Paulo, 8-Gráben de Sete Barras, 9- Formação Pariquera-Açu, 10-Formação Alexandra e Gráben de Guaraqueçaba, 11- Bacia de Curitiba, 12- Gráben de Cananéia); 6) zonas de cisalhamento Pré-Cambrianas, em parte reativadas durante o Mesozóico e Cenozóico.

Fonte: RICCOMINI et al., 2004.

A calha do rifte se desenvolveu no domínio do Orógeno Ribeira, cujo sistema de falhas E-NE influenciou a localização das falhas normais reativadas no Mesozóico-Cenozóico e as juntas constituíram anisotropias que favoreceram o alívio dos novos sistemas de tensões (MELO et al., 1985). Atualmente, é consenso entre os pesquisadores a existência de um vínculo entre a instalação do RCSB e a ruptura continental que foi responsável pela separação entre América do Sul e África e conseqüente abertura do Atlântico Sul, embora haja controvérsia acerca dos mecanismos geradores e evolutivos.

Riccomini (1989) apresentou o primeiro modelo considerando os tectonismos geradores e modificadores para o segmento central do RCSB, que compreende as bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda. Um evento distensivo de direção NNW-SSE, ocorrido no Paleógeno, seria o responsável pela instalação dessas bacias, envolvendo reativação, como falhas normais, de antigas zonas de cisalhamento Neoproterozóicas de direção NE a ENE (RICCOMINI et al., 2004). As fases tectônicas deformadoras envolveriam novas reativações ao longo das falhas pré-existentes e, em menor escala, a geração de novas estruturas.

Os eventos deformacionais compreenderiam transcorrência sinistral de direção E-W de idade neogênica (Mioceno?), transcorrência dextral de idade quaternária (Pleistoceno Superior), distensão de direção WNW-ESE a E-W de idade holocena e compressão de direção E-W, também, holocena. As variações nos campos de esforços desses eventos deformacionais seriam em virtude do balanço entre o *ridge push* e *slab-pull* da Placa Sul Americana, respectivamente em relação às placas Africana e de Nazca (RICCOMINI, 1989).

Coincidentes com as estruturas do RCSB ocorrem inúmeras intrusões alcalinas neocretáceas/paleogênicas que marcam o tectonismo destes blocos altos e rebaixados (Figura 6), responsável pela reativação de câmaras magmáticas alcalinas (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005). Lavas ankaramíticas datadas entre 42 e 53 Ma ocorrem no interior das bacias de Volta Redonda e de Itaboraí (FERRARI, 1990; RICCOMINI e RODRIGUES-FRANCISCO, 1992).

De acordo com estudos de Zalán (2004) e Zalán e Oliveira (2005), esse tectonismo distensional atuou sobre um megaplanalto amplo e coeso (Serra do Mar Cretácea), soerguido no Cretáceo Superior, entre 85-65 Ma (TELLO SAENZ et al., 2003), devido à movimentação relativa da Placa Sul-Americana, de leste para oeste, sobre a Pluma de Trindade. Este soerguimento foi acompanhado de intenso magmatismo de caráter alcalino sobre a crosta continental não afinada e de natureza básica sobre a crosta afinada.

O grande planalto da Serra do Mar Cretácea foi aplainado pela Superfície de Aplainamento Japi (ALMEIDA e CARNEIRO, 1998) e, posteriormente, quebrado e segmentado, sendo seus remanescentes topográficos partes das serras da Mantiqueira e do Mar. O antigo limite oriental do megaplanalto coincide com a atual linha de charneira das bacias de Santos e Campos (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005). Segundo Riccomini et al. (2004), através da datação de lava alcalina derramada sobre a Superfície de Aplainamento Japi, em 65Ma, esta superfície de erosão atuou no final do Cretáceo, aplainando e nivelando toda a área.

A alternância de serras e vales/planícies da região sudeste do Brasil constitui uma sucessão de *horsts* e grábens escalonados, assimétricos, com bordas falhadas e flexurais, que são segmentados em sub-grábens por zonas de acomodação e falhas transferentes. Essas feições tectônicas se propagam na plataforma continental da Bacia de Santos até à sua linha de charneira, assim como as intrusões alcalinas (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005).

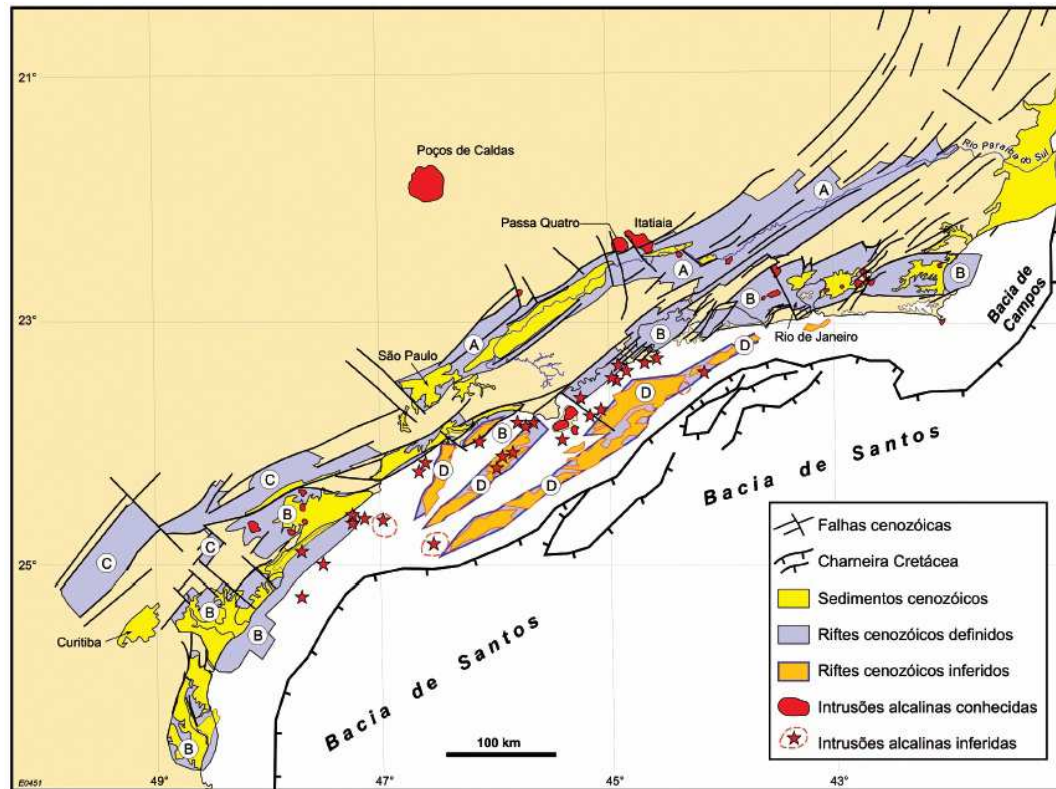


Figura 6 - Mapa de distribuição da compartimentação do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil: (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira, e (D) Marítimo; de suas falhas limitantes, preenchimentos sedimentares, intrusões/lavas alcalinas, charneira cretácea das bacias de Santos/Campos e o Rio Paraíba do Sul.

Fonte: ZALÁN e OLIVEIRA, 2005.

1.4 Magmatismo Alcalino do Cretáceo Superior – Paleógeno

1.4.1 Generalidades

As províncias máficas do Cretáceo Superior e Paleógeno do sudeste do Brasil são tipicamente alcalinas (ALMEIDA e CARNEIRO, 1989). O magmatismo alcalino na região

meridional da Plataforma Sul-Americana está relacionado aos episódios tectônicos que seguem à abertura do Oceano Atlântico Sul, a partir do Jurássico, e que culminaram com o desenvolvimento das bacias terciárias do sudeste brasileiro (ALMEIDA, 1983; GUEDES et al., 2005). Diferentemente do magmatismo basáltico de caráter toleítico, de extenso volume, o magmatismo alcalino ocorre de forma restrita, como *stocks*, *plugs*, diques, *pipes* e vulcanismo restrito (explosivo e efusivo).

A região meridional da Plataforma Brasileira, principalmente próximo às bordas da Bacia do Paraná, apresenta centenas de centros de intrusões de rochas alcalinas e corpos associados, de idade permiana-triássica a paleógena (ALMEIDA, 1983; RICCOMINI et al., 2005).

Almeida (1983) introduziu o termo províncias alcalinas para agrupar essas intrusões de acordo com a distribuição geográfica, relações petrográficas, idade e feições tectônicas. Posteriormente, essas províncias alcalinas foram revisadas por Riccomini et al. (2005) e separadas em quinze províncias distintas (Figura 7), sendo seis do Cretáceo Superior e/ou Paleógeno:

- províncias Anticlinal Rondonópolis e Minas-Goiás, do Cretáceo Superior, adjacentes à Bacia Bauru;
- províncias Serra do Mar, do Cretáceo Superior-Paleoceno Inferior, e Piratini, do Cretáceo Superior, na região *onshore* das bacias de Santos e Pelotas;
- província Assunção, do Paleógeno, relacionada à evolução Cenozóica do Rifte Assunção;
- província Lineamento Magmático Cabo Frio, do Cretáceo Superior e Paleógeno, região *onshore* a norte da Bacia de Santos.

O processo de ativação tectônico-magmática meso-cenozóica da Plataforma Sul-Americana, segundo Almeida (1983), caracterizou-se pela reativação de antigos falhamentos e surgimento de blocos de falhas, soergimento de arcos, abatimento de bacias costeiras e acentuada subsidência da Bacia do Paraná. Nesse contexto extensional, a reativação de antigas zonas de fraqueza como conduto para o magmatismo foi favorecida, particularmente zonas de cisalhamento proterozóicas paralelas à linha de costa atual.

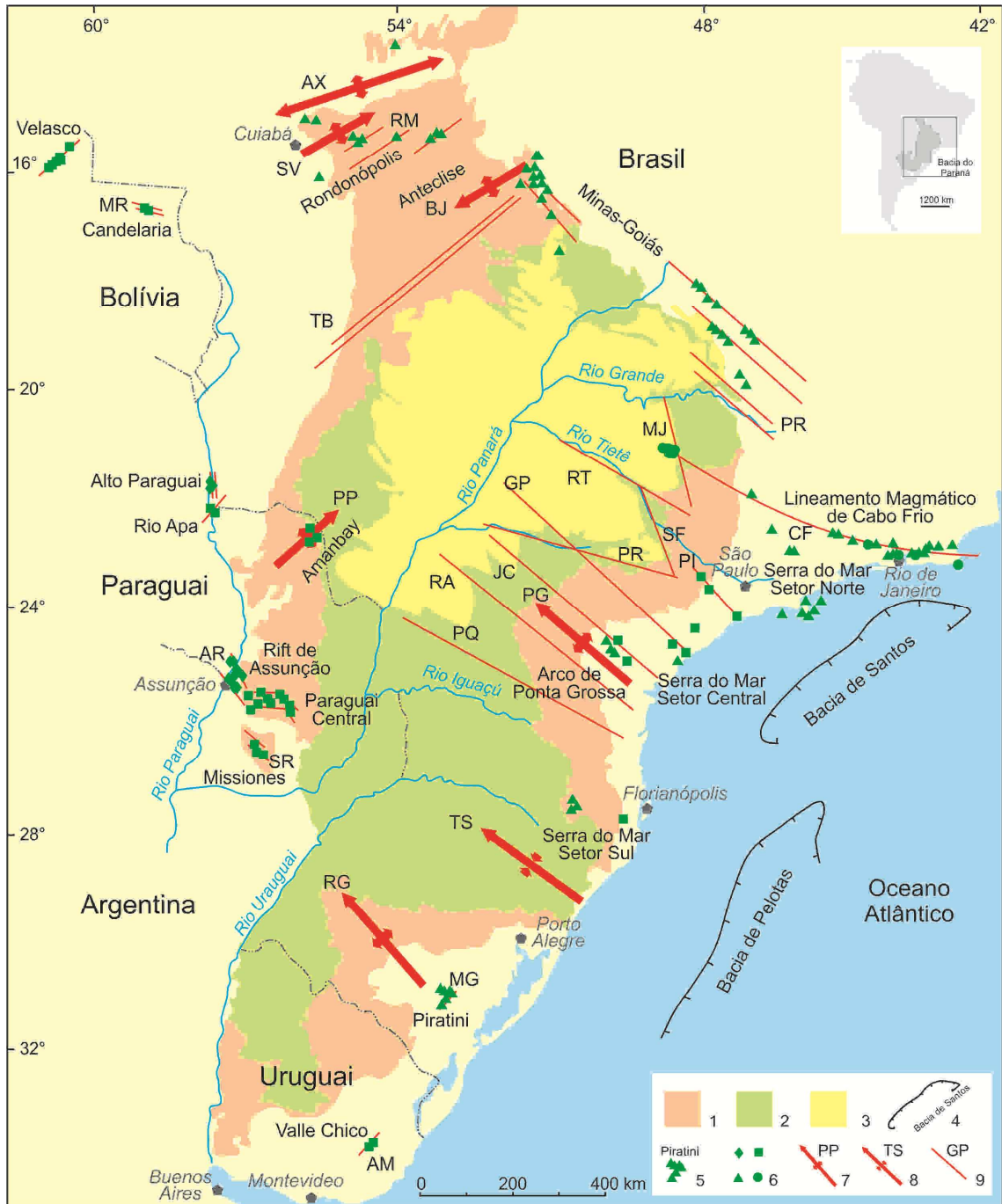


Figura 7 - Províncias Alcalinas da região central-sudeste da Plataforma Brasileira. 1) Bacia do Paraná; 2) Derrames de lavas toleíticas; 3) Bacia Bauru; 4) Bacias marginais; 5) Províncias Alcalinas; 6) Idade das rochas alcalinas (losangos: Permiano-Triássico; quadrados: Cretáceo Inferior; triângulos: Cretáceo Superior; círculos: Paleógeno); 7) Eixos dos arcos principais (AX, Alto Xingu; SV, São Vicente; BJ, Bom Jardim de Goiás; PG, Ponta Grossa; RG, Rio Grande; PP, Ponta Porã); 8) TS, Sinclinal Torres; 9) Zonas de fraturas, em parte profundas falhas litosféricas (Riftes: MR, Mercedes; RM, Rio das Mortes; MG, Moirão; SR, Santa Rosa; AR, Assunção. Lineamentos: TB, Transbrasiliiano; AP, Alto Paranaíba; MJ, Moji-Guaçu; CF, Cabo Frio; RT, Rio Tietê; SL, São Carlos-Leme; PR, Paranapanema; PI, Piedade, GP, Guapiara; JC, São Jerônimo-Cariúva; RA, Rio Alonzo; PQ, Rio Piquiri; AM, SantaLúcia-Aiguá-Merin).

Fonte: RICCOMINI et al., 2005 com base nos originais gentilmente cedidos por R. Azzone.

1.4.2 As rochas alcalinas do setor norte da Província Alcalina Serra do Mar

A Província Alcalina Serra do Mar, proposta por Almeida (1983) para agrupar as rochas alcalinas situadas na região continental *onshore* ao longo da margem oeste da Bacia de Santos (nos estados do Rio de Janeiro e norte de São Paulo), foi redefinida por Riccomini et al. (2005). Devido ao controle estrutural das descontinuidades do embasamento, idades e relação com a evolução da margem continental Atlântica adjacente às bacias de Santos e Pelotas, os últimos autores incluíram na Província Alcalina Serra do Mar as rochas alcalinas do Cretáceo Superior da região do Arco de Ponta Grossa (a princípio incluídas na província homônima) e da região de Lages (antigamente agrupada na Província Santa Catarina). As rochas do lineamento magmático de Cabo Frio, originalmente incluídas na Província Serra do Mar por Almeida (1983), foram individualizadas por Riccomini et al. (2005) como Província Lineamento Magmático Cabo Frio.

A Província Alcalina Serra do Mar é formada por complexos plutônicos e por enxames de diques. Esta província é compartimentada em três setores (Figura 7), correspondendo a áreas de maior soerguimento Cenozóico ao longo da região *onshore* do sudeste do Brasil. O setor norte (Figura 8) é formado pelas ilhas próximas à costa do Atlântico, como São Sebastião, Monte de Trigo, Vitória e Búzios, além do maciço de Ponte Nova, na Serra da Mantiqueira. Já o setor central, na área geográfica do Arco de Ponta Grossa, é composto por vários corpos alcalinos como Cananéia, Barra do Teixeira e Mato Preto. O setor sul da província é marcado pelas intrusões de Lages (Riccomini et al., 2005).

A área de estudo desta dissertação se insere no setor norte da Província Alcalina Serra do Mar. As intrusões alcalinas do setor norte possuem caráter predominantemente félsico nas ilhas da costa, caracterizado por nefelina sienitos, sienitos, álcali sienitos, fonolitos e traquitos. Rochas máficas ocorrem localmente, na forma de diques ou pequenos *stocks*, como os corpos gabróicos cumuláticos e acamadados da Ilha de São Sebastião (ENRICH et al., 2005) e da Ilha Monte de Trigo (ENRICH et al., 2009). Na região costeira, a Ilha de São Sebastião se destaca pela expressão dos corpos alcalinos, caracterizados por três *stocks* sieníticos e *stocks* menores gabróicos. Os *stocks* sieníticos apresentam estrutura zonada com termos ácidos (quartzo sienitos) nas bordas, segundo estudos de Enrich et al. (2005).

O maciço de Ponte Nova é a única ocorrência alcalina do setor norte com predomínio acentuado de rochas máficas e ultramáficas. Tais corpos apresentam menores proporções nas demais ocorrências deste setor da província. O maciço de Ponte Nova é composto por uma

associação gabrítica alcalina e as rochas mais abundantes são cumulatos máficos e ultramáficos, como olivina clinopiroxenos e melagabros com olivina, presentes nos níveis inferiores do maciço, ao lado de gabros e monzogabros porfiríticos, bandados, nos níveis superiores, segundo Azzone et al. (2009).

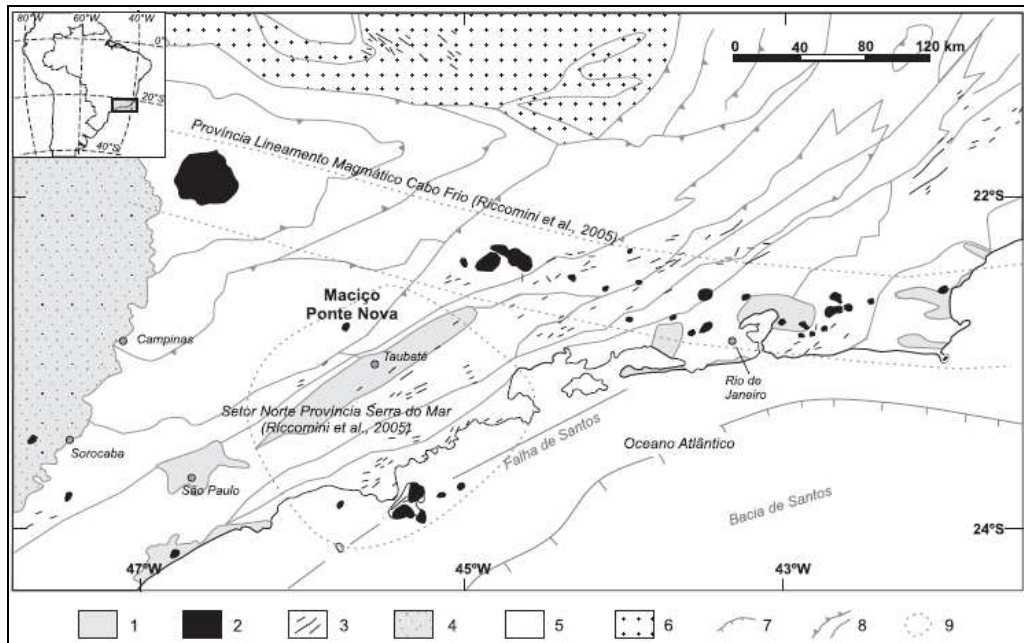


Figura 8 - Distribuição dos corpos alcalinos na região do Vale do Paraíba e faixa litorânea dos estados de São Paulo e Rio de Janeiro, Província Serra do Mar de Almeida (1983). A subdivisão das províncias alcalinas é baseada em Riccomini *et al.* (2005). 1. Bacias de rifte (Cenozóico). 2. Ocorrências alcalinas (Meso-Cenozóico). 3. Diques. 4. Lavas da Bacia do Paraná (Paleozóico). 5. Orógenos Brasília e Ribeira (Pré-Cambriano). 6. Craton do São Francisco (Pré-Cambriano). 7. Limites da Bacia de Santos. 8. Principais estruturas (falhamentos) do embasamento (Pré-Cambriano). 9. Nova subdivisão províncias alcalinas da região.

Fonte: AZZONE et al., 2009.

O enxame de diques é caracterizado pela ocorrência de duas suítes distintas: suíte fortemente insaturada em sílica, marcada pela ocorrência de rochas ultrabásicas a fonolíticas, e a suíte fracamente insaturada em sílica, com rochas variando entre basaltos e traquitos (BROTZU et al., 2005). Ambas as suítes mostram *trend* de elementos maiores e traços compatíveis com processos de cristalização fracionada, localmente com assimilação concomitante (AFC – *Assimilation and Fractional Crystallisation*).

Corpos de brecha magmática e diques de lamprófiros a fonolitos são descritos nas ilhas costeiras da cidade de São Sebastião (ENRICH et al., 2005; GARDA, 1995) e Monte de Trigo (ENRICH, 2005). Diques de lamprófiros alcalinos, classificados como monchiquitos e camptonitos, são especialmente numerosos na vizinhança imediata das grandes intrusões da

Ilha de São Sebastião (COUTINHO, 2008). Ainda de acordo com Coutinho (2008), diques de carbonatito também ocorrem próximos à referida ilha.

Resultados geocronológicos para toda a porção norte da Província Serra do Mar restringem-se a um intervalo de idades entre 80 e 90 Ma. Idades K-Ar entre 80 - 90 Ma foram obtidas para as rochas sieníticas e fonolíticas da Ilha de Vitória por Motoki (1986), enquanto que, na Ilha de Búzios, determinações por K/Ar e Rb/Sr indicam idade média de 81 Ma para as rochas sieníticas e de 79 Ma para os diques (ALVES, 1997). Na Ilha de São Sebastião, *stocks* alcalinos exibem idades similares Rb-Sr e K-Ar, em torno de 80 e de 84 Ma, respectivamente (MONTES-LAUAR et al., 1995). Os diques alcalinos desta ilha registram idades K-Ar entre 78 e 83 Ma (SONOKI e GARDA, 1988). Determinações por Ar-Ar de 86 Ma, em nefelina sienito, e de 87 Ma, em dique de biotita lamprófito, são encontradas na Ilha Monte de Trigo (ENRICH et al., 2009). Com relação ao maciço de Ponte Nova, datações K-Ar realizadas por Azzone et al., (2009) indicam idades variando entre 86,7 e 89,6 Ma, para diferentes tipos de rocha, como, respectivamente, nefelina monzodiorito e olivina melagabro cumulático.

O magmatismo alcalino Província Alcalina Serra do Mar é freqüentemente associado à evolução da margem passiva continental adjacente. A disposição de centros de rochas alcalinas exibe poucas estruturas, mas sugere se adaptar às zonas de fraqueza pré-cambrianas, adquirindo formas alongadas NE ou ENE (ALMEIDA, 1983, 1986). A própria forma de alguns maciços e a orientação predominante de diques alcalinos sugerem que fraturas dessa zona crustal, afetadas pelo evento Brasileiro, tenham surgido ou sido reativadas como caminho para o magma alcalino. Indicações são dadas pelo alinhamento das ocorrências alcalinas nas ilhas da região costeira no nordeste do estado de São Paulo (Figura 9), seguindo uma provável zona de falha, assim como pelo *trend* NE-SW do enxame de diques máficos. Falhamentos normais com *trend* NE-SW também ocorrem na região de Lages (RICCOMINI et al., 2005).

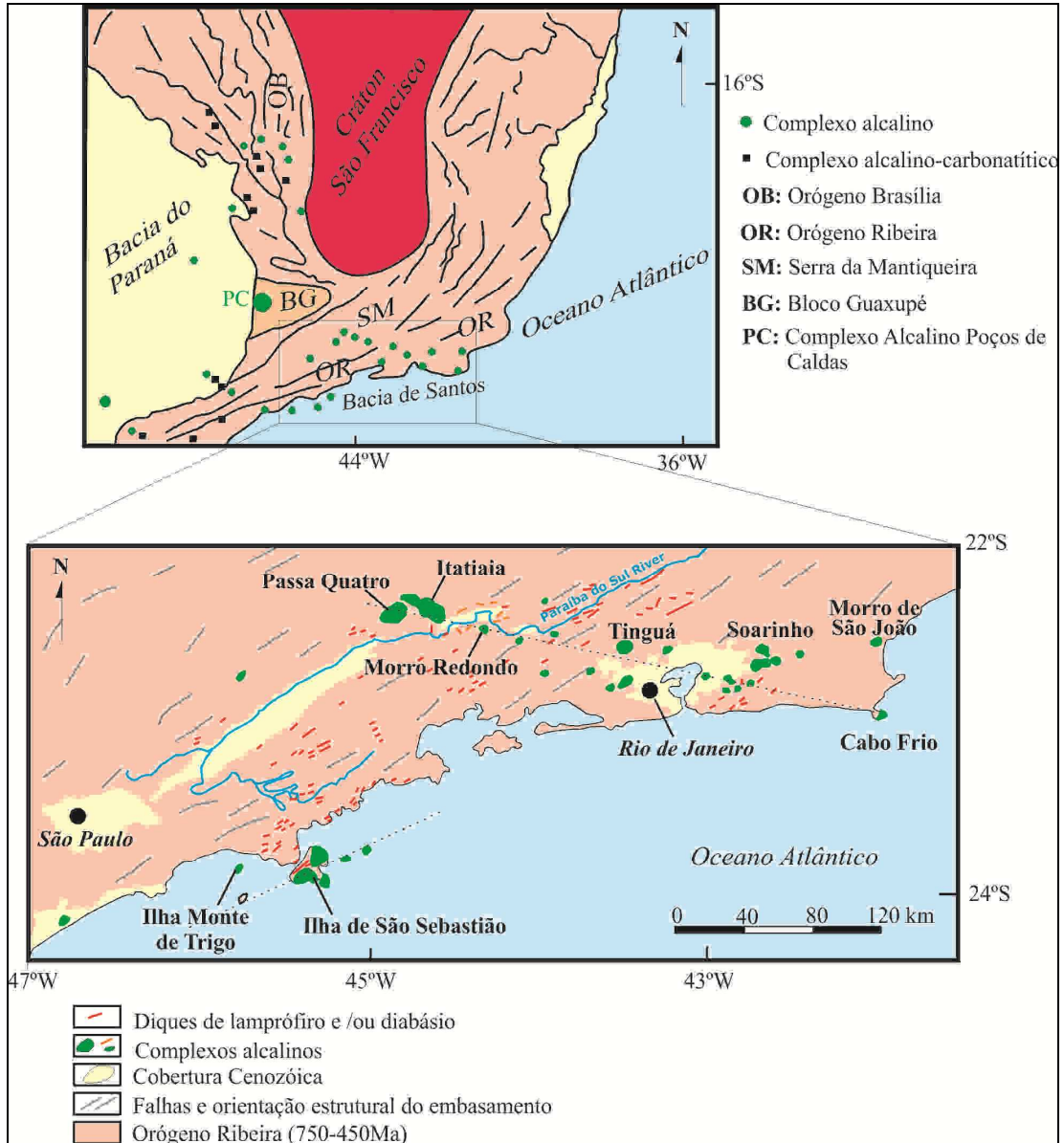


Figura 9 - Mapa geológico esquemático do setor norte da Província Serra do Mar e da Província Lineamento Magmático Cabo Frio.

Fonte: ENRICH et al., 2005 com base nos originais gentilmente cedidos por R. Azzone.

1.4.3 Modelos Geodinâmicos

Muitos aspectos relativos à gênese e ao controle tectônico do magmatismo alcalino permanecem controversos e carecem de maiores investigações (RICCOMINI et al., 2005). A gênese dos episódios do magmatismo alcalino Mesozóico-Cenozóico na região sudeste do Brasil tem sido atribuída, principalmente, a hipóteses considerando anomalias quentes do

manto resultantes da ação de *hot spots* ou plumas (Pluma Trindade – GIBSON et al., 1995a; THOMPSON et al., 1998) ou alívio de pressão relacionado a processos de rifteamento, associada à presença de fases voláteis no manto litosférico e controlada por processos tectônicos via reativação de descontinuidades crustais (COMIN-CHIARAMONTI et al., 2002; OREIRO, 2006; ENRICH et al., 2009).

Outras proposições são admitidas para explicar a geração de províncias magmáticas intracontinentais, como anomalias térmicas regionais de longa duração no manto profundo, reveladas por anomalias de geóide e tomografia sísmica (ERNESTO et al., 2002), ou como uma ação térmica residual de uma pluma “fóssil”, que no sudeste do Brasil é atribuída à pluma de Tristão da Cunha, responsável pelo magmatismo da Província Paraná-Etendeka no Cretáceo Inferior (VANDECAR et al., 1995).

Diversos autores que discordam da hipótese de plumas mantélicas serem as responsáveis pelo magmatismo alcalino no sudeste do Brasil atestam uma incompatibilidade entre os dados geocronológicos obtidos nos corpos alcalinos e o modelo evolutivo de uma pluma, por não constatarem um *trend* progressivo de idades, além de questionarem a proveniência e a extensão do magmatismo (RICCOMINI et al., 2005). No setor norte da Província Serra do Mar, segundo Enrich et al. (2009), a gênese das rochas alcalinas não está associada à influência da pluma, devido à distância estimada entre os corpos alcalinos e o provável diâmetro da pluma de Trindade (aproximadamente 1000 Km), separados por uma espessa litosfera associada ao Cráton do São Francisco.

Dados isotópicos sugerem o manto litosférico como fonte para o magmatismo dessa região, segundo estudos de diversos autores (p. ex.: BROTZU et al., 1997; COMIN-CHIARAMONTI et al., 1997, 1999; GARDA, 1995). Entretanto, dados geoquímicos de diques máficos da Ilha de São Sebastião (SP), obtidos por Garda (1995), também indicam contribuição do manto astenosférico.

1.5 Lamprófiros: revisão sumária

1.5.1 Definições

A classificação e nomenclatura dos lamprófiros é tema ainda discutido, em virtude de sua literatura dispersa e muitas vezes contraditória. Assim, será apresentada a seguir uma

revisão sumária sobre o estudo destas rochas que ocorrem menos comumente e, portanto, são menos conhecidas que os diabásios alcalinos.

Em 1979, a IUGS (*International Union of Geological Sciences*) adotou a subdivisão dos lamprófiros em três grupos: cálcio-alcálicos, alcálicos e melilíticos (STRECKEISEN, 1979), anteriormente subdivididos por Rock (1977) em cálcio-alcálicos, alcálicos e ultramáficos. No livro “*A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*” (LE MAITRE., 1989), lamprófiros, lamproítos e kimberlitos foram agrupados como rochas lamprofíricas. No mesmo sentido, Rock (1991), no livro “*Lamprophyres*”, individualizou um clã de rochas lamprofíricas, dividido em cinco ramos: lamprófiros cálcio-alcálicos, lamprófiros alcálicos, lamprófiros ultramáficos, kimberlitos e lamproítos.

Alguns autores (p. ex.: BERGMAN, 1987) defendem que a inclusão de lamproítos e kimberlitos no mesmo grupo que os lamprófiros é inapropriada. Atualmente, a IUGS não recomenda a utilização dos termos “rochas lamprofíricas” (*lamprophyric rocks*) e “clã dos lamprófiros” (*lamprophyre clan*), ou seja, o agrupamento entre lamprófiros, lamproítos e kimberlitos (WOOLLEY et al., 1996; LE MAITRE, 2002).

A definição e as características gerais dos lamprófiros apresentadas por Streckeisen (1979) são utilizadas até os dias atuais. De acordo com o referido autor, os lamprófiros são um grupo especial de rochas que demandam uma classificação própria, apresentam variedades texturais, mineralógicas e químicas particulares e ocorrem comumente como diques. Suas características mais comuns são:

- rochas mesocráticas a melanocráticas, raramente ultramáficas, com textura porfirítica.
- contêm essencialmente biotita (ou Fe-flogopita) e/ou anfibólios, além de piroxênios e olivinas.
- feldspatos e/ou feldspatóides, quando presentes, estão restritos à matriz.
- é comum alteração hidrotermal nas olivinas, piroxênios, biotita e plagioclásio.
- calcitas, zeólitas e outros minerais hidrotermais podem ocorrer como constituintes primários.
- apresentam altos teores de K_2O ou $K_2O + Na_2O$ e baixos a médios teores de SiO_2 .
- o conteúdo em H_2O , CO_2 , S, P_2O_5 , assim como de Ba e alguns outros elementos raros, é elevado quando comparado com outras rochas de composição similar. Conseqüentemente, os lamprófiros são ricos em minerais hidratados (mica, anfibólios,

cloritas, serpentinas, talco, etc.), carbonatos (principalmente calcita), sulfetos, apatitas e zeólitas.

1.5.2 Classificação e Petrografia

Os lamprófiros não são passíveis de classificação de acordo com proporções modais, como o sistema QAPF, devido à sua mineralogia peculiar, nem com diagramas de discriminação composicional, como o TAS (WOOLLEY et al., 1996).

De uma maneira geral, os lamprófiros apresentam textura panidiomórfica, com fenocristais, geralmente, de biotita e anfibólio, ocorrendo também piroxênio e olivina, em uma matriz que pode consistir (isoladamente ou em combinações diversas) de plagioclásio, feldspato alcalino, feldspatóide, carbonato, montcelitta, melilita, mica, anfibólio, piroxênio, perovskita, óxidos de Fe-Ti e vidro (STRECKEISEN, 1979; ROCK, 1991). Devido ao elevado conteúdo de voláteis, os minerais primários são facilmente alterados e os minerais secundários (como carbonatos, clorita, epidoto, serpentina e zeólitas) podem ser tão abundantes quanto as fases magmáticas. Estruturas globulares sub-arredondadas e preenchidas por quantidades variáveis de carbonato, analcima, clorita, quartzo, zeólita, entre outros, são comumente descritas nos lamprófiros, às vezes, apenas microscopicamente aparentes (ROCK, 1991).

A classificação dos lamprófiros atualmente adotada pela IUGS (LE MAITRE., 2002) é diferente daquela proposta por Rock (1977, 1987, 1991) e Le Maitre (1989), e considera somente a divisão dessas rochas em lamprófiros alcalinos e lamprófiros cálcio-alcalinos, colocando em desuso o termo lamprófiros ultramáficos, o qual é utilizado para caracterizar os lamprófiros com melilita. Segundo critérios da IUGS, os lamprófiros com melilita, anteriormente denominados de alnoitos e polzenitos, são considerados como variedades de rochas melilíticas. Entretanto, alguns autores (FOLEY et al., 2002; TAPPE et al., 2005) defendem o uso da terminologia lamprófiros ultramáficos e a sua inclusão no sistema de classificação de rochas ígneas da IUGS.

A nomenclatura adotada nesta dissertação corresponde ao sistema mais recente de classificação da IUGS, onde os lamprófiros são subdivididos em cálcio-alcalinos e alcalinos (LE MAITRE, 2002).

Os lamprófios cálcio-alcálicos apresentam índice de coloração $M > 35$ e ocorrem freqüentemente associados a granitos tardios, pós-orogênicos (STRECKEISEN, 1979). Seus principais representantes são minettes, vogesitos, kersantitos e espessartitos (Tabela 2). Os lamprófios alcalinos ocorrem associados a complexos alcalinos (nefelina sienitos) e carbonatitos. Seu quimismo aproxima-se ao dos basaltos alcalinos e basanitos e, em alguns casos, dos nefelinitos, mas sempre são mais enriquecidos em voláteis. Este grupo compreende principalmente os camptonitos, sannaítos e monchiquitos (STRECKEISEN, 1979.).

Tabela 2 - Classificação e nomenclatura dos lamprófios com base em sua mineralogia. or = feldspato alcalino; pl = plagioclásio; feld = feldspato; foid = feldspatóide.

Predominância de minerais claros		Predominância de minerais máficos		
feldspato	feldspatóide	biotita > hornblenda ±diopsídio, augita, (±olivina)	hornblenda, diopsídio, augita, (±olivina)	anfíbólio, (barkevikita, kaersutita), Ti-augita, olivina, biotita
or > pl	-	minette	vogesito	-
pl > or	-	kersantito	espessartito	-
or > pl	feld > foid	-	-	sannaíto
pl > or	feld > foid	-	-	camptonito
-	glass or foid	-	-	monchiquito

Fonte: LE MAITRE, 2002; WERNICK, 2004.

Com relação aos lamprófios cálcio-alcálicos, os minettes apresentam feldspato alcalino, biotita e augita diopsídica como minerais principais ao lado de plagioclásio, hornblenda, olivina, quartzo, minerais opacos, apatita e calcita, entre outros. Diferentemente dos minettes, nos vogesitos, os minerais essenciais são feldspato alcalino, hornblenda e augita diopsídica. Já os kersantitos contêm plagioclásio (oligoclásio, andesina), biotita e augita diopsídica como minerais principais, além de feldspato alcalino, hornblenda, olivina, quartzo, minerais opacos, apatita e calcita. Nos espessartitos, plagioclásio (andesina), hornblenda e augita diopsídica correspondem à mineralogia essencial, além de feldspato alcalino, biotita, olivina, quartzo, minerais opacos, apatita e calcita, entre outros.

Com relação aos lamprófios alcalinos, nos camptonitos, anfíbólio (barkevikita e/ou kaersutita), titanogita, olivina e/ou biotita ocorrem inseridos em uma matriz de labradorita, anfíbólio, piroxênio, escasso feldspato alcalino e feldspatóides ±apatita, minerais opacos, calcita e zeólitas. Os sannaítos apresentam feldspato alcalino no lugar do plagioclásio. Já nos monchiquitos, titanogita, anfíbólio (barkevikita e/ou kaersutita), ± biotita e, comumente,

olivina ocorrem em uma matriz vítrea (potencialmente plagioclásio + nefelina) ou densa de nefelina ou analcima e rica em micrólitos de piroxênio, anfibólio, minerais opacos, apatita, calcita e zeólitas (STRECKEISEN, 1979).

1.5.3 Características Geoquímicas

Os lamprófiros alcalinos apresentam composição ultrabásica, nefelinítica-basanítica, enquanto que, os lamprófiros cálcio-alcalinos exibem composição shoshonítica. Estes últimos, são classificados, principalmente, no diagrama TAS (LE MAITRE, 1989) como basaltos, andesitos e traquiandesitos, enquanto que os lamprófiros alcalinos correspondem aos campos dos foiditos e basanitos. A composição média dos lamprófiros é expressa na tabela 3.

Tabela 3 - Composição média, rocha total de lamprófiros cálcio-alcalinos e alcalinos. $\text{Fe}_2\text{O}_3^{(T)}$ é o ferro total sob a forma de ferro férrico.

Lamprófiros cálcio-alcalinos													
SiO_2	Al_2O_3	$\text{Fe}_2\text{O}_3^{(T)}$	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	CO_2	S	Total
51,00	14,00	8,20	7,00	7,00	2,70	3,10	2,40	1,10	0,60	0,13	2,00	0,12	99,40
Lamprófiros alcalinos													
SiO_2	Al_2O_3	$\text{Fe}_2\text{O}_3^{(T)}$	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	CO_2	S	Total
42,50	13,70	12,00	7,10	10,30	3,00	2,00	3,10	2,90	0,74	0,20	2,00	0,20	99,70

Fonte: ROCK, 1991.

Os lamprófiros, tipicamente, apresentam H_2O , CO_2 , F, Cl, LILE (*large ion lithophile elements*) com magnitude de 2 a 3 vezes maior que MORB (*mid-ocean ridge basalts*). As características dos lamprófiros listadas a seguir são consideradas as mais significantes (ROCK, 1991):

- lamprófiros apresentam semelhanças entre si e com as rochas alcalinas pelos teores médios elevados de LILE (K, Rb, Sr, Ba), mas exibem também teores de Sc, Ti, Y e elementos terras-raras pesados (ETRP) típicos de basalto;
- teores elevados de Cr e Ni são típicos destas rochas;
- anomalias negativas de Ta-Nb-Ti (TNT) estão presentes somente nos lamprófiros cálcio-alcalinos;

- Th, Zr, Rb, Sr e Ba são, comumente, mais elevados em lamprófiros do que em outras rochas ígneas silicáticas;
- concentrações de Y são, geralmente, típicas de MORB, mas podem ser elevadas (>150 ppm) em lamprófiros alcalinos;
- diagrama multielementar para lamprófiros alcalinos exibe forma muito semelhante a dos basaltos alcalinos, mas com enriquecimento maior por um fator entre 1,5 – 2;
- em média, lamprófiros apresentam padrão de elementos terras raras (ETR) mais íngreme que basaltos alcalinos, mas com concentrações semelhantes de ETR médios (Gd-Er).

Segundo Rock (1991), com relação à composição normativa CIPW, os lamprófiros alcalinos são, por definição, insaturados em sílica. Os camptonitos apresentam, quase exclusivamente, norma basanítica (como albita + ortoclásio + anortita + nefelina + diopsídio + olivina). Em contraste, grande parte dos mochiquitos e alguns sannaítos possuem leucita ± kalsilita ± larnita. Os lamprófiros cálcio-alcalinos variam de quartzo a nefelina normativos e de anortita a analcima normativos, o que manifesta sua composição peculiar, e são cerca de 2/3 quartzo-normativos e 1/3 nefelina-normativos.

1.5.4 Associações tectono-magmáticas

Lamprófiros são muito mais comuns do que geralmente se afirma, ocorrendo em todo o mundo em diversos ambientes tectônicos mais do que outras rochas alcalinas em todo o registro geológico. Uma compilação de idades de diferentes corpos de lamprófiros em diferentes regiões tectônicas, realizada por Rock (1991), apontou que essas rochas possuem distribuição contínua do Arqueano Superior (lamprófiro cálcio-alcalino de 2,7 Ga) ou Proterozóico (lamprófiro alcalino de 2,0 Ga) aos tempos atuais (≤ 1 Ma).

Várias são as associações possíveis entre os lamprófiros, outras rochas ígneas e os diferentes ambientes tectônicos observados na natureza. Os lamprófiros são encontrados em regimes construtivos, destrutivos e intraplaca. Entretanto, lamprófiros calci-alcalinos são mais típicos de ambientes convergentes, enquanto que os lamprófiros alcalinos são amplamente

encontrados em ambientes divergentes (ROCK, 1987). As associações mais características são apresentadas na tabela 4.

Tabela 4 - Associações tectono-magmáticas envolvendo lamprófiros. CAL = lamprófiros calci-alcálicos e AL = lamprófiros alcalinos.

Rochas ígneas associadas	Margens Convergentes			Margem Passiva	Margem Divergente	Intraplaca	
	Tipo Andina, orógenos continentais	Greenstone Belts, mobile belts	Arco de Ilha	Falhas transformantes	Rifts, junções triplíceis	Ilhas oceânicas, hot-spots	Áreas cratônicas
Suítes intrusivas/extrusivas cálcio-alcálicas (granitóides)	CAL	CAL	CAL	CAL			
Suítes intrusivas/extrusivas shoshoníticas	CAL		CAL	CAL			
Complexos intrusivos brechados	CAL			CAL			
Outros lamprófiros	AL	CAL, AL	CAL, AL	CAL, AL	AL	AL	CAL, AL
Suítes intrusivas/extrusivas levemente alcalinas (gabro-sienito)					AL	AL	
Nenhuma (magmatismo lamprofirico isolado)				AL			CAL, AL
Suítes intrusivas/extrusivas fortemente alcalinas (ijolitos-carbonatitos)						AL	

Fonte: ROCK, 1991.

1.5.5 Petrogênese de magmas Lamprofíricos

Bowen (1928) não considerava os lamprófiros como magmas completamente líquidos (*fully-liquid magmas*), devido à sua abundância em fenocristais (ROCK, 1991). Apesar dos fenocristais em lamprófiros não necessariamente representarem fases líquidas, mas meramente cristais que cresceram rapidamente em um meio rico em voláteis, a falta de

lamprófiros holohialinos pode ser uma evidência que corrobora as idéias de Bowen (ROCK, 1984). Assim, os lamprófiros podem ser atribuídos a fluidos carregados em cristais, ricos em voláteis, com apenas um componente mínimo de líquido silicático. Bailey (1987) atribui a geração dos lamprófiros, preferencialmente, por metassomatismo da fase gasosa, ao invés de fusão de material mantélico. Entretanto, alguns autores (ROCK, 1991) consideram que a combinação matriz + fenocristais + abundância em minerais ricos em H₂O/CO₂, presente nos lamprófiros, pode ser considerada como uma amostra representativa de líquido + cristais suspensos + fase volátil, ou seja, um sistema magmático completo.

Segundo Rock (1987, 1991), se magmas primários forem considerados como completamente líquidos no momento de sua geração, então, lamprófiros não devem representar magmas primários. No entanto, se magmas intratelúricos podem ser carregados em cristais e ricos em voláteis, os lamprófiros se aproximam desses magmas, pois estes retêm fases voláteis. Essas interpretações se assemelham à controvérsia da gênese dos magmas basálticos, envolvendo picritos como magmas primários *versus* fracionamento de magmas primários (ROCK, 1987).

Muitas rochas alcalinas são excepcionalmente ricas em voláteis, como H₂O, CO₂, P, Cl, S e F, que são importantes em sua gênese. A maioria dos estudos experimentais sobre rochas alcalinas tem sido feita com basaltos alcalinos e nefelinitos e muita atenção tem sido atribuída aos componentes voláteis. Procedimentos experimentais envolvendo composições basálticas, basaníticas e nefeliníticas tiveram início com trabalhos de Yoder e Tilley (1962), que concluíram que líquidos basálticos a nefeliníticos, hidratados, podem produzir lamprófiros alcalinos, pois o teor em água favorece a cristalização de anfibólio/mica e suprime a cristalização de plagioclásio. Estudos semelhantes de outros autores (p. ex.: UPTON, 1965), propõem que lamprófiros alcalinos são o resultado de magmas basálticos ricos em H₂O com aditivos voláteis. Rock (1987, 1991) sugere que magmas basálticos alcalinos enriquecidos em voláteis dão origem a lamprófiros alcalinos, como camptonitos, e que composições mais nefeliníticas explicam a gênese de monchiquitos, por total supressão de feldspato. Resultados experimentais do referido autor mostram que a assembléia mineral de lamprófiros alcalinos não pode ser gerada a partir de magmas basálticos de afinidade toleítica, mesmo enriquecidos em voláteis.

Segundo Rock (1991), trabalhos acerca da origem dos componentes voláteis sugerem três formas de enriquecimento em voláteis, que ocorrem subsequentemente à geração de magma no manto, quais sejam: adição de voláteis oriundos de magmas sieníticos contemporâneos, isto é, envolvendo processos de hibridização com sienitos; auto-

enriquecimento em voláteis por cristalização de líquidos basálticos; reações entre líquidos ricos em álcalis e as primeiras olivinas e piroxênios.

Os lamprófiros apresentam relações de heteromorfismo, tanto local quanto globalmente, isto é, dois ou mais tipos de lamprófiros podem apresentar a mesma composição química total, mas exibirem composições modais distintas (ROCK, 1987). Isso implica que um o magma lamprofírico pode cristalizar mais de uma assembleia mineral sob diferentes condições. Corpos individuais de lamprófiros podem variar entre um tipo de rocha e outro, como, por exemplo, entre centro camptonítico e margem monchiquítica. A relação entre camptonito e monchiquito é uma forma de heteromorfismo na qual hialomonchiquito (formado na borda dos diques de camptonito) representa o resfriamento rápido do magma. Como o elevado conteúdo em voláteis dos magmas lamprofíricos alcalinos pode suprimir os últimos estágios da cristalização dos feldspatos, comumente há falta de feldspatos nas bordas desses diques. Considerando os lamprófiros cálcio-alcalinos, as assembleias minerais presentes em minettes, vogesitos, kersantitos e espersatitos são quimicamente equivalentes (ROCK, 1991).

2 DADOS DE CAMPO, PETROGRÁFICOS, LITOGEOQUÍMICOS E ISOTÓPICOS

2.1 Apresentação

O litoral dos estados de São Paulo e Rio de Janeiro é marcado por inúmeras ocorrências de diques máficos e ultramáficos (ARAÚJO, 1995; BELLINI et al., 1990; BROTZU et al., 2005; COUTINHO et al., 1991; COUTINHO e ENS, 1992; ENRICH, 2005; GARDA, 1995; GARDA e SHORSCHER, 1996; VALENTE, 1997). Trabalhos desses autores mostram que os diques apresentam, predominantemente, orientação NE/SW, sendo subverticais, com composição toleítica ou alcalina e idades entre o Cratáceo Inferior e Cretáceo Superior. Os diques estão dispostos segundo as principais estruturas do embasamento (Capítulo 1) e marcam, de acordo com Almeida (1983), uma reativação tectônica ao longo de zonas de cisalhamento e outras descontinuidades pré-cambrianas.

Neste capítulo são apresentados os dados de campo, petrográficos e litogeoquímicos dos lamprófiros e diabásios alcalinos presentes na área de estudo.

Na região litorânea entre São Sebastião e Parati foram estudados setenta e dois diques máficos de caráter alcalino, entre eles, quarenta e seis diques de lamprófiros e vinte e seis diques de diabásios alcalinos. Ao todo, foram coletadas oitenta amostras, variando entre margem e centro de diques, para estudos petrográficos e/ou litogeoquímicos. Os dados geoquímicos foram utilizados para a classificação das rochas, bem como para a discriminação de séries e suítes. Cinquenta amostras de diques de diabásios toleíticos também foram coletadas, mas seu estudo não se insere no escopo desta dissertação.

2.2 Dados de campo

2.2.1 Aspectos gerais

As rochas encaixantes dos diques máficos alcalinos estudados são ortognaisses do Arco Magmático Rio Negro, do Orógeno Ribeira, e diversas rochas granitóides sin-

colisionais e pós-colisionais (HEILBRON et al., 2004). Os diques mapeados na área de estudo intrudem granito-gnaisses porfiríticos, biotita gnaisses fortemente bandados a migmatíticos com enclaves anfibolíticos, biotita gnaisses porfiroblásticos ricos em enclaves máficos anfibolítico/biotíticos (Figura 10).



Figura 10 - Afloramento de biotita gnaiss porfiroblástico encaixante de diques de lamprófiros e diabásios alcalinos, na Praia de Pitangueiras, na região de São Sebastião. Visada para SW. Ponto SSE-JM-09.

Comumente, os diques máficos mapeados se apresentam pouco alterados e bem expostos nos costões rochosos litorâneos, onde foi estudada a maioria dos diques dessa dissertação. Nos cortes de rodovias pavimentadas, a exposição dos diques é dificultada em virtude da vegetação. Alguns afloramentos estão situados em locais cujo acesso é mais facilmente realizado de barco.

Os diques de lamprófiros e diabásios alcalinos ocorrem, principalmente, próximos às intrusões alcalinas sieníticas da Ilha de São Sebastião. A ocorrência dos diques alcalinos diminui para o norte da área de estudo, longe dos *stocks* sieníticos das ilhas próximas a São Sebastião.

No campo, os diques exibem coloração preta-esverdeada a marrom e granulação fina, dificultando o reconhecimento mineralógico e textural e, conseqüentemente, a individualização entre lamprófiros (Figura 11) e diabásios alcalinos (Figura 12). De uma

maneira geral, estes diques apresentam-se com características muito semelhantes entre si e as classificações dos litotipos só foram realizadas após a petrografia.



Figura 11 - Afloramento de dique de lamprófiro, com espessura aproximada de 0,4 m, no Saco do Morcego, região de Maranduba. Visada para SW. Ponto IAN-JM-02B.



Figura 12 - Afloramento de dique de diabásio alcalino, com espessura aproximada de 0,5 m, no costão da Praia Preta, região de São Sebastião. Visada para SW. Ponto SSE-JM-14.

Os diques de lamprófiros e diabásios alcalinos exibem a mesma orientação preferencial e a mesma forma de ocorrência, estando, muitas vezes, próximos um do outro. Na área estudada, também foram identificadas intrusões múltiplas e intrusões compostas (Figuras 13 e 14) de diques.



Figura 13 - Afloramento exibindo intrusão múltipla de diques de diabásios alcalinos, na Ponta da Trindade, região de Trindade. Visada para SW. Ponto JUA-JM-11.

Os lamprófiros e diabásios alcalinos, comumente, são porfiríticos, com fenocristais de clinopiroxênio e olivina (nos lamprófiros) e clinopiroxênio, olivina e plagioclásio (nos diabásios alcalinos), em quantidades muito variadas. Esses fenocristais são finos a médios, com tamanho variando entre <math><1,0</math> a $2,0$ mm, raramente, maiores (Figura 15).

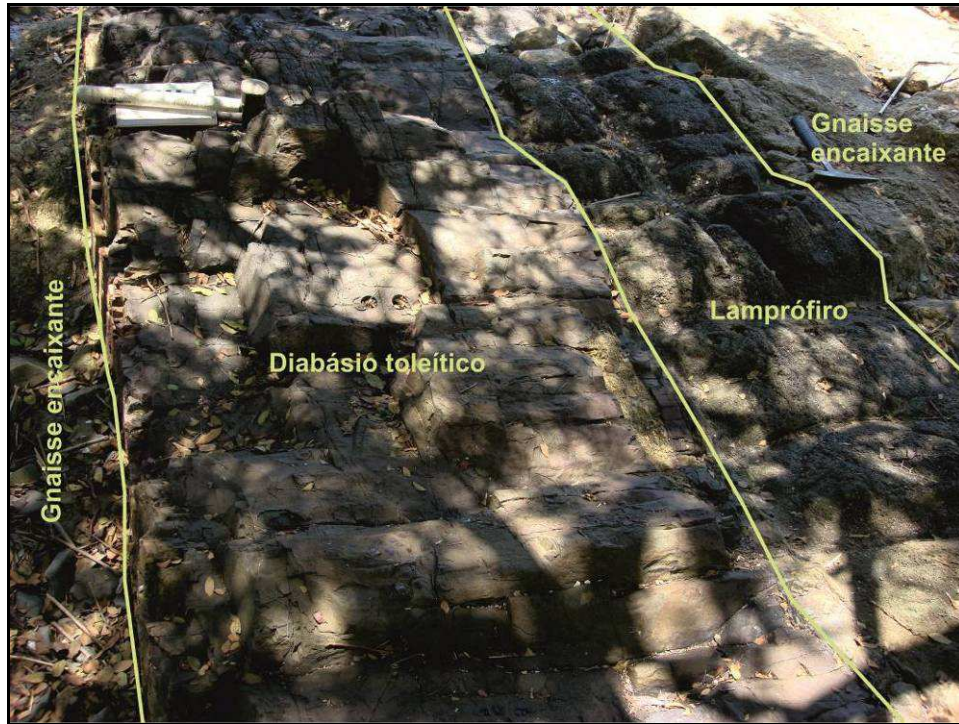


Figura 14 - Afloramento exibindo intrusão composta de dique de lamprófiro e dique de diabásio toleítico, na Ponta do Araçá, região de São Sebastião. Visada para NE. Ponto SSE-JM-19.

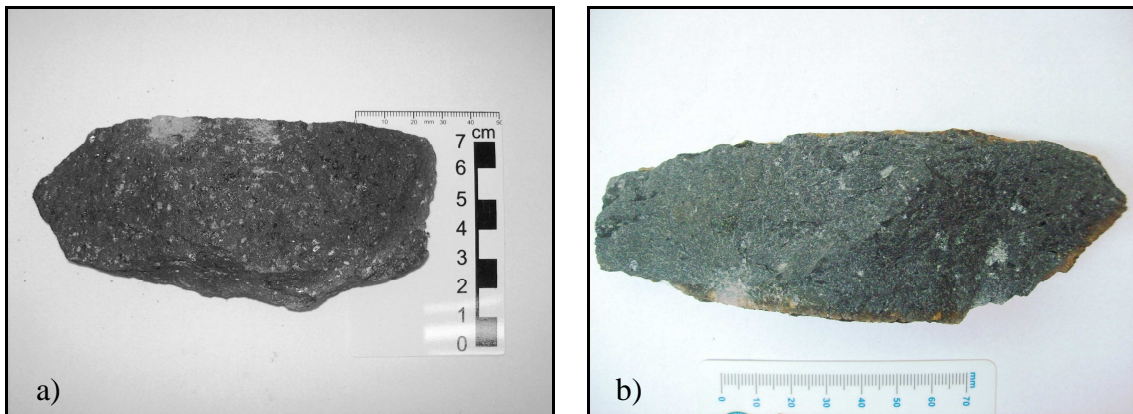


Figura 15 - Amostras de (a) dique de lamprófiro (SSE-JM-06) e (b) dique de diabásio alcalino (MAR-JM-08B) com textura porfírica.

Os diques estudados são estreitos, de espessura variando entre centímetros e poucos metros (0,1 - 4,0 m), e pouco extensos, atingindo até 50 m observados. Apresentam margens resfriadas de poucos milímetros a, no máximo, 2,0 cm de espessura, indicando que essas intrusões ocorreram em níveis crustais relativamente rasos, com existência de gradiente térmico entre o magma e a rocha encaixante.

As margens resfriadas são comumente observáveis e apresentam, em geral, textura afanítica (Figura 16), enquanto que, nas regiões centrais a granulação é fanerítica fina. Esses

diques, principalmente os lamprófiricos, exibem amígdalas e vesículas, com até 2 cm de diâmetro, geralmente, concentradas nas partes centrais dos diques (Figura 17). Por vezes, essas estruturas ocorrem concentradas em níveis ao longo dos contatos do dique, definindo uma espécie de bandamento (Figura 18). O mesmo ocorre com fenocristais, principalmente de piroxênio (Figuras 19 e 20).



Figura 16 - Afloramento de dique de diabásio alcalino com margem refriada com espessura aproximada de 1,0 cm, no costão da Praia Preta, região de São Sebastião. Norte indicado na foto. Ponto SSE-JM-14.



Figura 17 - Afloramento de dique de lamprófiro com a região central vesiculada, na Ponta da Praia Brava, região de Boiçucanga. Norte indicado na foto. Ponto MAR-JM-06.



Figura 18 - Afloramento de dique de lamprófiro exibindo vesículas levemente orientadas, no costão da Praia de Boiçucanga, região de Boiçucanga. Norte indicado na foto. Ponto MAR-JM-07.



Figura 19 - Afloramento de dique de lamprófiro afanítico exibindo níveis milimétricos e centimétricos ricos em fenocristais de piroxênio (indicados por setas pretas), no costão da Praia Grande, região de São Sebastião. Norte indicado na foto. Ponto SSE-JM-12.



Figura 20 - Detalhe de nível rico em fenocristais de piroxênio em dique de lamprófiro no costão da Praia Grande, região de São Sebastião. Ponto SSE-JM-12.

Os diques de lamprófiros apresentam estruturas globulares preenchidas por material carbonático, predominantemente calcita, que possuem, comumente, diâmetro de 1,0 mm. Entretanto, essas estruturas chegam a atingir 5,0 mm. A constante presença dessas estruturas globulares indica a natureza volatizada dos líquidos lamprofíricos formadores dos diques. Veios submilimétricos, também preenchidos por carbonato, são frequentemente encontrados nesses corpos (Figura 21). Os diques de diabásios alcalinos exibem estruturas globulares menos comumente que os lamprófiros.



Figura 21 - Estruturas globulares preenchidas por material carbonático, predominantemente calcita, atingindo 5,0 mm, e veios submilimétricos, também preenchidos por carbonato. Amostra do ponto IAN-JM-02A, do Saco do Morcego, região de Maranduba.

Em algumas intrusões alcalinas foram encontrados xenólitos das rochas encaixantes, centimétricos, angulosos a subangulosos (Figuras 22 e 23). Alguns xenólitos apresentam-se arredondados, o que pode ser indicativo de processos de assimilação crustal. Outros xenólitos encontram-se angulosos e com a mesma orientação da rocha encaixante, indicando pouco transporte.



Figura 22 - Xenólito centimétrico em dique de lamprófiro, no costão da Praia da Enseada, região de Ubatuba. Norte indicado na foto. Ponto UBA-JM-02.



Figura 23 - Xenólito arredondado do gnaiss encaixante em dique de diabásio alcalino na Ponta do Araçá, região de São Sebastião. Norte indicado na foto. Ponto SSE-JM-21.

Em alguns diques, vesículas, amígdalas (Figura 24), cristais, enclaves e tocos evidenciam o fluxo do magma.



Figura 24 - Amígdala elipsoidal preenchida por material argiloso indicando a direção do fluxo, em dique de diabásio alcalino na Ponta da Baleia, região de Boiçucanga. Norte indicado na foto. Ponto MAR-JM-03.

Os diques máficos da área de estudo encontram-se fraturados, possivelmente em resposta a um rápido resfriamento, exibindo fraturas com espaçamento centimétrico.

2.2.2 Orientações dos dique e formas intrusivas

Os diques alcalinos da região litorânea entre São Sebastião e Parati, tanto os lamprófiros quanto os diabásios alcalinos, afloram com orientação preferencial NE-SW, sub-paralela ao traçado aproximado da linha da costa nesta região. Este padrão também é observado na direção da foliação principal das rochas encaixantes Neoproterozóicas e na direção predominante no sistema de fraturas dos corpos magmáticos e dos ortognaisses

encaixantes. Subordinadamente, ocorrem também corpos magmáticos com estruturas de direção NW-SE, coincidente com as orientações de algumas fraturas, e E-W.

De uma maneira geral, os diques máficos na região apresentam mergulho de alto ângulo para NW. Em menor proporção, diques com mergulho para o quadrante oposto, SE, também foram encontrados. Os diques de lamprófiros apontam um máximo de medidas em torno de N58E/88NW (Figura 25), enquanto que, os diques de diabásio alcalino exibem um máximo em N50E/84NW (Figura 26).

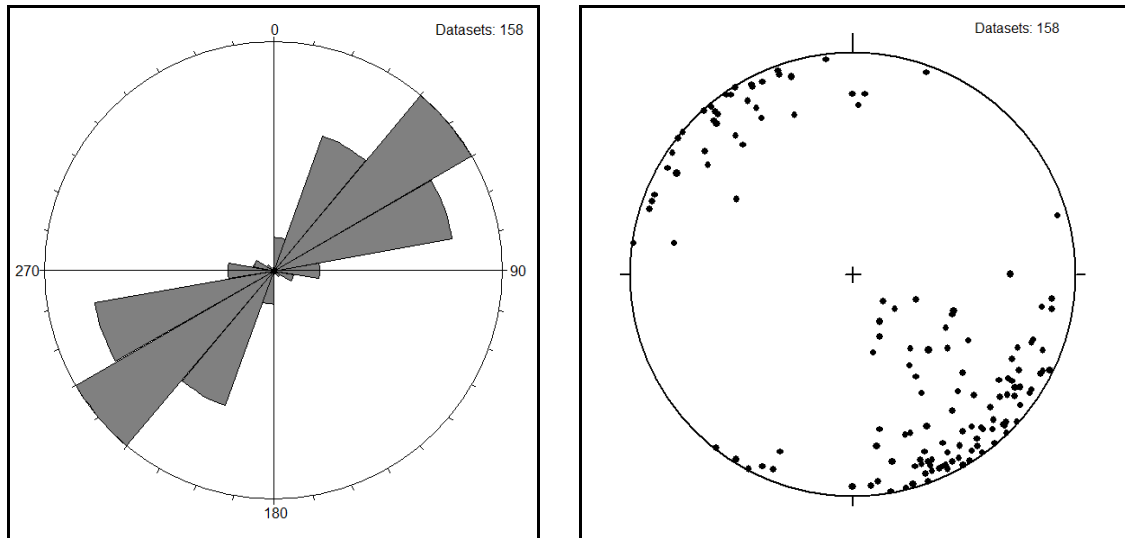


Figura 25 - À esquerda: diagrama de rosetas das direções dos planos de fraturas-conduto obtidos nos diques de lamprófiros. À direita: diagrama de pontos polares dos planos de fraturas-conduto dos diques de lamprófiros.

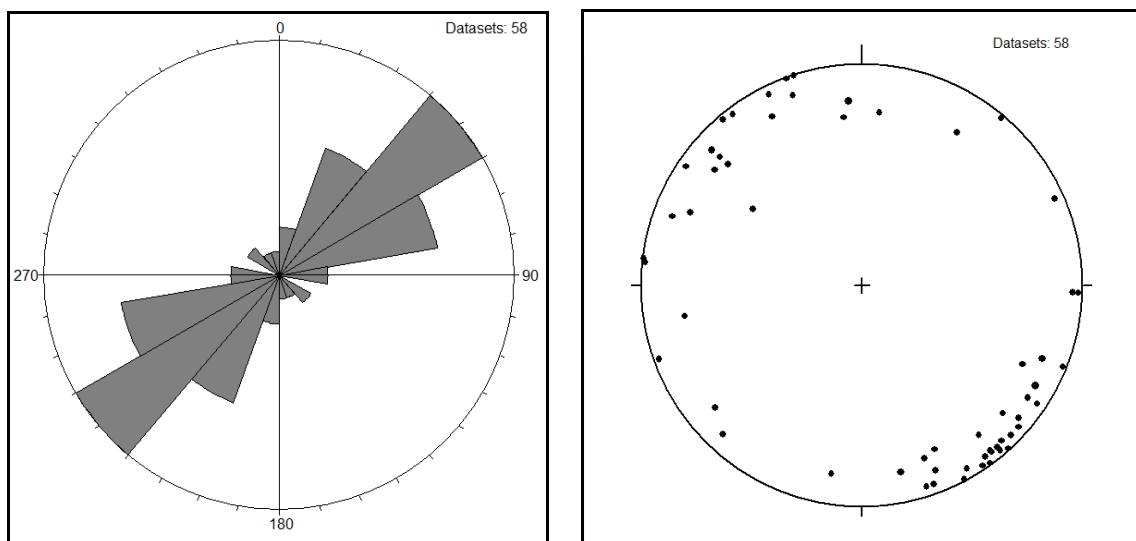


Figura 26 - À esquerda: diagrama de rosetas das direções dos planos de fraturas-conduto obtidos nos diques de diabásio alcalino. À direita: diagrama de pontos polares dos planos de fraturas-conduto dos diques de diabásio alcalino.

Os lamprófiros seguem aproximadamente a orientação de estruturas das rochas encaixantes, de direção geral NE-SW (HEILBRON et al., 2004), e aproveitam, em raras ocasiões, a atitude da foliação principal (Figura 27), comportando-se como sills. Os planos de foliação medidos nos ortognaisses encaixantes apontam um máximo de medidas em torno de N37E/44NW (Figura 28).



Figura 27 - Afloramento de dique de lamprófiro com atitude sub-paralela à da foliação do gnaixe encaixante. Visada para leste. Ponto MAR-JM-07.

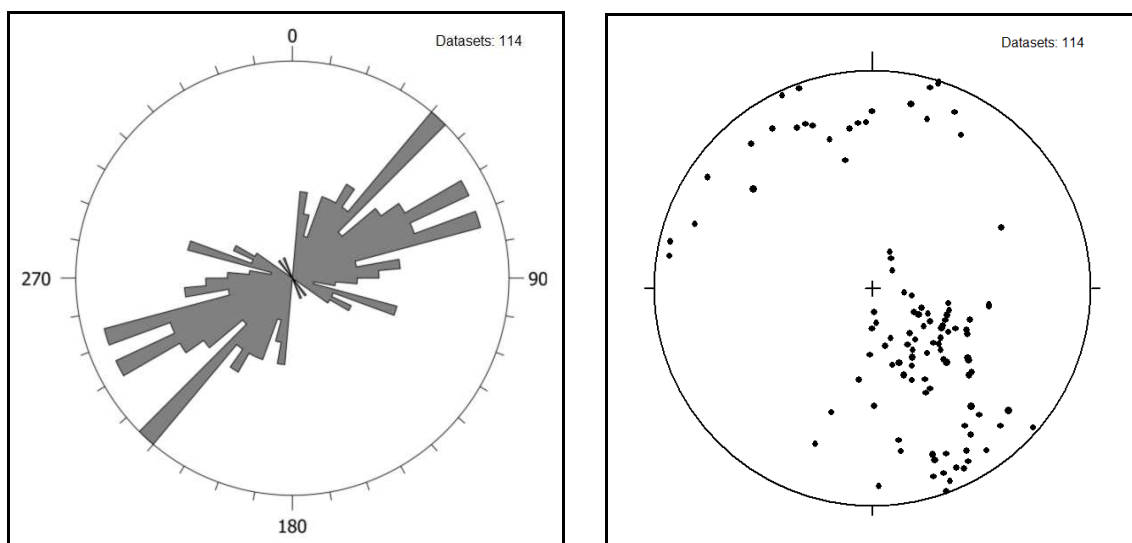


Figura 28 - À esquerda: diagrama de rosetas das direções dos planos de foliação das rochas encaixantes. À direita: diagrama de pontos polares dos planos de foliação das rochas encaixantes.

Os sistemas de fraturas dos lamprófiros e dos diabásios alcalinos incluem, principalmente, fraturas de resfriamento longitudinais e transversais (Figura 29), enquanto que, fraturas basais são raras. As fraturas de resfriamento também ocorrem dispostas de forma diagonal em relação à orientação do dique (Figuras 30 e 31), o que pode ser indicativo de um campo externo de tensão, não paralelo ao conduto (CORRÊA-GOMES et al., 1996).



Figura 29 - Afloramento de dique de lamprófiro exibindo fraturas longitudinais e transversais, na Ponta do Araça, na região São Sebastião. Norte indicado pelo cabo do martelo. Ponto SSE-JM-20.



Figura 30 - Afloramento de dique de diabásio alcalino com fraturas diagonais em relação à fratura-conduto, na Ponta do Araçá, região de São Sebastião. Norte indicado na foto. Ponto SSE-JM-17.

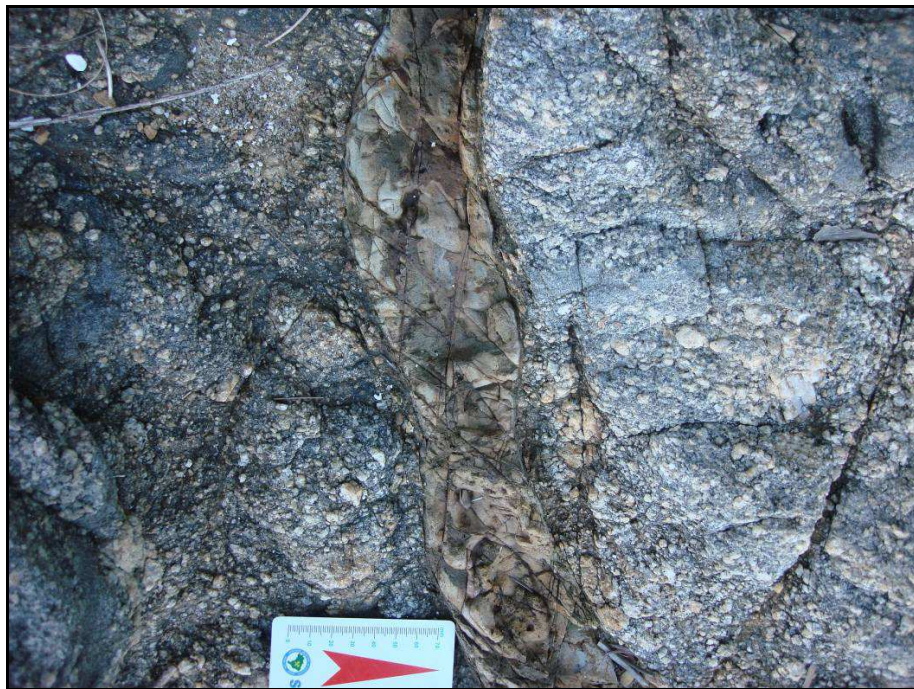


Figura 31 - Afloramento de dique de lamprófito com fraturas diagonais em relação à fratura-conduto, na Praia de Pitangeiras, região de São Sebastião. Norte indicado na foto. Ponto SSE-JM-09.

A análise geométrica dos planos de fraturas dos diques mostra que estes apresentam relativa dispersão, com duas direções principais, sendo NE-SW a predominante e NW-SE a

subordinada. Em menor quantidade, há também planos de fraturas com alguma concentração de medidas segundo as direções aproximadas N-S e E-W (Figura 32). As famílias de fraturas existentes nos diques estudados são subverticais. Os diques de lamprófiros apontam um máximo de fraturamento em N65E/86NW, enquanto que, os diques de diabásios alcalinos exibem um máximo em torno de N34E/82NW.

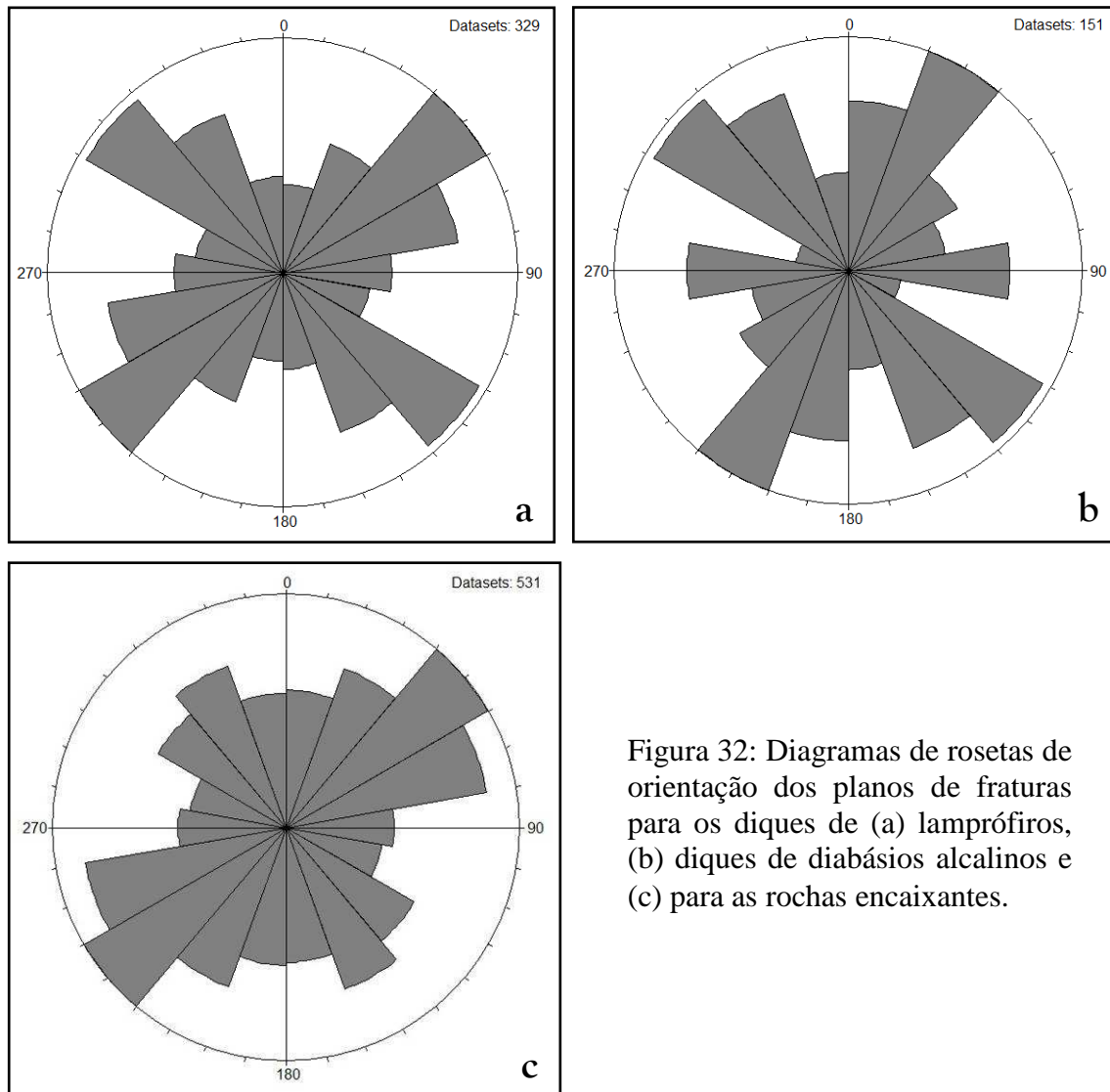


Figura 32: Diagramas de rosetas de orientação dos planos de fraturas para os diques de (a) lamprófiros, (b) diques de diabásios alcalinos e (c) para as rochas encaixantes.

A disposição de fraturas nos diques e nas rochas encaixantes são similares (Figura 32). As fraturas longitudinais e diagonais dos diques também são muito comuns nos ortognaisses encaixantes (Figura 33). Estes também apresentam planos de fraturas com relativa dispersão, com orientações preferenciais em torno de NE-SW e um máximo de medidas em N69E/87NW, semelhante, principalmente, aos diques de lamprófiros. Outros conjuntos de fraturas ocorrem segundo as direções aproximadas NW-SE, N-S e E-W.



Figura 33 - Afloramento de dique de lamprófiro com planos de fraturas semelhantes ao do ortognaisse encaixante, na Praia Preta, região de São Sebastião. Norte indicado na foto. Ponto SSE-JM-13.

Os diques de lamprófios e diabásios alcalinos apresentam formas de intrusão semelhantes, exibindo fraturas-conduto preferencialmente em *zig-zag*, com contatos bruscos e orientações paralelas aos planos de fraturas das rochas encaixantes (Figuras 34 e 35). Em alguns diques, as fraturas longitudinais de resfriamento permanecem na mesma direção, enquanto o dique muda de orientação com o *zig-zag*. Outras formas de fraturas-conduto também são comuns, como formas retilíneas (Figura 36), ramificadas (Figura 37), irregulares e escalonadas. Em alguns diques, foram observadas apófises.



Figura 34 - Afloramento de dique de lamprófito em zig-zag, na Praia Grande, região de São Sebastião. Visada para oeste. Ponto SSE-JM-12.



Figura 35 - Afloramento de dique de diabásio alcalino em zig-zag, na Praia Preta, região de São Sebastião. Norte indicado na foto. Ponto SSE-JM-14.



Figura 36 - Afloramento de dique retilíneo de lamprófiro paralelo aos planos de fratura da rocha encaixante, na Ponta do Sono, região de Trindade. Visada para NE. Ponto JUA-JM-08.



Figura 37 - Afloramento de dique de lamprófiro bifurcado, na Ponta das Laranjeiras, região de Trindade. Norte indicado pelo cabo do martelo. Ponto JUA-JM-02.

Os diques apresentam indicadores cinemáticos como degraus, pontes e tocos. Estas feições ora apontam para um mecanismo de intrusão sob campo de tensões com componente sinistral (Figura 38) de deslocamento direcional e ora com componente dextral (Figura 39).

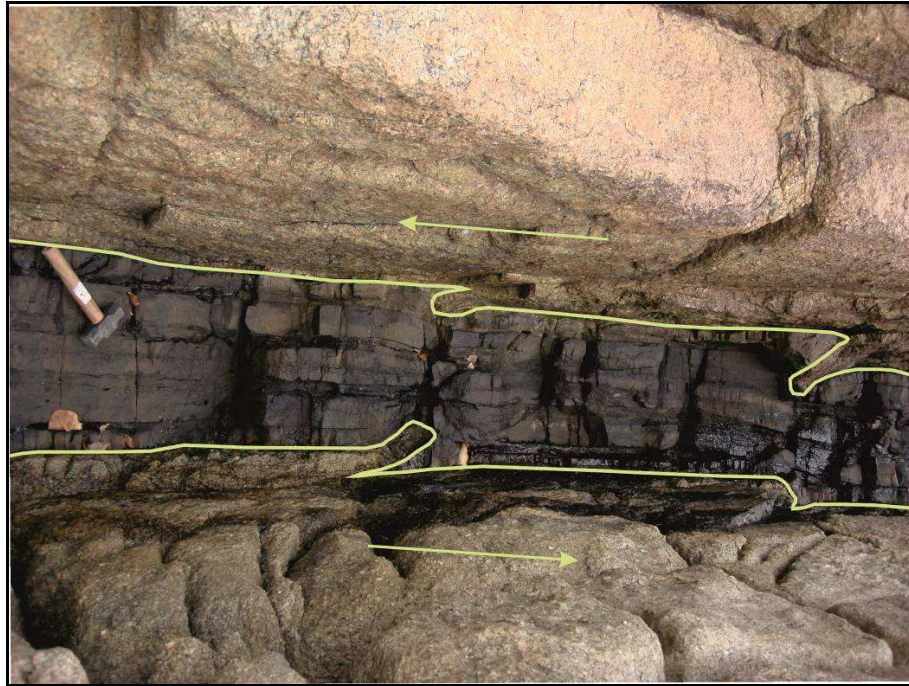


Figura 38 - Afloramento de dique de lamprófiro exibindo ramificações assimétricas indicativas de um possível cisalhamento sinistral, na Ponta do Sono, região de Trindade. Norte indicado pelo cabo do martelo. Ponto JUA-JM-08.



Figura 39 - Afloramento de dique de lamprófiro exibindo feição em ponte indicativa de um possível cisalhamento dextral, na Praia da Juréia, região de Boiçucanga. Norte indicado na foto. Ponto SAL-JM-02.

O padrão estrutural predominante, NE-SW, sugere que estes diques estão encaixados segundo a orientação de estruturas neoproterozóicas e cambrianas do Orógeno Ribeira, que

foram possivelmente reativadas no Cretáceo, como resultado dos processos geodinâmicos de fragmentação do Gondwana. A regularidade nas orientações dos diques caracteriza um enxame distensivo linear e os altos ângulos de mergulho encontrados nos planos de fraturas sugerem a atuação de um regime de paleotensões distensivo durante as intrusões dos diques, com σ_3 alinhado aproximadamente NW-SE, perpendicularmente à direção principal de fraturamento. Em virtude das formas das fraturas-conduto e dos sistemas de fraturas internos aos diques, um campo de tensão externo pode ter atuado concomitante à consolidação do magma, forçando a reorientação das fraturas recém nucleadas.

2.3 Petrografia

2.3.1 Apresentação

Setenta e seis amostras de diques máficos alcalinos, pouco alteradas ou inalteradas, coletadas durante os trabalhos de campo realizados nesta dissertação, foram enviadas à laminação. Outras vinte e duas lâminas de diques alcalinos da região de São Sebastião foram cedidas pelo geólogo Leonardo Corrêa Gomes.

Ao todo, noventa e oito lâminas petrográficas de rochas alcalinas foram descritas sob o microscópio petrográfico (luz transmitida), sendo setenta e dois lamprófiros e vinte e seis diabásios alcalinos.

As lâminas petrográficas foram confeccionadas no Laboratório Geológico de Processamento de Amostras (LGPA) da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) e descritas no Laboratório de Petrografia da UERJ e na Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRuralRJ).

A análise petrográfica foi realizada com base na mineralogia da matriz da rocha e de seus fenocristais, das texturas e estruturas presentes. Os intervalos granulométricos adotados nas descrições foram: fino (<1mm), médio (1,0 – 3,0 mm) e grosso (> 3,0 mm). Os critérios petrográficos utilizados nesta dissertação são aqueles sugeridos por Deer *et al.* (1992) e MacKenzie *et al.* (1982).

2.3.2 Petrografia dos lamprófiros

Os lamprófiros da área estudada são alcalinos, podendo ser classificados como monchiquitos e como camptonitos, segundo critérios de Rock (1991) e Le Maitre et al., (2002). Os diques de monchiquitos possuem textura hipocristalina, com vidro em porcentagens variadas na matriz, perfazendo até cerca de 20% (Figura 40). Em geral, o vidro ocorre devitrificado para carbonato e clorita e o material isotrópico existente entre os minerais da matriz dos monchiquitos pode apresentar analcima.

Os diques de camptonitos (Figura 41) exibem textura holocristalina e, subordinadamente, hipocristalina. Nesses diques, a porcentagem de vidro devitrificado é menor, em relação aos monchiquitos.

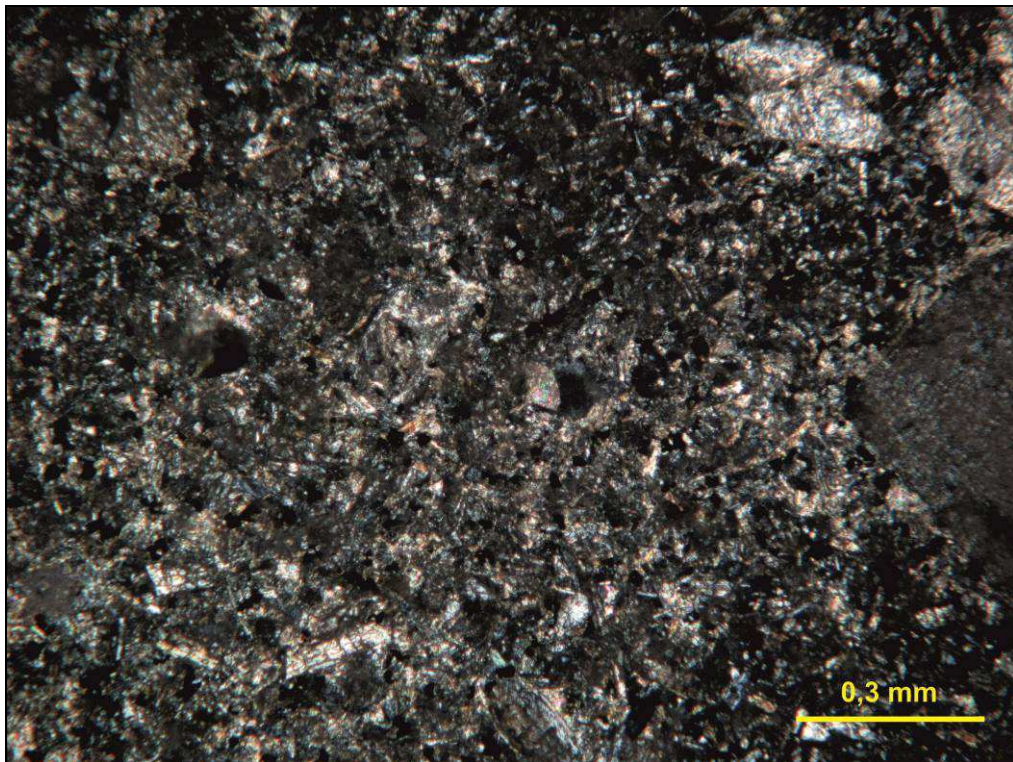


Figura 40 - Monchiquito, da região de São Sebastião, exibindo matriz fina e hipocristalina. Nicóis cruzados. Amostra: SSE-JM-06.



Figura 41 - Camptonito, da região de São Sebastião, de matriz fina exibindo cristais de plagioclásio, clinopiroxênio, carbonato e minerais opacos. Nicóis cruzados. Amostra: SSE-JM-09B.

Os monchiquitos são constituídos por fenocristais de olivina, geralmente pseudomórfica e fortemente alteradas para carbonato e clorita, e fenocristais de clinopiroxênio. A matriz é constituída por estes mesmos minerais, além de quantidades variáveis de biotita e kaersutita. Minerais opacos e apatita constituem os minerais acessórios, enquanto que, carbonato, uralita e sericita são os produtos secundários mais comuns. Os camptonitos são constituídos pelos mesmos minerais dos monchiquitos e, além desses, apresentam cristais de plagioclásio na matriz.

A relação matriz/fenocristais nos lamprófiros estudados é amplamente variável, com proporção máxima observada de 85/15 e mínima de 60/40. De um modo geral, esses lamprófiros apresentam textura porfirítica, glomeroporfirítica e panidiomórfica, típica dessas rochas, como também texturas intergranular, intersertal e poiquilítica. A presença de estruturas globulares é muito comum.

A textura porfirítica, dada pela presença de fenocristais, é sempre observada. Os fenocristais de clinopiroxênio e olivina caracterizam a textura panidiomórfica e, comumente, também ocorrem em glomeropórfiros, isto é, como agrupamentos de fenocristais. Estas texturas são mais evidentes nas lâminas correspondentes às margens dos diques, em virtude da granulação fina da matriz.

Os fenocristais de clinopiroxênio e olivina não mostram, claramente, relação de predominância, ocorrendo em quantidades muito variáveis. Alguns diques exibem maior porcentagem de clinopiroxênio do que olivina (máximo observado de 80/20, respectivamente), enquanto que, outros diques apresentam mais fenocristais de olivina do que clinopiroxênio (máximo observado de 60/40, respectivamente). Rochas apenas com fenocristais de clinopiroxênio são raras.

Os fenocristais de olivina são incolores a amarelados, sob nicóis paralelos, predominantemente euédricos, de granulação fina a média (atingindo até 2,0 mm), intensamente alterados, com minerais de alteração preenchendo as fraturas, possivelmente iddingsita e bowlingita. Os fenocristais também apresentam inclusões de minerais opacos, principalmente nas fraturas. Comumente, os cristais de olivina ocorrem como pseudomorfos, total ou parcialmente substituídos por carbonato e clorita, além de fraturados e corroídos (Figura 42). Raros fenocristais de olivina estão inteiramente preservados, sem substituição por outros minerais (Figura 43).

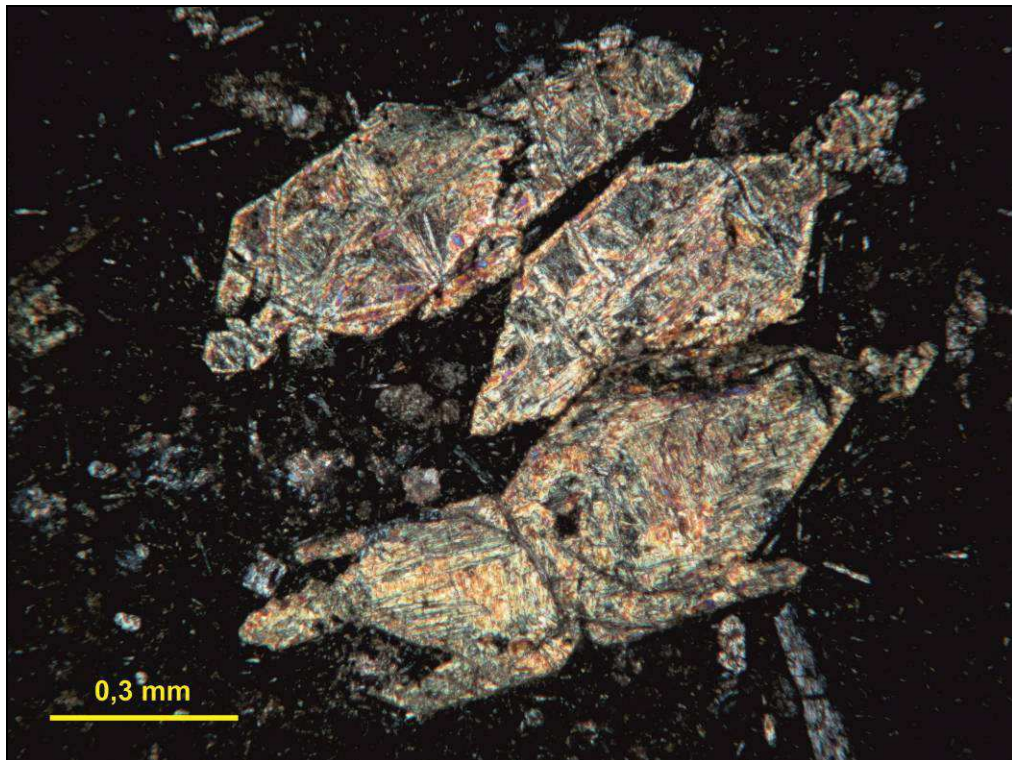


Figura 42 - Monchiquito, da região de Juatinga, exibindo pseudomorfos de olivina totalmente substituídos por carbonato. Nicóis cruzados. Amostra: JUA-JM-02A.



Figura 43 - Camptonito, da região de Juréia, de textura panidiomórfica, exibindo fenocristais de olivina, fraturados. Nicóis cruzados. Amostra: SAL-JM-02C.

Os fenocristais de clinopiroxênio estão presentes em todas as amostras. Nos lamprófiros da Ilha dos Búzios, esses fenocristais foram classificados por Alves e Gomes (2001) como uma variedade titanífera de diopsídio-augita. Na área de estudo, dados de química mineral obtidos por Garda (1996) revelam que as bordas dos fenocristais de clinopiroxênios apresentam aproximadamente a mesma composição dos piroxênios da matriz, com maior conteúdo em Ti, Fe e Al do que os núcleos.

Os fenocristais de clinopiroxênio nas amostras estudadas são, sob nicóis paralelos, incolores, róseos ou esverdeados, por vezes zonados (Figura 44). Os grãos são predominantemente euédricos, com hábito colunar/prismático, exibindo granulação fina a média (cristais com até 3,0 mm de comprimento). Alguns cristais encontram-se geminados, outros, fraturados e corroídos (Figura 45). Ocorrem também cristais intensamente alterados, parcial ou totalmente substituídos por uralita e carbonato. A uralita também é encontrada nas bordas dos clinopiroxênios, como mineral secundário. Nos fenocristais são freqüentes as inclusões de minerais opacos. Alguns xenocristais de clinopiroxênio foram observados, e, dessa forma, indicam desequilíbrio cristal-líquido.

Segundo estudos de Rock (1991), o zonamento de clinopiroxênios em lamprófiros alcalinos é comum e pode ser bastante complexo. Núcleos esverdeados de augita sódica normalmente estão rodeados por bordas de titano-augita mais magnesianas.

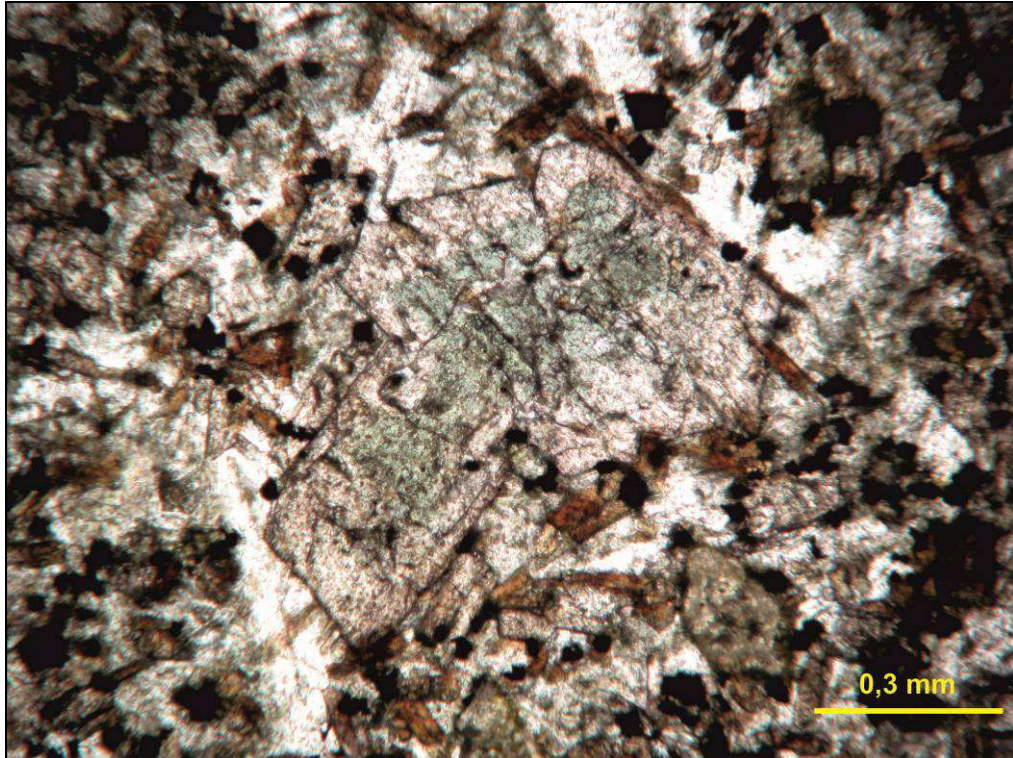


Figura 44 - Camptonito com fenocristal de clinopiroxênio com núcleo esverdeado e borda rósea, circundados por cristais de kaersutita (marrom), na região de Juatinga. Nicóis paralelos. Amostra: JUA-JM-08.

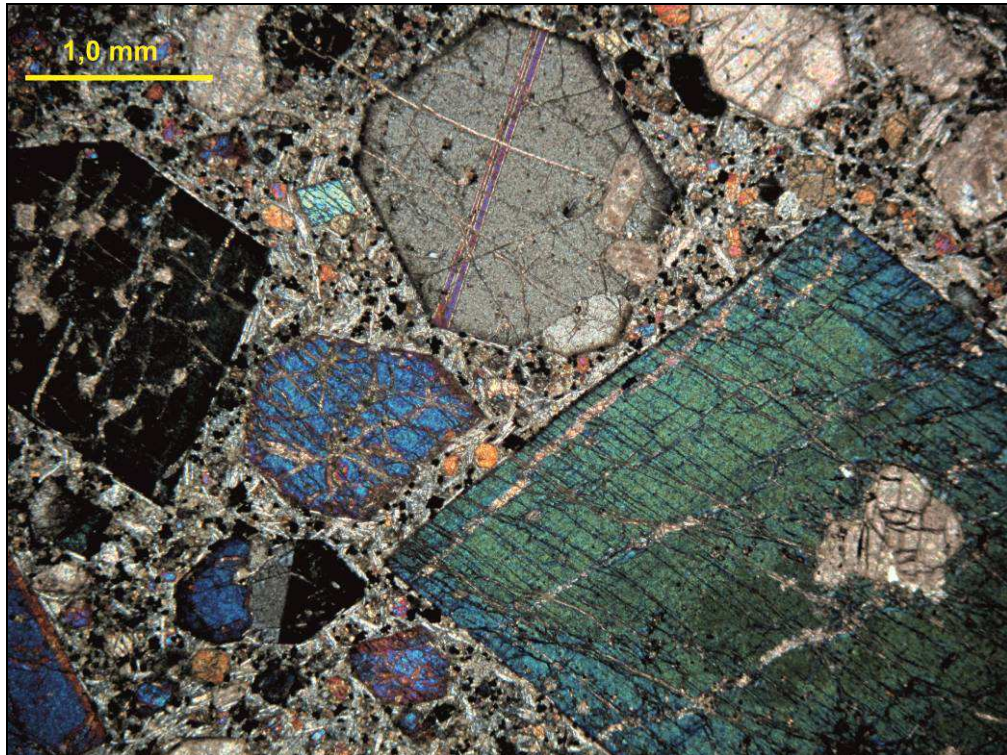


Figura 45 - Monchiquito com fenocristais de clinopiroxênio euédricos e zonados, na região de São Sebastião. Nicóis cruzados. Amostra: SSE-JM-19C.

A matriz dos diques de lamprófiros, comumente, exibe granulação fina (<1,0 mm) no centro e afanítica nas bordas (Figura 46). Em alguns casos, a matriz afanítica também é encontrada nas amostras retiradas dos centros de diques.

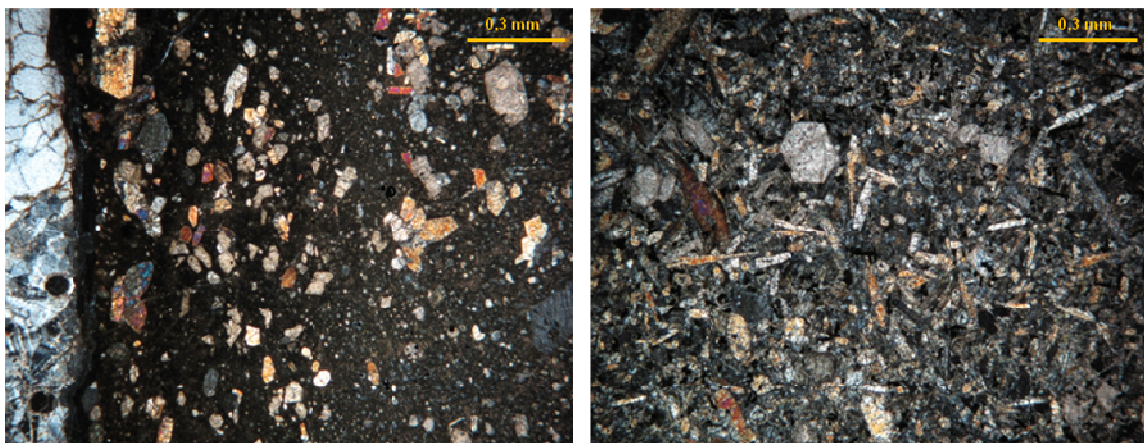


Figura 46 - À esquerda: margem de dique de monchiquito com textura afanítica próxima ao contato com a rocha encaixante. À direita: centro do mesmo dique de monchiquito exibindo granulação fina. Nicóis cruzados. Amostra: SSE-JM-07B.

Texturas intersticiais são freqüentes nestas rochas. Os lamprófiros exibem tanto textura intersertal, dada pelo material vítreo preenchendo os interstícios entre os grãos, quanto intergranular, caracterizada, principalmente, pelos cristais de clinopiroxênios.

Cristais de clinopiroxênios estão sempre presentes na matriz. Os grãos de clinopiroxênio são incolores a rosados. Estes grãos, em geral, têm granulação fina (< 1,0 mm), são euédricos a anédricos, colunares a tabulares e fraturados (Figuras 41 e 49). Quando alterados, esses grãos apresentam-se uralitizados.

Cristais de olivina (Figura 47) são observados na matriz da maioria dos diques de lamprófiros, integrando a composição mineral. A olivina é incolor, subédrica, com hábito colunar, granulação fina (< 1,0 mm), comumente fraturada e alterada, muitas vezes substituída por carbonato.

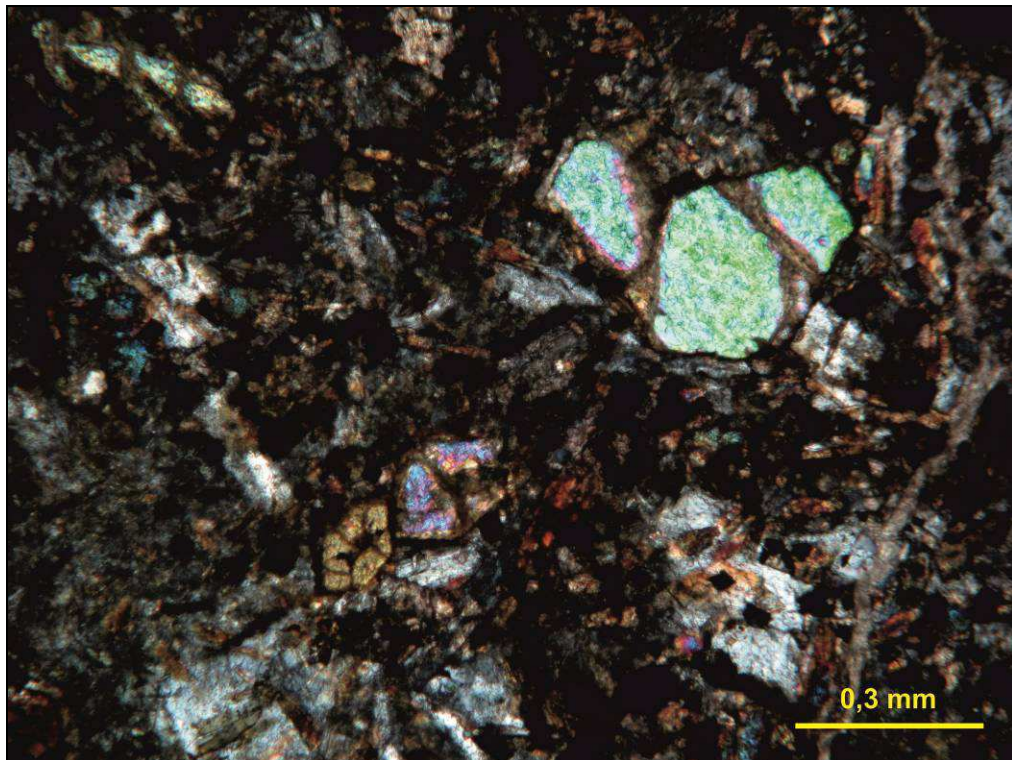


Figura 47 - Camptonito exibindo cristais de olivina, fraturados, na matriz. Região de Juatinga. Nicóis cruzados. Amostra: JUA-JM-08.

A biotita, restrita à matriz, apresenta cor natural marrom, é pleocróica em tons castanhos, exibe forma variando entre euédrica e anédrica, hábito lamelar e granulação fina. Em algumas amostras, como SSE-JM-05C, a biotita se concentra em regiões da rocha, apresentando um aspecto de bolsões (Figura 48). Esses bolsões podem ser indicativos de mistura ou imiscibilidade de líquidos.

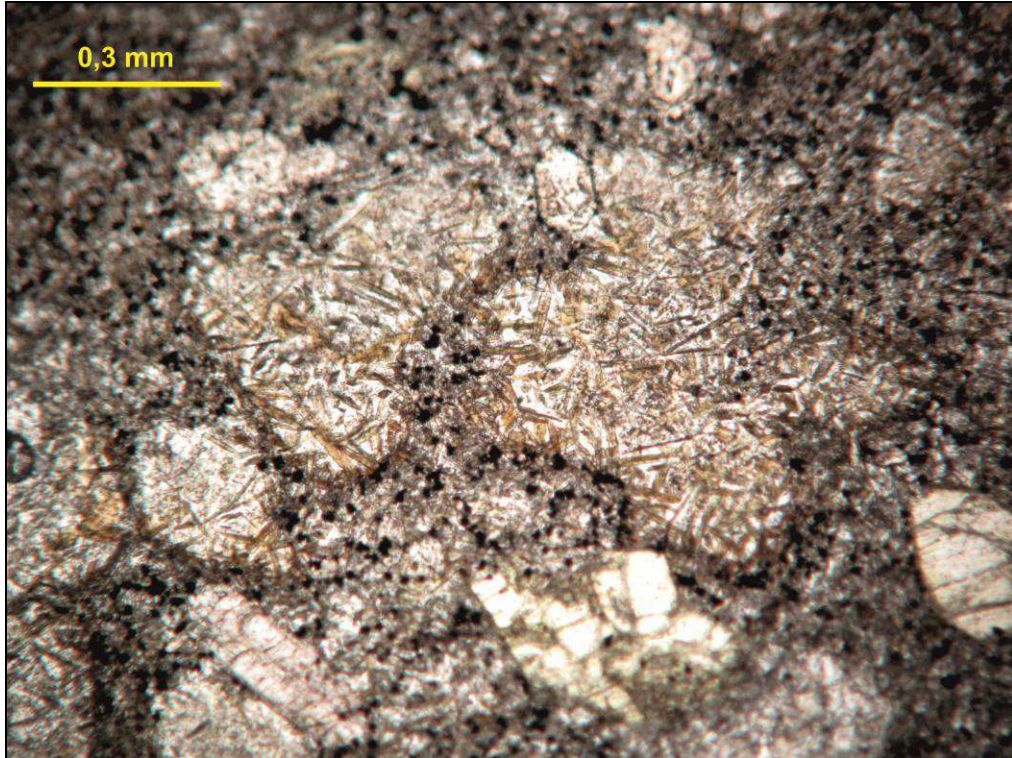


Figura 48 - Monchiquito com bolsões ricos em biotita, kaersutita, carbonato e analcima dispersos pela matriz. Região de Juatinga. Nicóis paralelos. Amostra: JUA-JM-02A.

Na literatura, essa concentração de minerais em regiões das amostras são denominadas ocelos (COUTINHO, 2008). Os ocelos nos lamprófiros estudados, frequentemente, são constituídos de carbonato, material isotrópico formado por vidro e analcima, além de biotita e/ou kaersutita.

Os cristais de kaersutita ocorrem restritos à matriz dos lamprófiros, em tons marrons a alaranjados, com pleocroísmo similar ao dos cristais de biotita e cor de interferência próxima da cor natural. A kaersutita apresenta granulação fina (<1,0 mm), é euédrica e subédrica, tem hábito colunar (Figura 44) e clivagem característica. Em uma única amostra, foi observado um xenocristal de kaersutita, com contornos de corrosão.

Nos camptonitos, os cristais de plagioclásio que ocorrem na matriz são incolores com granulação fina (<1,0 mm). Estes cristais são, em geral, euédricos a subédricos, alguns anédricos, prismáticos e com geminação múltipla (Figura 41). Observa-se, também, grãos de plagioclásio levemente saussuritizados e grãos intersticiais. Comumente os cristais de plagioclásio exibem textura esferulítica (Figura 49), estando dispostos radialmente.

Texturas poiquilíticas foram observadas em todas as amostras de lamprófiros, com relações entre minerais diversos. Os minerais opacos apresentam-se inclusos nos fenocristais ou nos componentes da matriz, principalmente nos grãos de clinopiroxênio (Figura 49). A

apatita, em geral, ocorre inclusa em plagioclásio e, mais raramente, no clinopiroxênio. De forma semelhante, cristais de clinopiroxênio ocorrem parcial ou totalmente inclusos em plagioclásio, caracterizando texturas subofítica e ofítica, respectivamente (Figura 49).

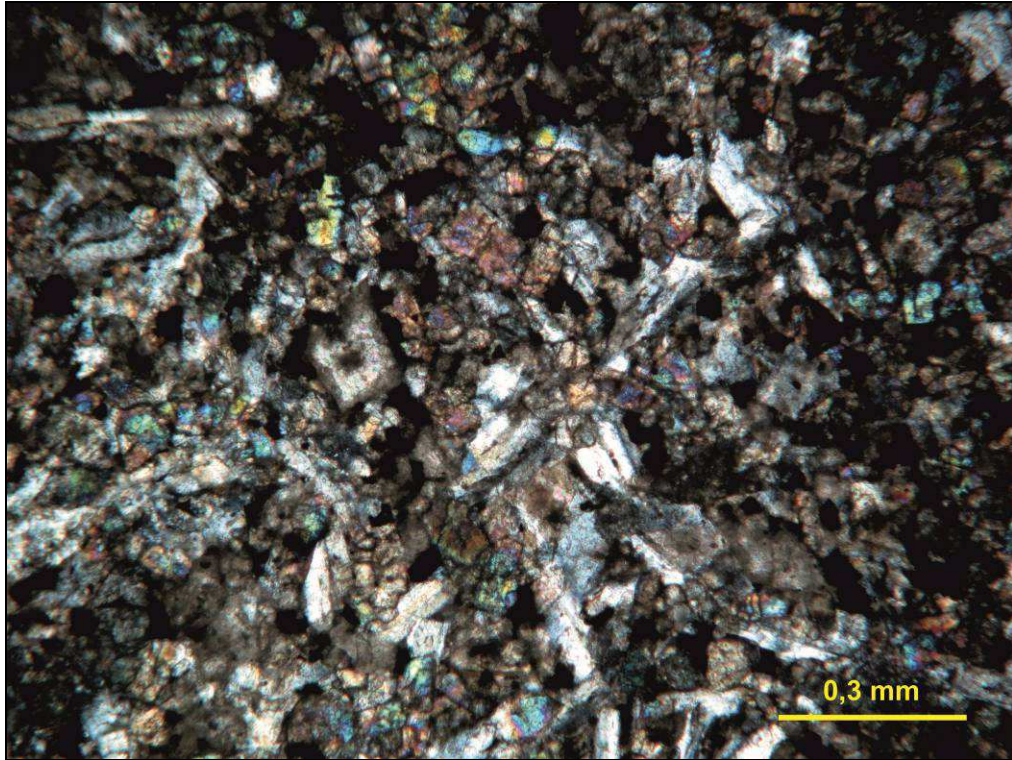


Figura 49 - Camptonito exibindo cristais de clinopiroxênio e kaersutita inclusos nos plagioclásios e minerais opacos inclusos nos clinopiroxênios. Região de São Sebastião. Nicóis cruzados. Amostra: SSE-JM-09B.

Em geral, existem duas gerações de minerais opacos, sendo uma subédrica, de hábito comumente tabular, colunar ou acicular e de granulação fina, e outra de grãos anédricos. Os minerais opacos anédricos, possivelmente, representam crescimento *subsolidus*.

A apatita ocorre em grãos euédricos aciculares finos.

Grãos de uralita são secundários, decorrentes da alteração do clinopiroxênio. Usualmente apresentam-se com cor natural verde-claro, pleocróicos, anédricos e com granulação fina, ocorrendo nas bordas e fraturas dos grãos de clinopiroxênio (Figura 50).

Massas carbonáticas, anédricas, sem forma definida (Figura 51), estão presentes na matriz, intersticialmente, em quantidades variáveis (máximo de 20%). O carbonato ocorre com granulação fina e, predominantemente, sem clivagem característica. Parte desse carbonato na matriz pode estar associada à devitrificação. Entretanto, em algumas amostras a massa carbonática parece estar concentrada em regiões da rocha, isoladamente, o que pode ser indicativo de imiscibilidade. Veios carbonáticos submilimétricos também ocorrem (Figura 52)

nos diques de lamprófiros. Em geral, os lamprófiros apresentam maior quantidade de carbonato do que outras rochas ígneas silicáticas e a origem desse mineral, se primária ou secundária, ainda é tema discutido (ROCK, 1987).

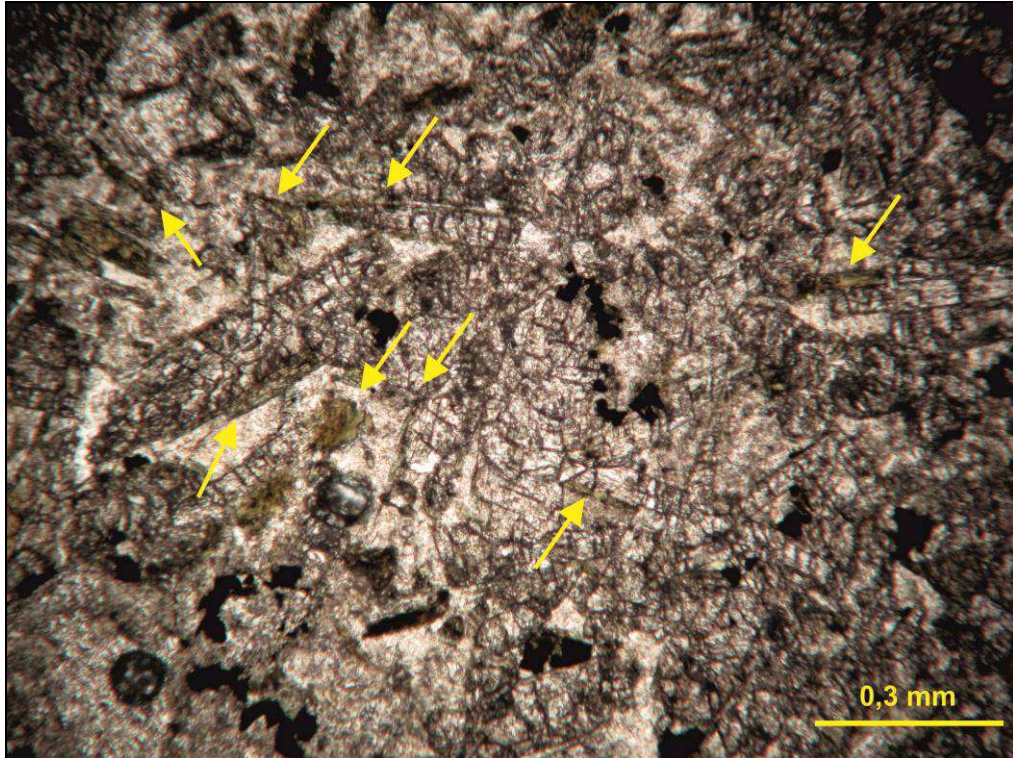


Figura 50 - Monchiquito exibindo cristais secundários de uralita nas bordas dos grãos de clinopiroxênio, na região de São Sebastião. Nicóis paralelos. Amostra: SSE-JM-07B.

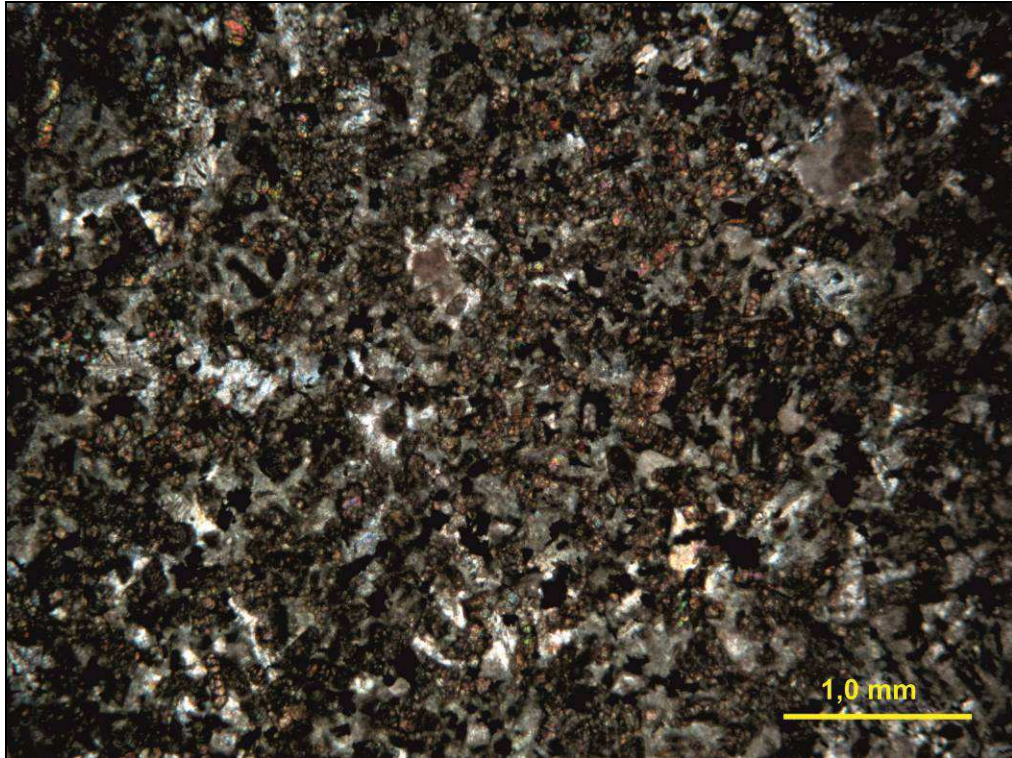


Figura 51 - Monchiquito exibindo matriz rica em carbonato, na região de São Sebastião. Nicóis paralelos. Amostra: SSE-JM-12B.

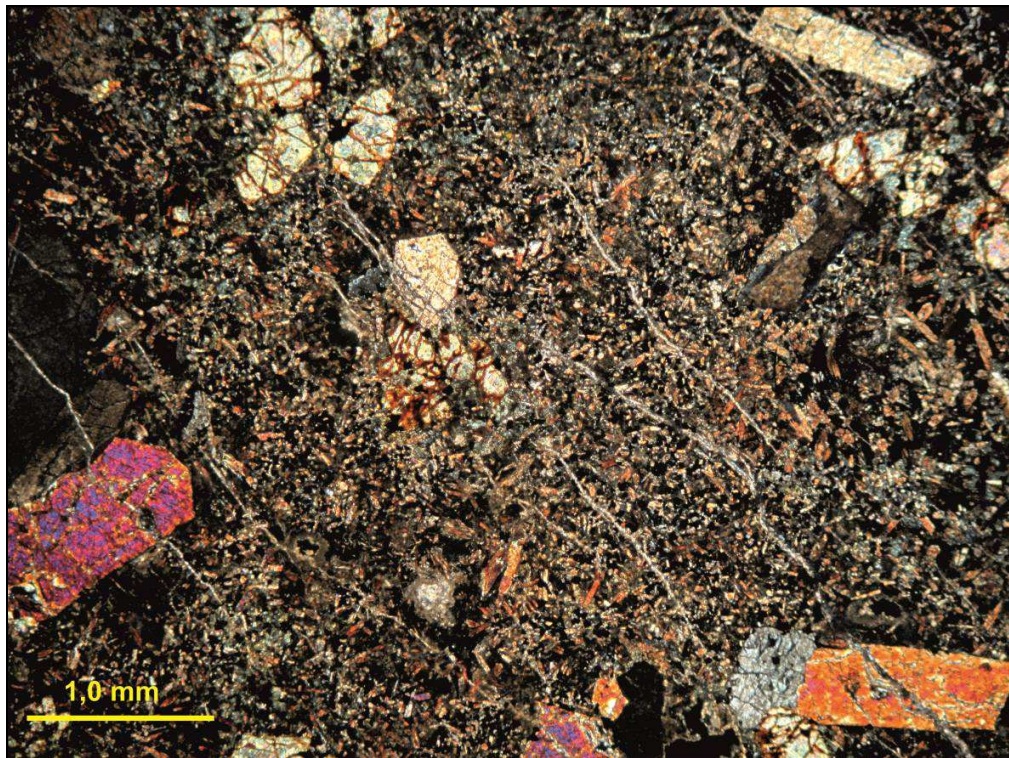


Figura 52 - Monchiquito, da região de Maresias, com veios submilimétricos preenchidos por carbonato, cortando a matriz de granulação fina e os fenocristais. Nicóis cruzados. Amostra: MAR-JM-03B.

Caracteristicamente, os lamprófiros estudados possuem grande quantidade de estruturas globulares, de tamanho até 2,0 mm e de esfericidade e arredondamento variáveis. As estruturas globulares dos monchiquitos e camptonitos desta dissertação apresentam-se preenchidas, majoritariamente, por carbonato (Figura 53), sendo formadas também por clorita (por vezes esferulítica) nas bordas das cavidades, vidro (Figura 54) e analcima.

Segundo Rock (1991), o termo estrutura globular não possui caráter genético, sendo utilizado para denominar estruturas irregulares, sub-arredondadas a arredondadas, leucocráticas a hololeucocráticas, presentes em corpos de rochas máficas, como lamprófiros. São formadas, dependendo do tipo de lamprófiro, pelas combinações de apatita, biotita, carbonato, clorita, epítopo, feldspato, feldspatóide ou quartzo, ocasionalmente com piroxênio ou anfibólio. Algumas estruturas globulares são predominantemente formadas por minerais silicáticos, outras por minerais carbonáticos.

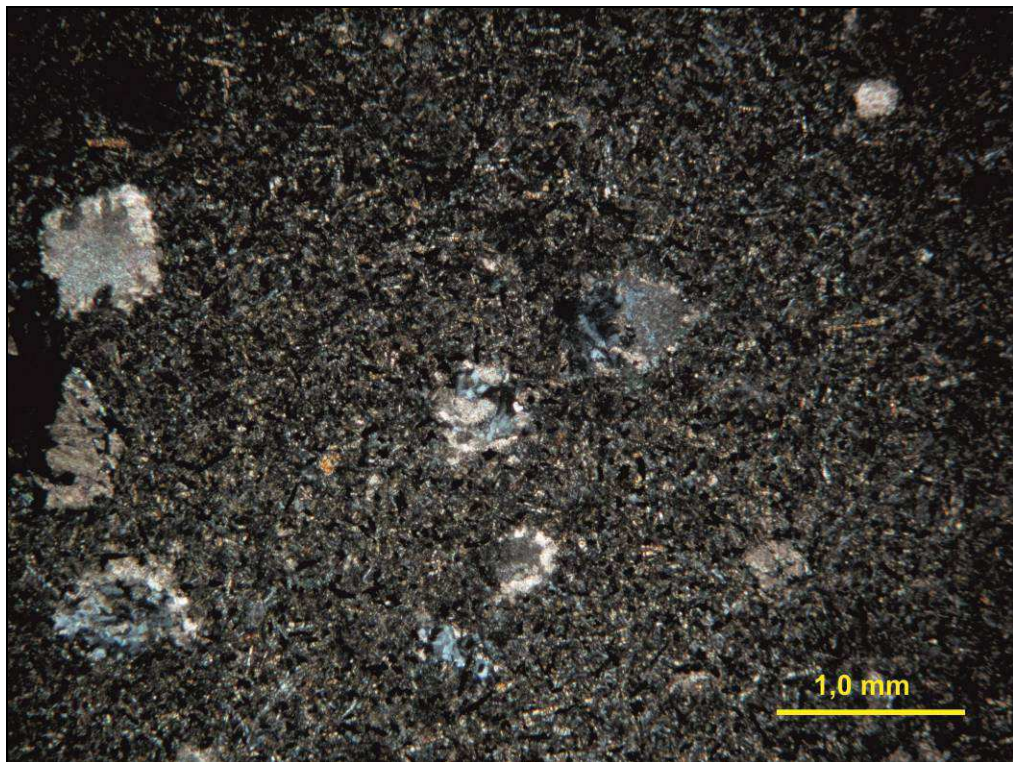


Figura 53 - Camptonito, da região de São Sebastião, exibindo estruturas globulares preenchidas por carbonato, minerais opacos e vidro. Nicóis cruzados. Amostra: SSE-JM-05C.

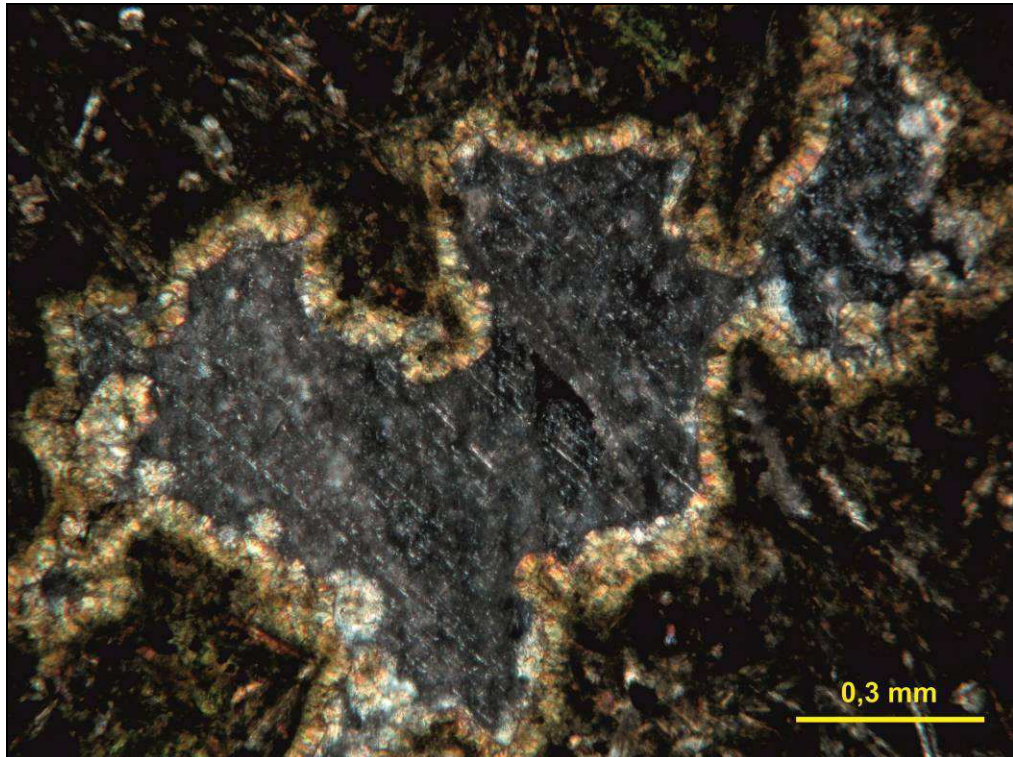


Figura 54 - Camptonito com cavidade preenchida por carbonato e vidro e com borda formada por clorita esferulítica, na região de Juatinga. Nicóis cruzados. Amostra: JUA-JM-07.

As características petrográficas apresentadas dos lamprófiros estudados são sumarizadas na tabela 5.

Tabela 5 - Caracterização petrográfica dos monchiquitos e camptonitos estudados.

Lamprófiro	Monchiquito	Camptonito
Grau de cristalinidade	hipocristalino	holocristalino
Granulaç da matriz	afanítica à fanerítica fina	afanítica à fanerítica fina
Mineralogia da matriz	clinopiroxênio, olivina, kaersutita, biotita, minerais opacos, apatita, carbonato e uralita	clinopiroxênio, olivina, plagioclásio, kaersutita, biotita, minerais opacos, apatita, carbonato e uralita
Fenocristais	clinopiroxênio e olivina	clinopiroxênio e olivina
Textura	porfirítica, glomeroporfirítica, panidiomórfica, intersertal e poiquilítica	porfirítica, glomeroporfirítica, panidiomórfica, intergranular e poiquilítica
Estrutura	maciça com estruturas globulares	maciça com estruturas globulares

2.3.3 Petrografia dos diabásios alcalinos

Os diabásios alcalinos da área de estudo são hipocristalinos a holocristalinos. Assim como nos lamprófiros, o vidro ocorre em porcentagens variadas na matriz, perfazendo até cerca de 10%, e, comumente, em processo de devitrificação. Esses diques ocorrem de variadas formas, apresentando-se porfiríticos ou não, com textura intergranular, intersertal, poiquilítica e com estruturas globulares.

Os diabásios alcalinos porfiríticos exibem assembleias de fenocristais diversas e em quantidades muito variáveis, sendo formadas por plagioclásio+clinopiroxênio+olivina, ou plagioclásio+clinopiroxênio ou somente plagioclásio. A matriz é constituída por estes mesmos minerais, além de quantidades variáveis de minerais opacos e apatita, como minerais acessórios, enquanto que, saussurita, carbonato, biotita e uralita são os produtos secundários mais comuns. A relação matriz/fenocristais varia em torno de 80/20.

Os fenocristais de plagioclásio (Figura 55), presentes em todas as amostras, mostram-se euédricos e, subordinadamente, subédricos, com granulação fina a média (atingindo até 2,0 mm) e colunares. Alguns fenocristais exibem geminação múltipla, outros estão saussuritizados, fraturados, corroídos e com bordas arredondadas, sendo, possivelmente, xenocristais.

Os fenocristais de olivina são incolores a amarelados, euédricos e subédricos, de granulação fina a média (atingindo até 3,0 mm). A maioria dos cristais de olivina encontra-se alterada, alguns corroídos e fraturados, com minerais de alteração preenchendo as fraturas, possivelmente iddingsita e bowlingita. Ocorrem também fenocristais pseudomorfos, total ou parcialmente substituídos por carbonato. Poucos cristais exibem núcleo preservado (Figura 56). É comum inclusões de minerais opacos, principalmente em fraturas, na olivina.

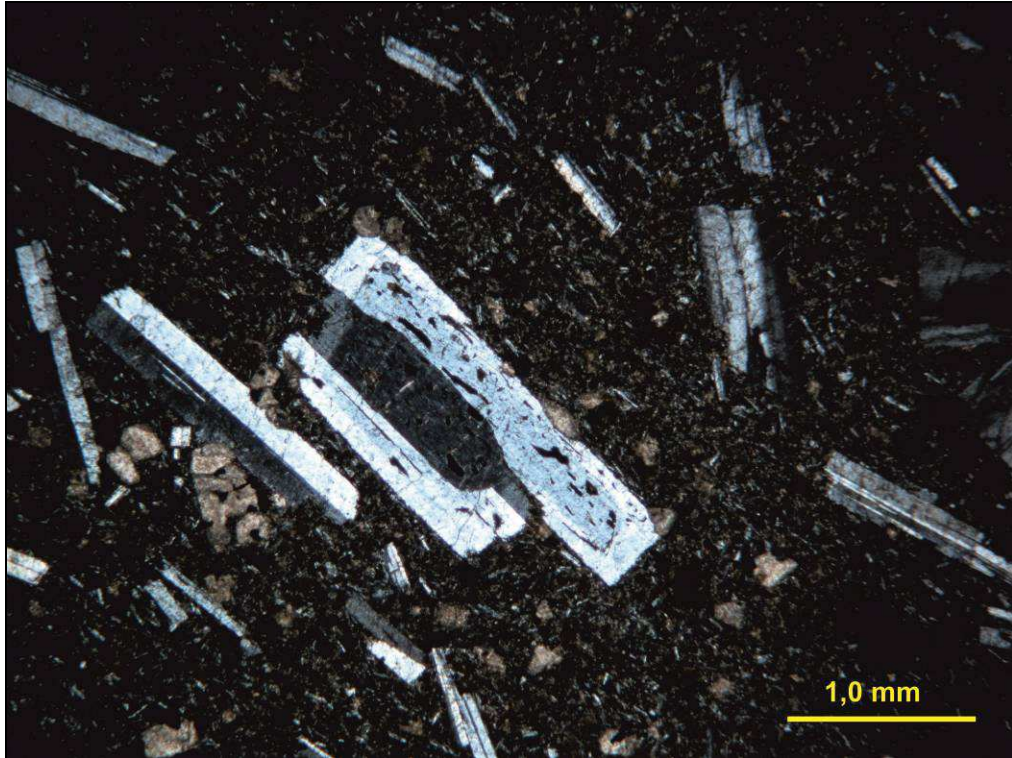


Figura 55 - Diabásio alcalino, da região de Juatinga, com fenocristais de plagioclásio orientados. O cristal de plagioclásio central exibe inclusões de minerais opacos orientadas. Nicóis cruzados. Amostra: JUA-JM-11B.

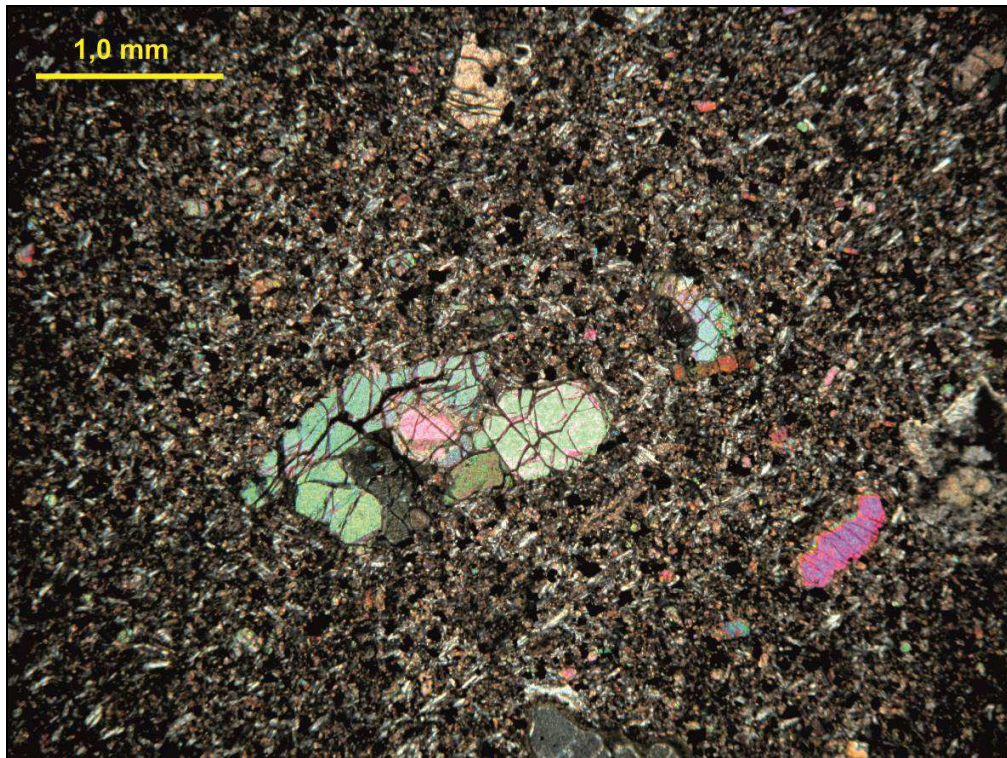


Figura 56: Diabásio alcalino com fenocristais de olivina, fraturados, da região de Maresias. Nicóis cruzados. Amostra: MAR-JM-08B.

Os fenocristais de clinopiroxênio são incolores ou amarelados, euédricos e subédricos, colunares, de granulação fina a média (até 3,0 mm). Alguns cristais encontram-se zonados e geminados (Figura 57), outros, fraturados e corroídos. São observados, também, fenocristais de clinopiroxênio intensamente alterados, parcial ou totalmente substituídos por carbonato e uralita. A uralita, como mineral secundário, também é encontrada nas bordas dos grãos de clinopiroxênio. Alguns xenocristais de clinopiroxênio se fazem presentes, indicando desequilíbrio cristal-líquido. Inclusões de minerais opacos são comuns nos fenocristais. Em poucas amostras foram observados fenocristais de plagioclásio inclusos em fenocristais de clinopiroxênio.

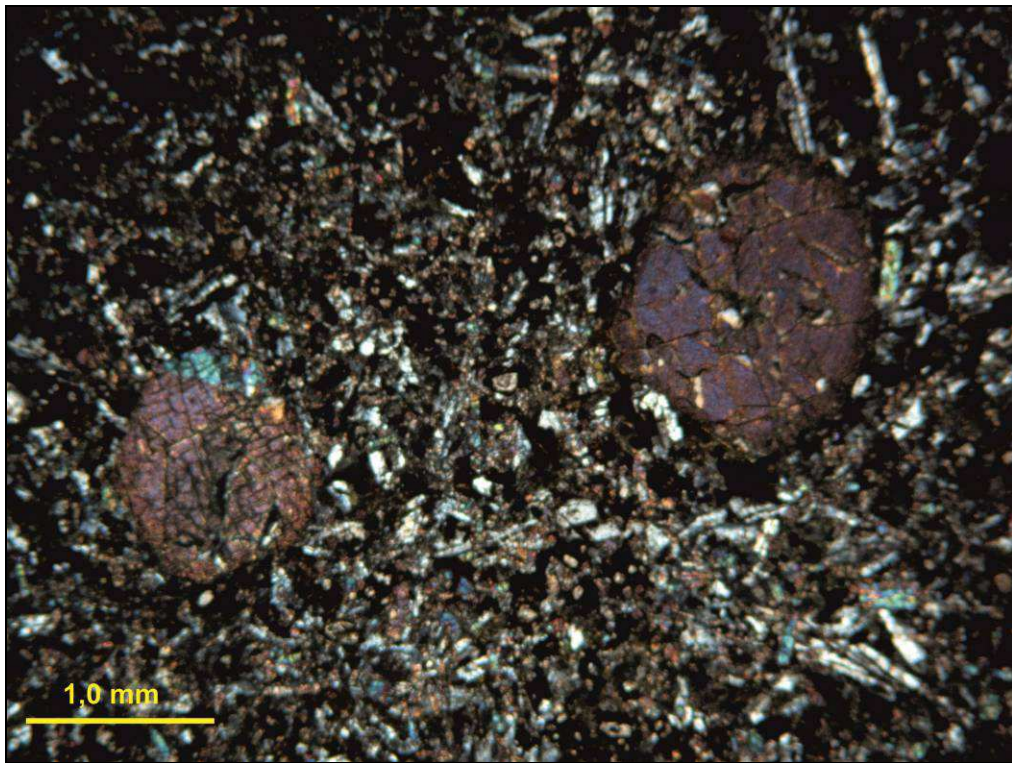


Figura 57 - Diabásio alcalino com fenocristais de clinopiroxênio, zonados e fraturados, da região de São Sebastião. Nicóis cruzados. Amostra: SSE-JM-04.

Os diabásios alcalinos entre São Sebastião e Parati também ocorrem desprovidos de fenocristais, exibindo textura equigranular, ao invés de porfíricos.

Os grãos de plagioclásio presentes na matriz são incolores e apresentam granulação fina (< 1,0 mm). Estes cristais são euédricos a subédricos, colunares, e, subordinadamente, anédricos. Por vezes, exibem arranjo esferulítico e textura intrafasciculada. Alguns cristais apresentam inclusões subofíticas ou ofíticas de grãos de clinopiroxênio, bem como, inclusões de minerais opacos e apatita (Figura 58).

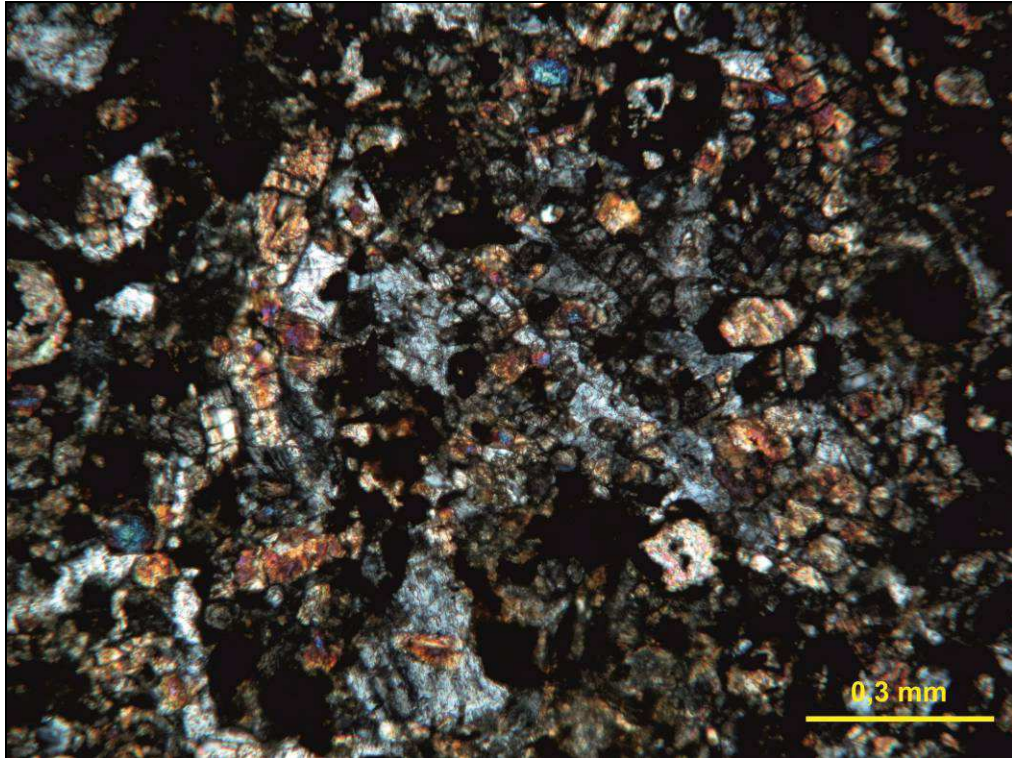


Figura 58 - Diabásio alcalino exibindo matriz de granulação fina, com cristais de clinopiroxênio e minerais opacos inclusos em plagioclásios, da região de São Sebastião. Nicóis cruzados. Amostra: SSE-JM-08.

Os cristais de clinopiroxênio que ocorrem na matriz são incolores ou amarelados, podendo aparecer, também, com cor natural rosa. Estes grãos, em geral, são subédricos a anédricos, colunares a tabulares, de granulação fina. Quando alterados, apresentam-se uralitizados ou transformados em biotita secundária. Inclusões de minerais opacos são observadas freqüentemente. Cristais alterados substituídos por carbonato ocorrem em menor quantidade. Comumente, os cristais de clinopiroxênio exibem textura esferulítica (Figura 59), como o plagioclásio.

Cristais de olivina não são facilmente observados na matriz dos diabásios alcalinos estudados nesta dissertação. Quando presentes (Figura 60), os cristais de olivina são incolores a amarelados, predominantemente subédricos e colunares, com granulação fina (< 1,0 mm). Seus grãos apresentam-se, comumente, fraturados e alterados, muitas vezes substituídos por carbonato.

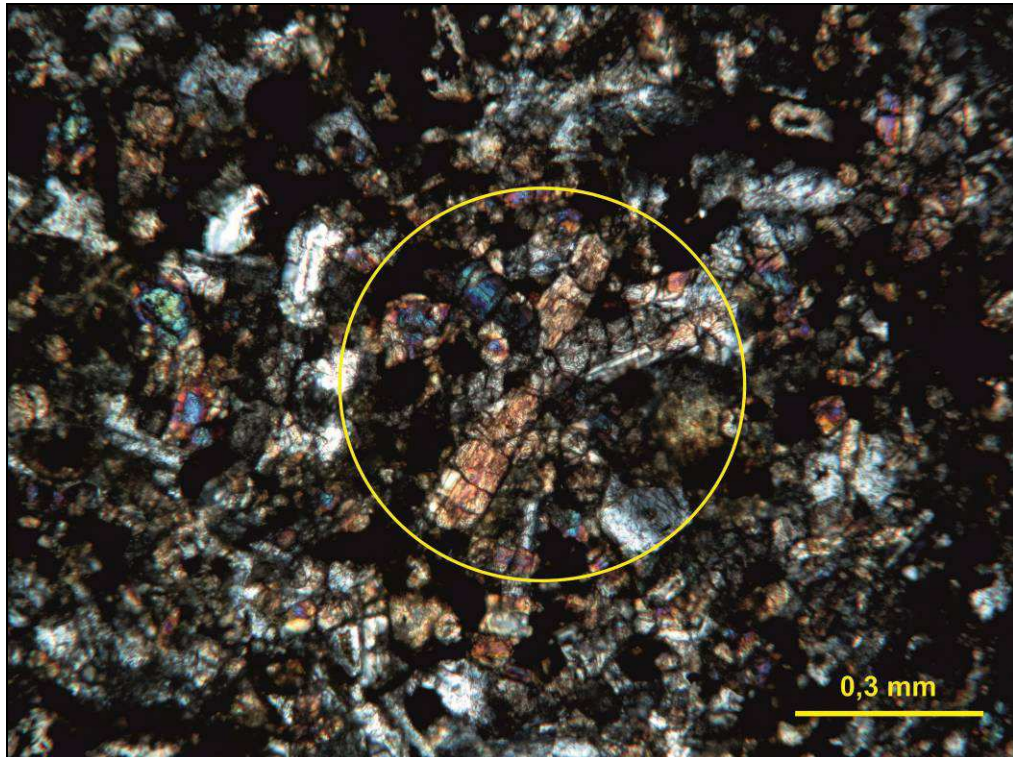


Figura 59 - Diabásio alcalino exibindo cristais colunares de clinopiroxênio com textura esferulítica (círculo amarelo), da região de São Sebastião. Nicóis cruzados. Amostra: SSE-JM-14A.

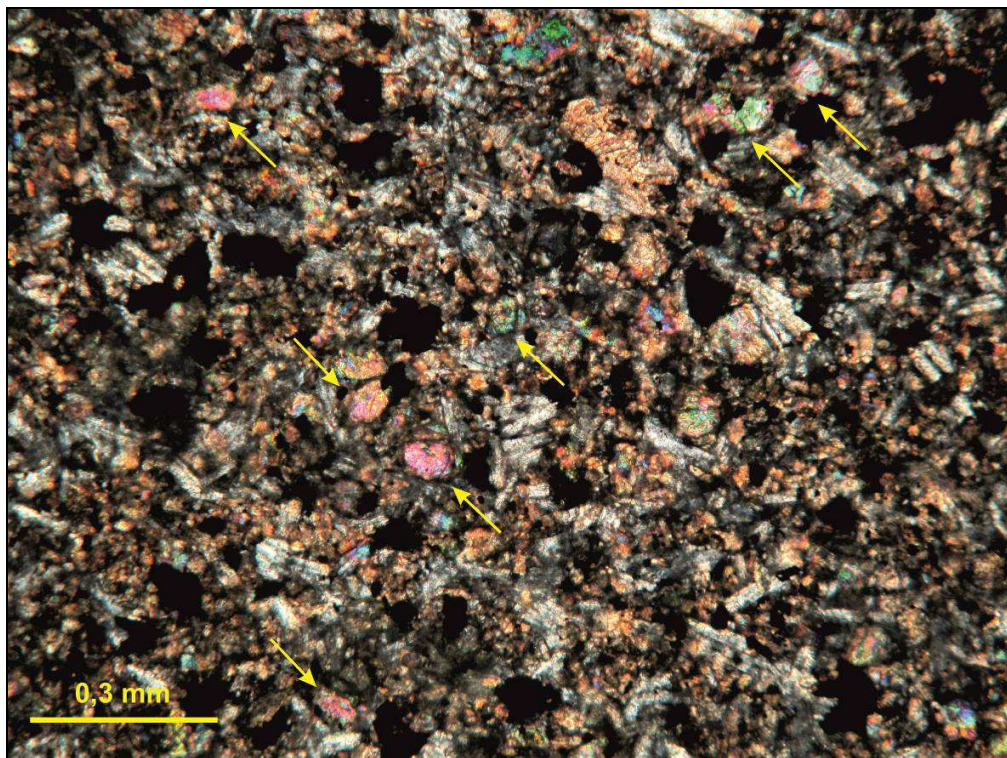


Figura 60 - Diabásio alcalino, da região de Maresias, exibindo grãos de olivina na matriz (setas amarelas). Nicóis cruzados. Amostra: MAR-JM-08B.

Usualmente, cristais de apatita ocorrem como grãos euédricos, com hábito acicular e granulação fina. Esses cristais mostram-se inclusos em grãos de plagioclásio e clinopiroxênio.

Os grãos de biotita têm granulação fina e são castanhos, pleocróicos e subédricos com hábito lamelar ou anédricos. Este mineral ocorre concentrado nas bordas dos cristais de clinopiroxênio, como produto de alteração dos mesmos, ou associado aos minerais opacos.

A uralita, que também ocorre associada ao clinopiroxênio, apresenta-se com cor natural verde, pleocróica, subédrica colunar ou anédrica e, também, com granulação fina. Ela ocorre nas bordas e fraturas dos grãos de clinopiroxênio, como produto de alteração desses. Frequentemente, a saussurita aparece tanto como o produto de alteração mais comum dos grãos de plagioclásio da matriz, quanto dos fenocristais de plagioclásio.

Os grãos de minerais opacos apresentam granulação fina e ocorrem de formas variadas, como grãos tabulares, comumente subédricos, e como grãos aciculares, euédricos. Minerais opacos anédricos, com inclusões de grãos de piroxênio e plagioclásio, foram interpretados como oriundos de crescimento *subsolidus*.

As texturas intersertal e intergranular ocorrem como tipos de textura intersticial nos diabásios alcalinos estudados. A textura intersertal é caracterizada pelo vidro em processo de devitrificação presente entre os minerais que compõem a matriz (Figura 61). A textura intergranular é dada por grãos de clinopiroxênio preenchendo os interstícios entre os grãos de plagioclásio.

A textura poiquilítica é frequente e está associada às inclusões de diversos minerais. Inclusões de minerais opacos estão presentes nos cristais de olivina, clinopiroxênio e plagioclásio, comumente da matriz. Há também, inclusões de caráter subofítico e ofítico dos grãos de clinopiroxênio nos de plagioclásio (Figura 62).

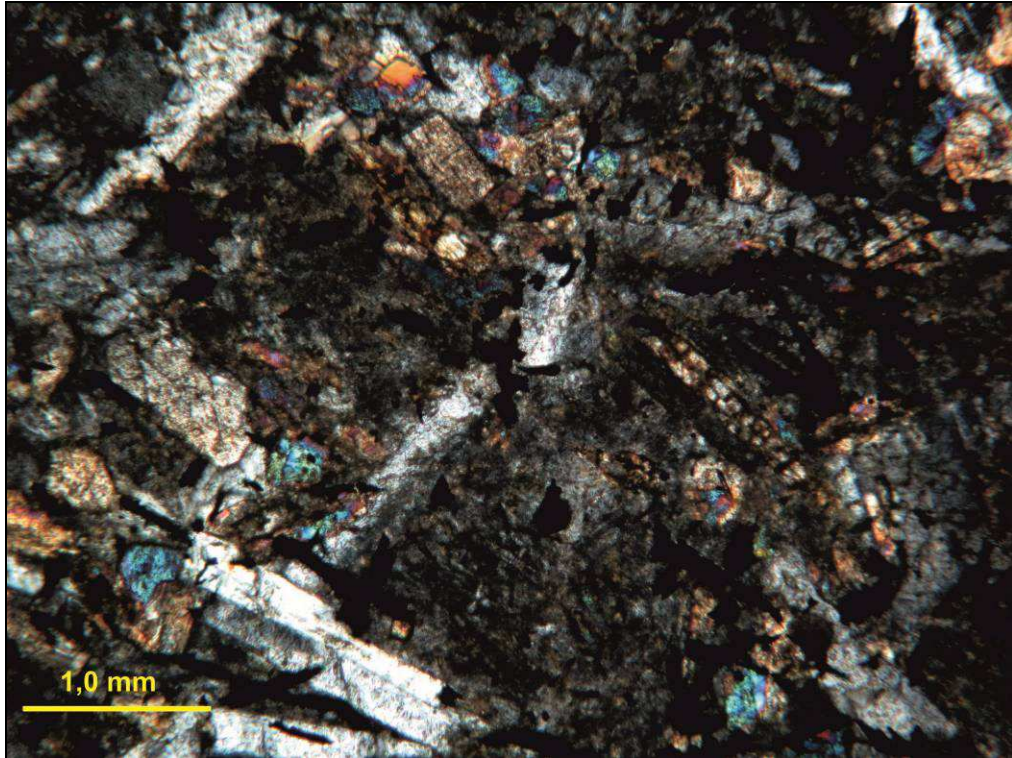


Figura 61 - Diabásio alcalino exibindo textura intersertal com vidro entre os grãos de plagioclásio e clinopiroxênio, na região de Maresias. Nicóis cruzados. Amostra: MAR-JM-02B.

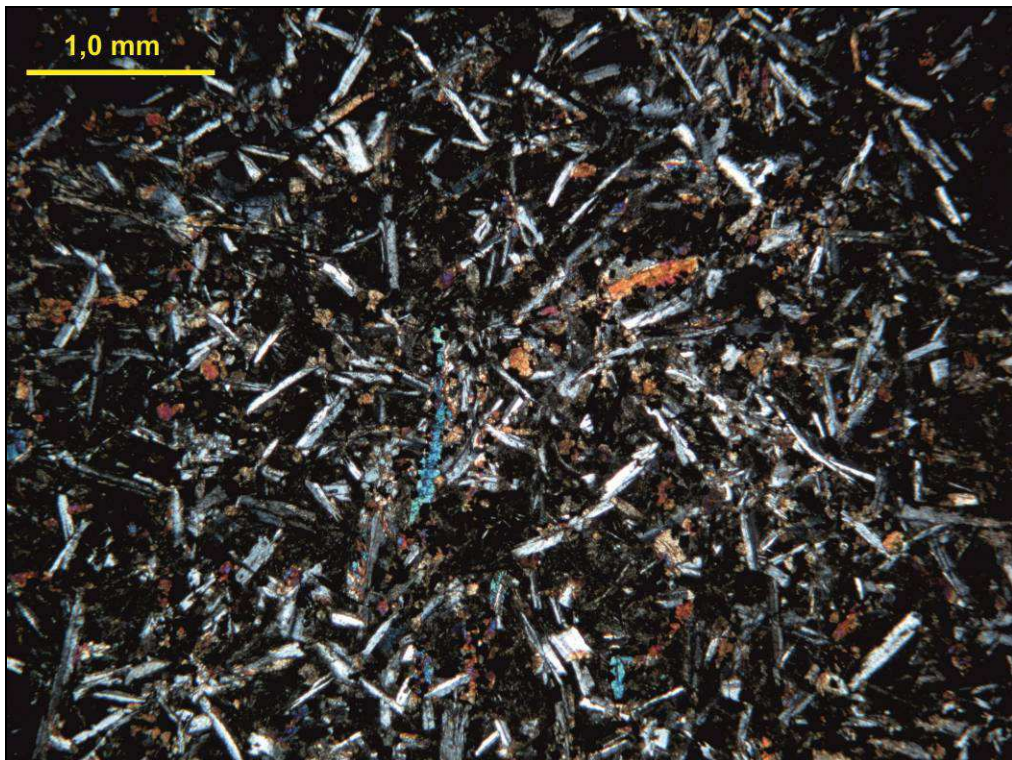


Figura 62 - Inclusões de minerais opacos nas bordas dos cristais de clinopiroxênio e cristais de plagioclásio com textura esferulítica em diabásio alcalino exibindo granulação fina, da região de Maresias. Nicóis cruzados. Amostra: MAR-JM-08B.

Os grãos de plagioclásio na matriz, por vezes, exibem textura intrafasciculada (Figura 63), caracterizada pelos núcleos vazios desses cristais. Esferulitos de cristais colunares de plagioclásio são, também, comumente encontrados.

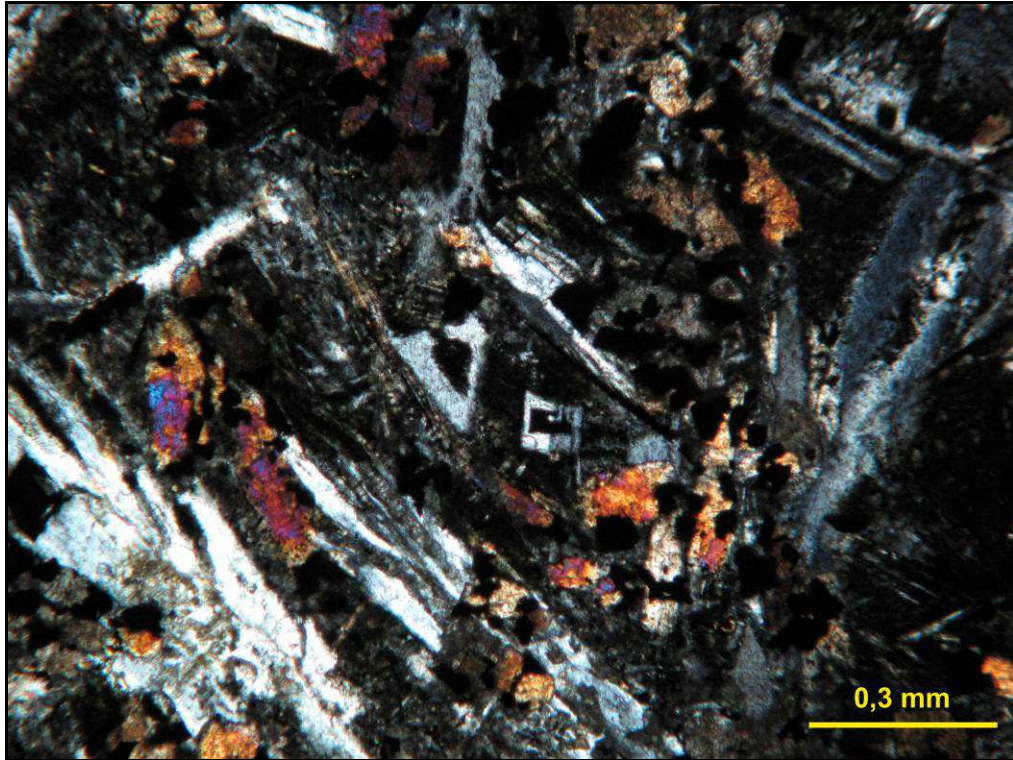


Figura 63 - Diabásio na região de Juatinga exibindo cristais de plagioclásio com textura intrafasciculada. Nicóis cruzados. Amostra: JUA-JM-11A.

As estruturas globulares presentes nos diabásios alcalinos da área de estudo ocorrem com diâmetro de até 2,0 mm. Estas são geralmente esféricas e arredondadas, preenchidas por carbonato e clorita, a qual comumente encontra-se esferulítica (Figura 64).

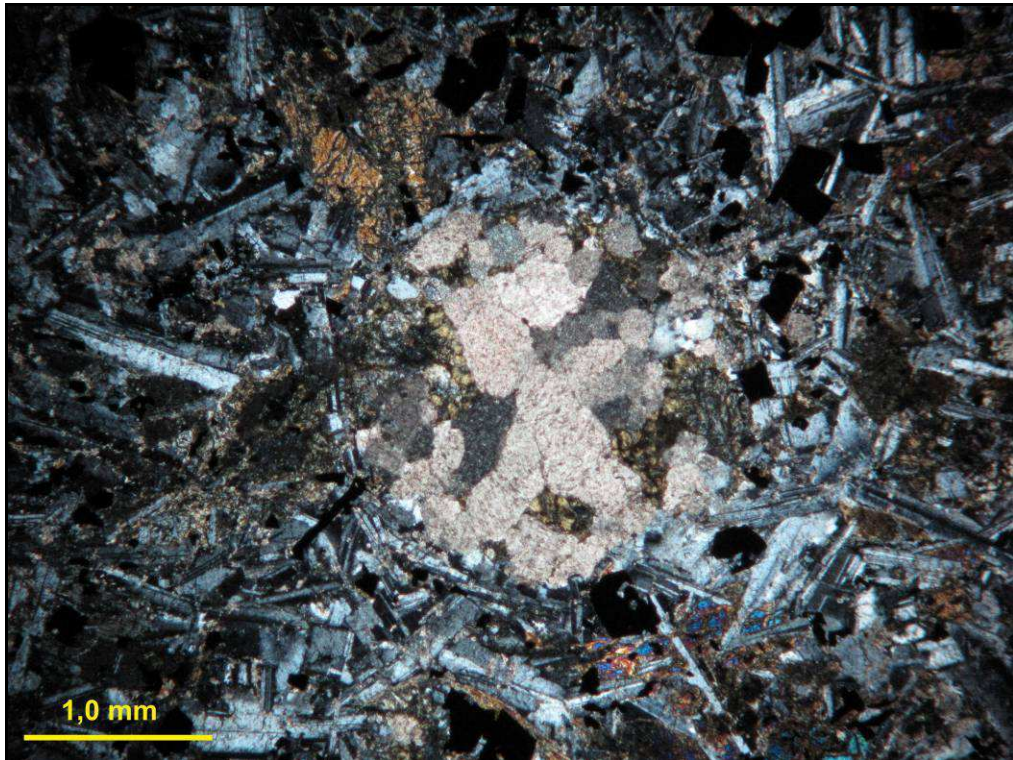


Figura 64 - Diabásio alcalino, da região de Juatinga, com estrutura globular preenchida por carbonato e clorita esferulítica. Nicóis cruzados. Amostra: JUA-JM-11B.

As características petrográficas apresentadas dos diabásios alcalinos estudados são sumarizadas na tabela 6.

Tabela 6 - Caracterização petrográfica dos diabásios alcalinos da área de estudo.

Litotipo	Diabásio alcalino
Grau de cristalinidade	hipocristalino a holocristalino
Granulação da matriz	afanítica à fanerítica fina
Mineralogia da matriz	plagioclásio, clinopiroxênio, olivina, minerais opacos, apatita, carbonato, biotita e uralita
Fenocristais	plagioclásio, clinopiroxênio e olivina
Textura	porfírica, glomeroporfírica, intersertal, intergranular, intrafasciculada e poiquilítica
Estrutura	maciça com estruturas globulares

2.4 Litogeoquímica

2.4.1 Apresentação

Oitenta e cinco amostras de rochas alcalinas, coletadas na região entre São Sebastião e Parati, foram selecionadas para as análises litogeoquímicas, tendo sido analisados óxidos e elementos traços (incluindo elementos terras raras). Entre essas amostras, dezenove foram cedidas pelo geólogo Leonardo Corrêa Gomes. Ao todo, sessenta e cinco lamprófios alcalinos e vinte diabásios alcalinos foram analisados. Quarenta e oito amostras de diabásios toleíticos foram analisadas, mas esses dados não serão utilizados nesta dissertação.

A maioria das amostras foi coletada nos arredores da cidade de São Sebastião, em virtude da maior quantidade de ocorrência de diques e do fácil acesso aos mesmos. As amostras foram selecionadas segundo critérios de campo e petrográficos, tendo sido escolhidas amostras inalteradas tanto quanto possível. Nas amostras porfiríticas, somente as porções da matriz foram moídas, pois esta é a que mais se aproxima da composição original do magma.

Os dados geoquímicos obtidos nas análises incluem:

- elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3^t , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 e PF; onde Fe_2O_3^t é ferro total sob a forma de ferro férrico e PF é perda ao fogo).
- 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.

Os elementos maiores foram expressos em percentagem de peso (% peso), enquanto que os elementos traços foram expressos em partes por milhão (ppm). O ferro de todas as amostras estudadas foi analisado como ferro total expresso sob a forma de ferro férrico (Fe_2O_3^t). A interpretação geoquímica foi baseada, fundamentalmente, na utilização de *softwares* para a discriminação de séries, classificação de rochas e cálculo da norma CIPW, como o programa NEWPET (CLARKE, 1993).

As amostras de rochas alcalinas analisadas, da região entre São Sebastião e Parati, apresentam valores de perda ao fogo (PF) acima de 2,0% peso (média 6,65% peso), o que já era esperado devido ao elevado teor de voláteis dos lamprófios (Tabela 7) e o grau de alteração dos diabásios alcalinos (Tabela 8). Apenas duas amostras de diabásios alcalinos,

SSE-JM-04 e MAR-JM-08B, possuem valores de PF inferiores a 2,0% peso (Apêndice B). Como uma aproximação, o valor de PF das rochas pode ser uma indicação do grau de alteração ou de volumes elevados de fases volatizadas. 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 e DESILETS, 1987). No caso das rochas que contêm volumes relativamente elevados de fases hidratadas, como lamprófiros, os valores de PF não devem ser utilizados como critério de seleção de amostras alteradas.

Das amostras alcalinas estudadas, vinte e nove apresentam totais dos óxidos inferiores a 99,00% peso, estando, assim, fora do intervalo (entre 99 e 101% peso) geralmente considerado satisfatório para análises geoquímicas de rocha total. O menor valor para o total de óxidos obtido foi 98,20% peso, correspondente à amostra de lamprófiro SAL-3-17-DQ1C. Mesmo assim, as amostras com total fora do intervalo considerado acima foram utilizadas nesta dissertação e, portanto, atenção especial foi dada a elas durante as interpretações petrogenéticas para a identificação de possíveis discrepâncias.

As composições químicas dos monchiquitos e camptonitos da área de estudo são muito semelhantes, não apresentando variações consideráveis ou significativas. Esta característica dentro dos grupos de lamprófiros também é destacada pelos estudos de Rock (1991). Dessa forma, a litogeoquímica desses lamprófiros alcalinos será tratada em conjunto.

Uma estimativa da qualidade das análises realizadas neste trabalho foi feita pelo cálculo de coeficientes de variação (coeficiente de variação = desvio padrão/média) (Tabelas 7 e 8). Valores elevados de coeficientes de variação são indicativos de:

- 1) Erro analítico (isso pode ser testado com dados de precisão e acurácia; Apêndice D);
- 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, além da petrografia) e;
- 3) Existência de mais que uma suíte magmática.

Essas possibilidades serão discutidas nas seções seguintes deste capítulo.

Tabela 7 - Valores máximos, mínimos, médias, desvios-padrão e coeficientes de variação de óxidos e elementos das amostras de lamprófiros ($\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ é ferro total sob a forma de ferro férrico, PF é a perda ao fogo e n é o número de amostras).

Amostra	Mínimo	Máximo	Média	Desvio Padrão	Coeficiente de Variação	n
SiO_2	32,98	45,32	40,19	2,48	0,06	65
TiO_2	1,43	4,44	2,70	0,73	0,27	65
Al_2O_3	8,05	16,79	12,02	1,83	0,15	65
$\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$	9,22	16,48	12,16	1,45	0,12	65
MnO	0,12	0,32	0,17	0,02	0,12	65
MgO	4,62	15,23	8,73	2,32	0,27	65
CaO	7,49	17,30	11,93	2,17	0,18	65
Na_2O	1,75	2,38	1,93	0,79	0,41	65
K_2O	0,89	3,83	1,89	0,65	0,34	65
P_2O_5	0,21	1,51	0,70	0,35	0,49	65
PF	2,05	15,68	6,98	2,77	0,40	65
Total	98,20	100,92	99,41	0,71	0,01	65
Ni	20,00	430,00	171,38	89,99	0,53	65
Cr	20,00	1430,00	435,42	349,52	0,80	59
Sc	11,00	49,00	26,42	8,86	0,34	65
V	183,00	521,00	308,88	74,00	0,24	65
Ba	315,00	2198,00	913,69	434,30	0,48	65
Sr	339,00	1486,00	875,58	278,56	0,32	65
Rb	18,00	137,00	52,80	20,78	0,39	65
Y	14,00	35,00	23,00	4,45	0,19	65
Zr	119,00	413,00	216,03	54,62	0,25	65
Nb	24,00	98,00	50,57	13,19	0,26	65
La	20,50	94,20	47,28	14,27	0,30	65
Ce	45,80	180,00	99,08	26,80	0,27	65
Pr	5,46	19,90	11,59	2,99	0,26	65
Nd	22,20	76,10	47,47	11,69	0,25	65
Sm	4,60	13,20	9,16	1,96	0,21	65
Eu	1,49	3,93	2,73	0,55	0,20	65
Gd	4,00	10,20	7,29	1,47	0,20	65
Tb	0,60	1,40	1,01	0,18	0,18	65
Dy	3,40	7,20	5,17	0,90	0,17	65
Ho	0,60	1,30	0,90	0,16	0,17	65
Er	1,50	3,30	2,30	0,43	0,18	65
Tm	0,20	0,44	0,30	0,06	0,19	65
Yb	1,20	2,60	1,82	0,36	0,20	65
Lu	0,16	0,42	0,28	0,06	0,22	65
Hf	3,00	8,40	4,87	1,02	0,21	65
Ta	1,80	10,20	4,04	1,33	0,33	65
Pb	5,00	19,00	5,96	2,81	0,47	24
Th	1,70	12,90	4,73	1,80	0,38	65
U	0,50	4,20	1,52	0,79	0,52	65

Tabela 8 - Valores máximos, mínimos, médias, desvios-padrão e coeficientes de variação de óxidos e elementos das amostras de diabásios alcalinos ($\text{Fe}_2\text{O}_3^{\dagger}$ 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	38,94	45,51	41,83	1,79	0,04	20
TiO_2	1,72	4,19	2,37	0,71	0,30	20
Al_2O_3	11,71	15,27	13,38	0,84	0,06	20
$\text{Fe}_2\text{O}_3^{\dagger}$	10,39	14,58	11,80	1,28	0,11	20
MnO	0,13	0,21	0,17	0,02	0,10	20
MgO	4,80	9,11	7,45	1,23	0,16	20
CaO	7,95	14,80	11,80	1,87	0,16	20
Na_2O	1,12	3,28	2,26	0,56	0,25	20
K_2O	0,80	1,92	1,39	0,29	0,21	20
P_2O_5	0,28	1,50	0,74	0,40	0,54	20
PF	1,49	11,30	6,33	2,63	0,42	20
Total	98,32	100,51	99,51	0,69	0,01	20
Ni	30,00	140,00	130,53	67,16	0,51	19
Cr	40,00	450,00	217,78	145,74	0,67	18
Sc	14,00	36,00	25,95	6,70	0,26	20
V	211,00	389,00	278,05	43,92	0,16	20
Ba	457,00	2323,00	754,75	430,60	0,57	20
Sr	619,00	1588,00	947,70	299,36	0,32	20
Rb	23,00	55,00	34,90	6,77	0,19	20
Y	19,00	30,00	24,25	3,11	0,13	20
Zr	153,00	255,00	193,85	28,97	0,15	20
Nb	30,00	50,00	42,70	5,63	0,13	20
La	25,30	67,50	43,47	11,60	0,27	20
Ce	55,70	134,00	91,24	24,04	0,26	20
Pr	6,35	15,50	10,86	2,92	0,27	20
Nd	25,80	64,80	45,02	11,93	0,27	20
Sm	5,40	12,70	8,92	2,27	0,25	20
Eu	1,66	4,31	2,77	0,77	0,28	20
Gd	4,70	10,00	7,36	1,65	0,22	20
Tb	0,70	1,40	1,04	0,21	0,20	20
Dy	3,70	6,80	5,41	0,88	0,16	20
Ho	0,70	1,20	0,95	0,13	0,14	20
Er	1,80	3,10	2,48	0,30	0,12	20
Tm	0,27	0,45	0,34	0,04	0,13	20
Yb	1,60	2,60	2,03	0,25	0,12	20
Lu	0,20	0,42	0,31	0,05	0,17	20
Hf	3,80	5,60	4,35	0,46	0,10	20
Ta	2,10	5,30	3,40	0,80	0,23	20
Pb	5,00	6,00	5,40	0,49	0,09	05
Th	2,30	6,80	4,03	1,06	0,26	20
U	0,60	3,10	1,45	0,72	0,49	20

2.4.2 Discriminação de séries e classificações

O diagrama de discriminação de séries utilizado nesta dissertação (Figuras 65 e 68) foi o TAS (Total de álcalis *versus* sílica; IRVINE e BARAGAR, 1971). Para a sua utilização um dos princípios requeridos é o recálculo para a base anidra (WOOLLEY et al., 1996). Entretanto, para os lamprófiros estudados, o recálculo para base anidra não foi realizado. Por se tratarem de rochas ricas em voláteis, o recálculo de base anidra nas amostras dos lamprófiros causa um considerável deslocamento dos pontos para teores de SiO₂ mais elevados, distorcendo sua classificação. Para as amostras de diabásios alcalinos, o recálculo de base anidra foi realizado.

As sessenta e cinco amostras de lamprófiros estudadas caracterizam uma série alcalina (Figura 65). As amostras de lamprófiros plotam no campo alcalino, com exceção de uma amostra (SSE-1-12B), que plota próximo a linha divisória entre os campos alcalino e subalcalino. A afinidade alcalina das amostras de lamprófiros é corroborada pela presença de nefelina (e ausência de hiperstênio) na norma CIPW em todas as amostras estudadas (Tabela 9) e pelos gráficos de discriminação de tipos de lamprófiros (Figura 66), de Rock (1987).

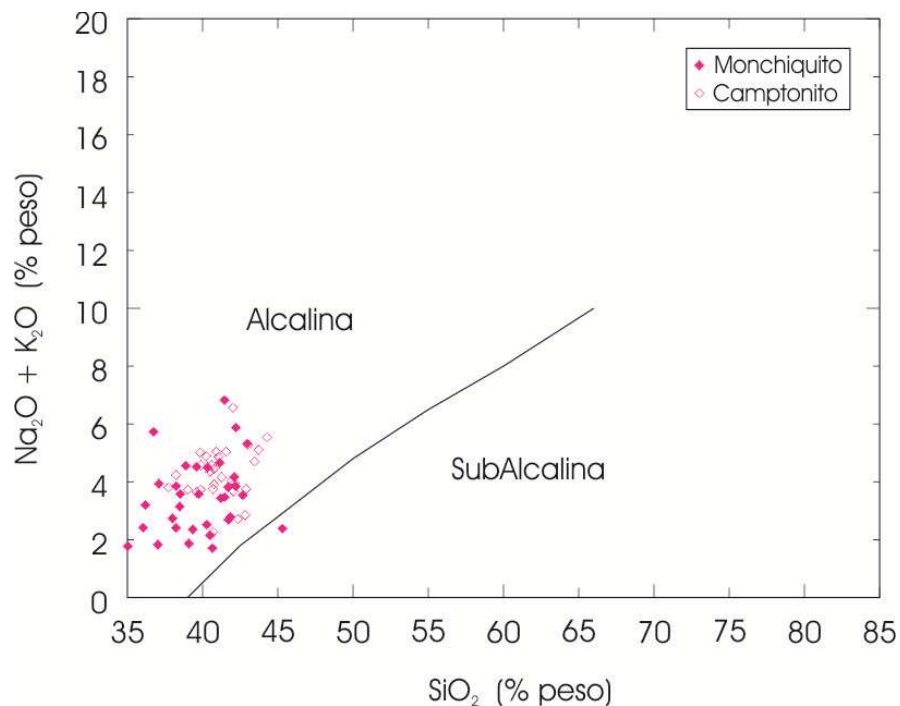


Figura 65 - Diagrama TAS de discriminação de séries (IRVINE e BARAGAR, 1971) para os lamprófiros (monchiquitos e camptonitos) estudados. Os dados não foram recalculados para 100% em base anídrica.

Tabela 9 - Valores máximos, mínimos, médias e desvios-padrão da norma CIPW para as amostras de lamprófiro. Todos os valores são expressos em %peso. Os minerais normativos são: Q=quartzo, Hy=hiperstênio, Ol=olivina, Lc=leucita, Ne=nefelina, Or=ortoclásio, Ab=albita, An=anortita, Di=diopísídeo, Mt=magnetita, Il=ilmenita e Ap=apatita.

	Q	Hy	Ol	Lc	Ne	Or	Ab	An	Di	Mt	Il	Ap	Total
Mínimo	0,00	0,00	7,12	0,00	1,15	0,00	0,00	9,30	8,81	2,01	2,71	0,5	83,72
Máximo	0,00	0,00	24,47	17,78	15,19	19,54	18,80	27,08	47,77	5,97	8,43	3,6	97,60
Média	0,00	0,00	12,25	2,42	6,43	8,20	4,93	18,24	27,78	4,30	5,18	1,67	91,99
Desvio-padrão	0,00	0,00	3,64	3,85	2,40	5,58	5,84	3,96	8,76	0,74	1,38	0,84	2,36

Os lamprófiros exibem composição normativa CIPW insaturada em sílica (Tabela 9). Todas as amostras estudadas apresentam quantidades variáveis de $an + ne + ol + di$ e, além destes, a grande maioria das amostras ainda exibe teores de $lc + or + ab$. As concentrações de nefelina normativa variam de 1,15%peso a 19,70%peso, com valor médio de $6,43 \pm 2,40\%$ peso, enquanto que, o valor máximo de leucita normativa é 17,78% peso.

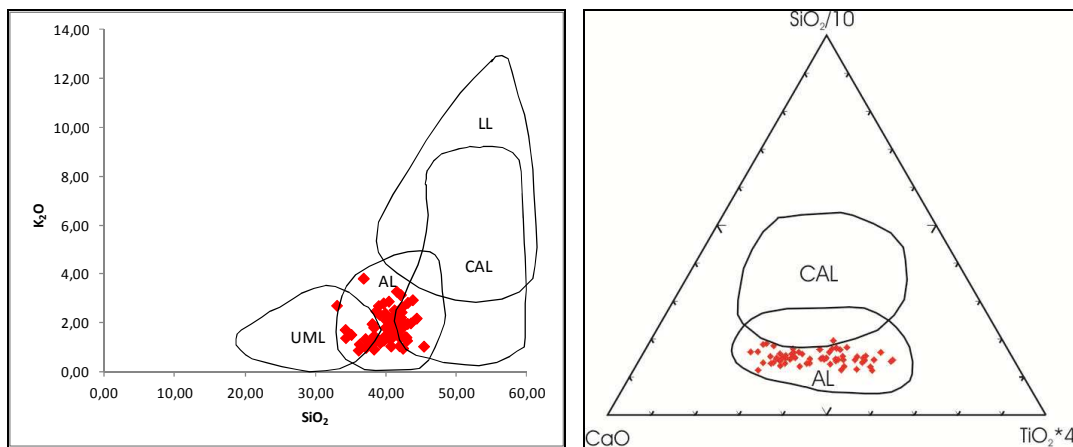


Figura 66: Diagramas de discriminação dos tipos de lamprófiros, segundo estudos de Rock (1987, 1991), para as amostras de lamprófiros estudadas. AL = lamprófiros alcalinos, CAL = lamprófiros cálcio-alcalinos, UML = lamprófiros ultramáficos e LL = lamproíto.

Os dados litogeoquímicos das amostras mostram que os lamprófiros da área de estudo constituem uma série alcalina miaskítica ($2,5 < Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O) < 7,8$; em proporção molecular), sendo tanto sódicos, potássicos e ultrapotássicos (Figura 67).

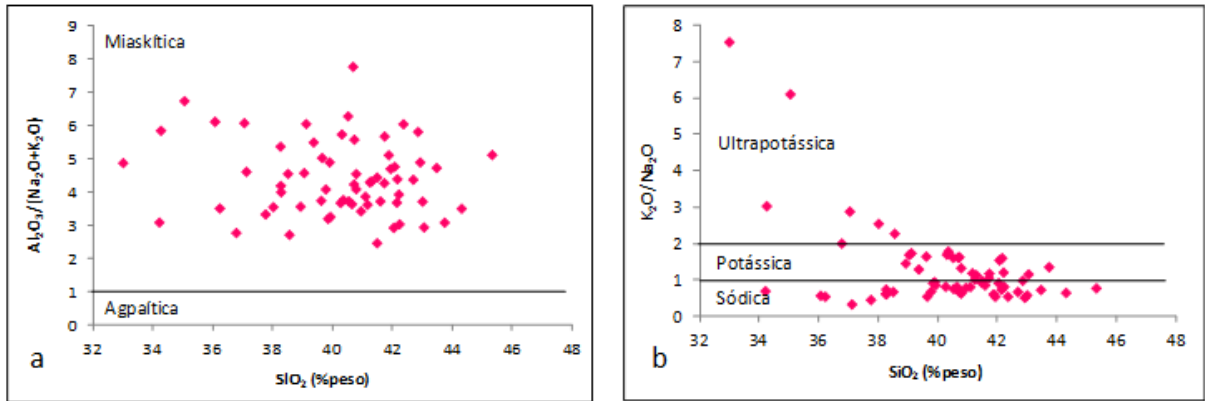


Figura 67 - Diagramas de Harker (1909) com a) $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ em proporção molecular e b) $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ em % peso, para os lamprófiros estudados.

As vinte amostras de diabásios alcalinos analisadas, semelhantemente aos lamprófiros, inserem-se no campo da série alcalina (Figura 68), também com exceção de uma amostra (SSE-JM-16A), que cruza a linha divisória entre os campos das séries subalcalina e alcalina. A afinidade alcalina das amostras de diabásios alcalinos, também, é corroborada pela presença de nefelina (e ausência de hiperstênio) na norma CIPW em todas as amostras estudadas (Tabela 10).

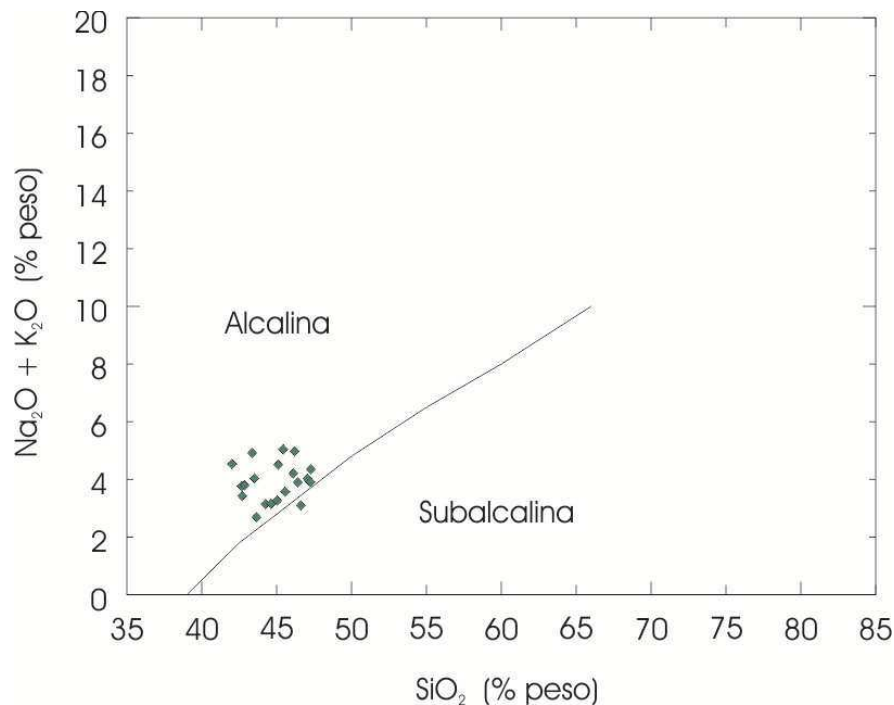


Figura 68 - Diagrama TAS de discriminação de séries (IRVINE e BARAGAR, 1971) para para os os diabásios alcalinos estudados. Dados recalculados para 100% em base anídrica.

Tabela 10 - Valores máximos, mínimos, médias e desvios-padrão da norma CIPW para as amostras de diabásios alcalinos. Todos os valores são expressos em %peso. Os minerais normativos são: Q=quartzo, Hy=hiperstênio, Ol=olivina, Lc=leucita, Ne=nefelina, Or=ortoclásio, Ab=albita, An=anortita, Di=diopsídio, Mt=magnetita, Il=ilmenita e Ap=apatita.

Amostra	Q	Hy	Ol	Lc	Ne	Or	Ab	An	Di	Mt	Il	Ap	Total
Mínimo	0,00	0,00	7,80	0,00	0,20	0,00	0,00	17,38	8,90	2,28	3,27	0,67	89,62
Máximo	0,00	0,00	13,73	5,29	9,35	11,37	27,39	24,9	37,52	5,28	7,96	3,58	97,34
Média	0,00	0,00	10,79	0,36	5,09	7,73	9,29	22,46	25,86	4,08	4,72	1,69	92,98
Desvio-padrão	0,00	0,00	1,66	1,12	2,84	2,50	8,17	2,07	7,09	0,75	1,41	0,93	2,68

Os diabásios alcalinos mostram composição normativa CIPW semelhante aos lamprófios (Tabela 10). No entanto, as concentrações de nefelina normativa variam de 0,20% peso a 9,35% peso, com valor médio de $5,09 \pm 2,84\%$ peso, e o valor máximo de leucita normativa é 5,29% peso. Os teores médios de albita e anortita normativas são mais elevados nos diabásios alcalinos, enquanto que, os teores médios de olivina e diopsídio normativos são mais elevados nos lamprófios.

Os dados litogeoquímicos das amostras de diabásios alcalinos mostram que estes constituem uma série alcalina miaskítica ($3,8 < \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) < 6,4$; em proporção molecular), predominantemente sódica (Figura 69).

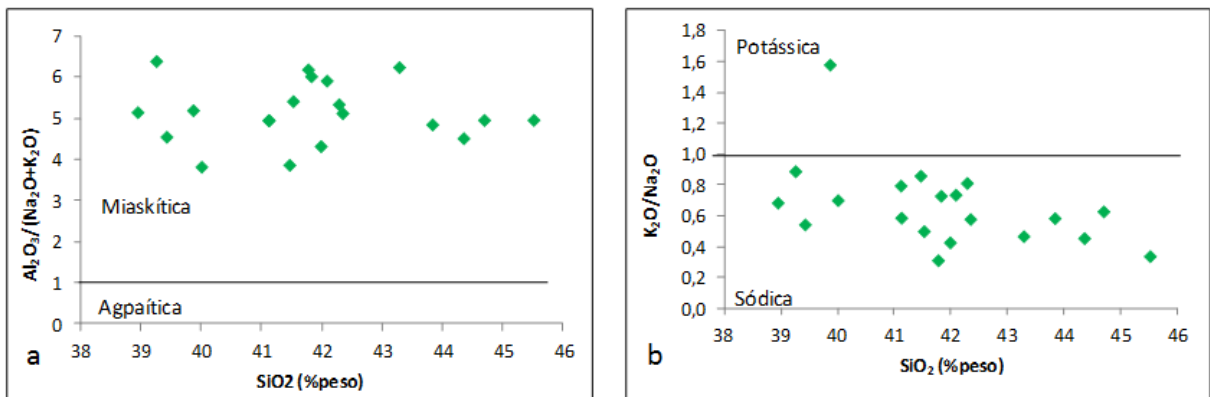


Figura 69 - Diagramas de Harker (1909) com a) $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ em proporção molecular e b) $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ em % peso, para os diabásios alcalinos estudados.

Os diferentes diques estudados nesta dissertação foram classificados com base em sua composição química. A classificação química das rochas estudadas foi feita no diagrama TAS – total álcalis *versus* sílica (LE MAITRE, 1989). Para a utilização do diagrama TAS, deve-se seguir alguns princípios:

- as rochas são consideradas vulcânicas e a moda não pode ser determinada devido à presença de vidro ou à granulação fina da rocha;
- as rochas devem apresentar-se inalteradas ($H_2O^+ < 2\%$ e $CO_2 < 0,5\%$), exceto rochas ricas em Mg, como picrito, komatiito, meimechitos e boninitos;
- as análises de rochas alteradas, intemperisadas, metassomatizadas, metamorfisadas ou cumuláticas devem ser usadas com cautela;
- as análises devem ser recalculadas em base anidra para um total de 100%.

Como mencionado anteriormente, o recálculo para base anidra não foi realizado para as amostras de lamprófiros (WOOLLEY et al., 1996; LE MAITRE, 1989).

Os lamprófiros (Figura 70) são classificados como foiditos, tefrito-basanitos e picritos, com exceção de uma amostra que plotou no campo dos basaltos (SSE-1-12B). Com relação aos diques de diabásios alcalinos, o mesmo diagrama mostra que estes são classificados como tefrito-basanito, basaltos, picritos e traquibasaltos (Figura 71).

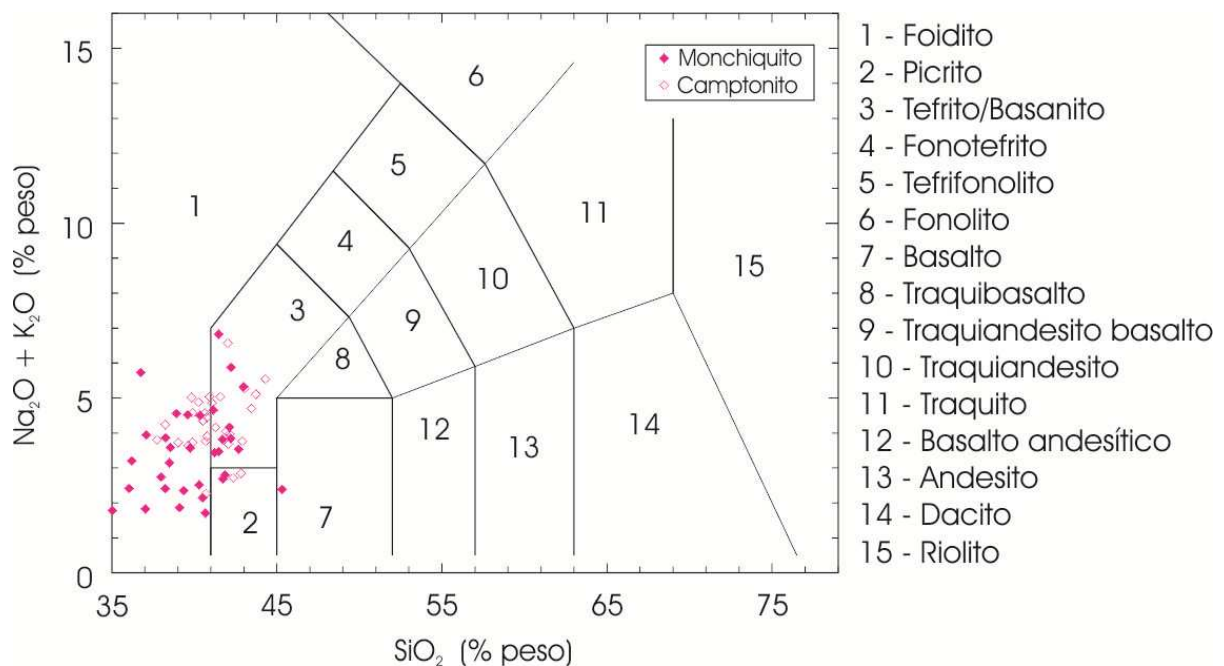


Figura 70 - Diagrama de classificação de rochas (LE MAITRE, 1989) para os lamprófiros (monchiquitos e camptonitos) estudados. Os dados não foram recalculados para 100% em base anídrica.

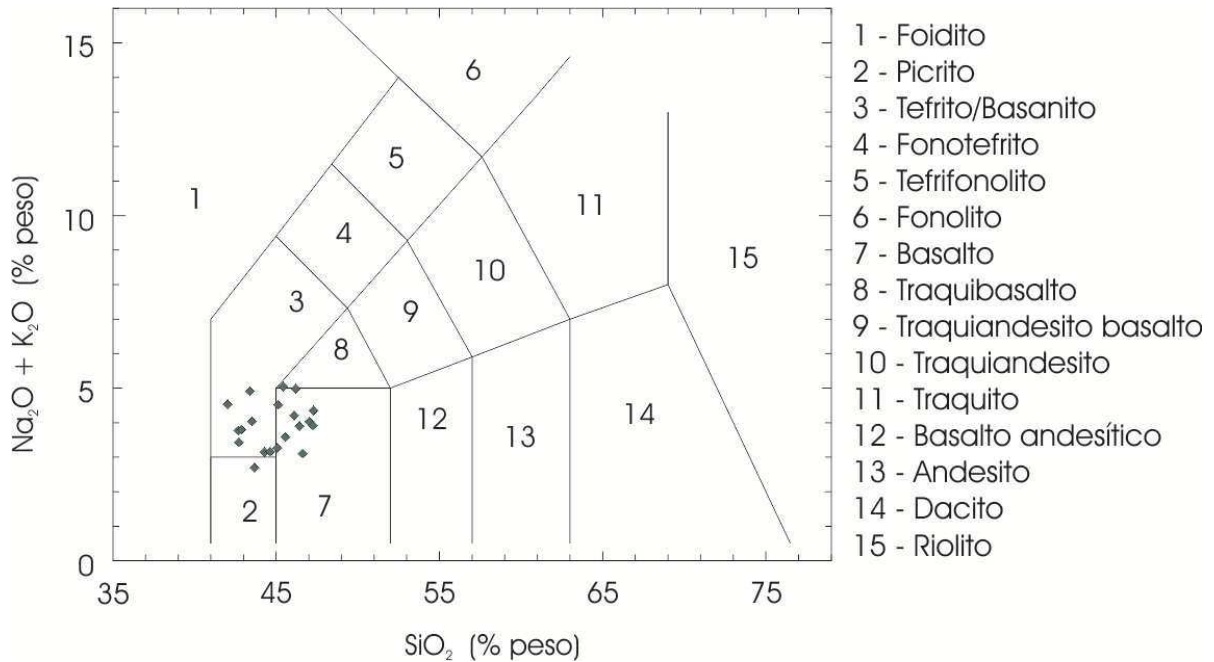
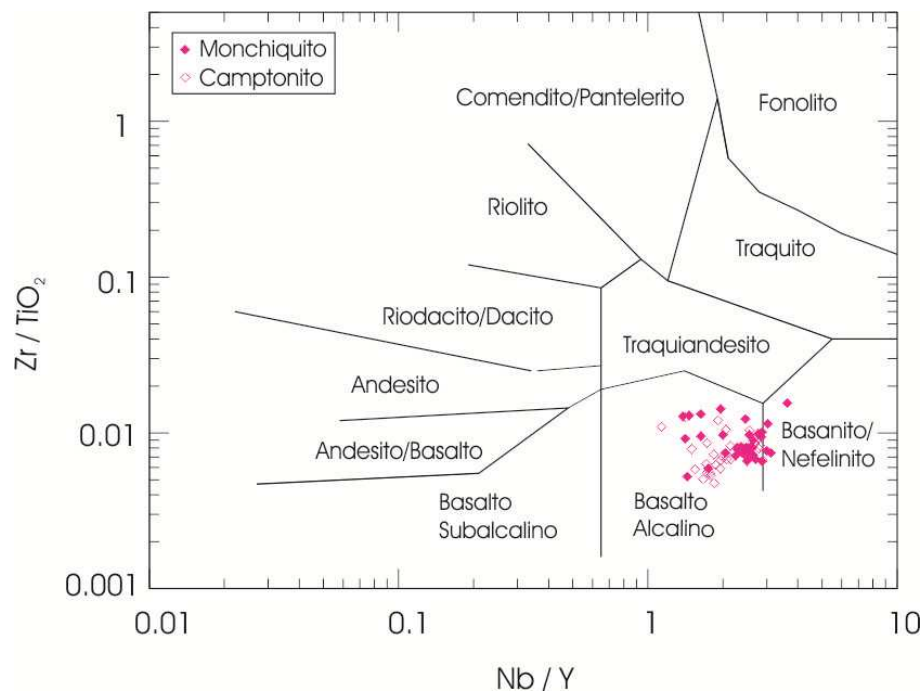


Figura 71 - Diagrama de classificação de rochas (LE MAITRE, 1989) para diabásios alcalinos estudados. Dados recalculados para 100% em base anídrica.

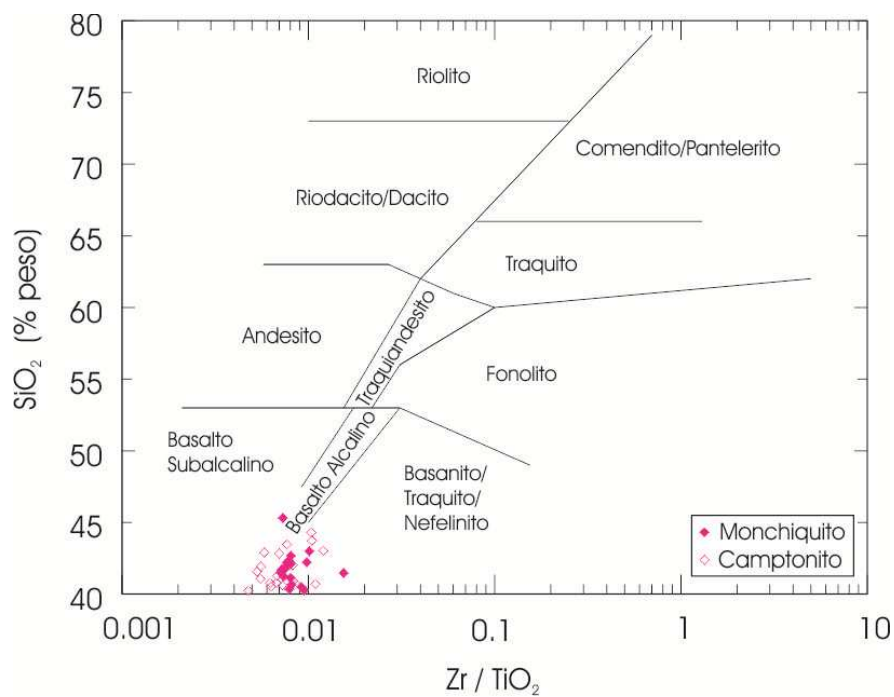
Os álcalis são elementos relativamente móveis durante a atuação dos processos secundários (ação intempérica e/ou hidrotermal). Dessa forma, as amostras analisadas também foram plotadas em diagramas de classificação que se baseiam em elementos considerados imóveis, tais como o Zr, Nb, Y e TiO₂ (WINCHESTER e FLOYD, 1977).

Nestes diagramas, as amostras de lamprófiros plotam, majoritariamente, no campo de basalto alcalino. Subordinadamente, algumas poucas amostras de lamprófiros foram classificadas como basanita/nefelinito, no diagrama Nb/Y *versus* Zr/TiO₂ (Figura 72 a). No diagrama Zr/TiO₂ *versus* SiO₂, as amostras de lamprófiros plotam próximo aos campos de basalto alcalino e basanita/nefelinito (Figura 72 b).

Com relação aos diques de diabásios alcalinos, considerando o diagrama Nb/Y *versus* Zr/TiO₂ (Figura 73 a), todas as amostras plotam no campo do basalto alcalino. No diagrama Zr/TiO₂ *versus* SiO₂ (Figura 73 b), as amostras também plotam no campo do basalto alcalino e ao redor deste.

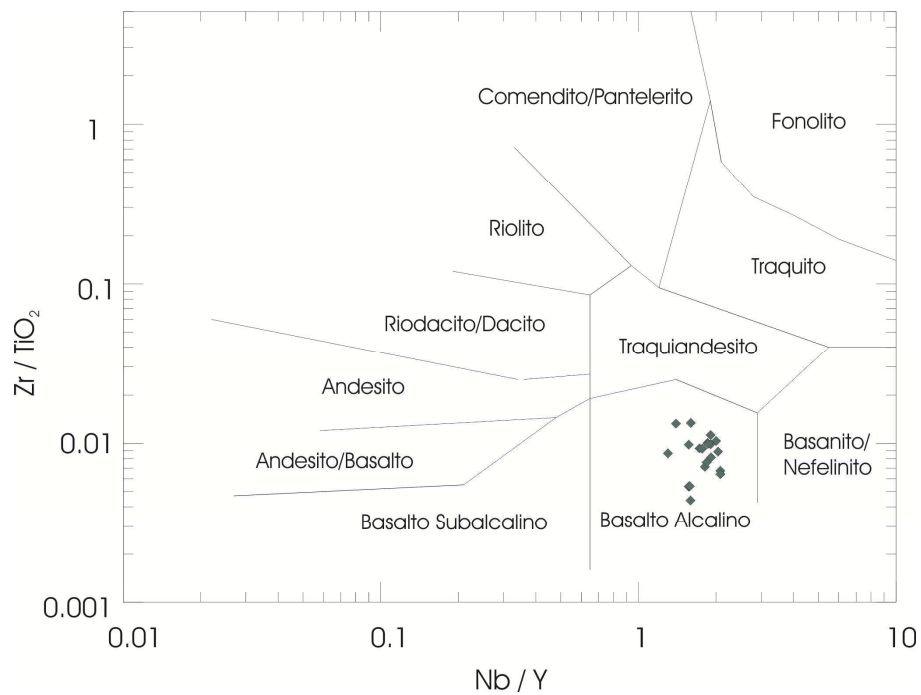


(a)

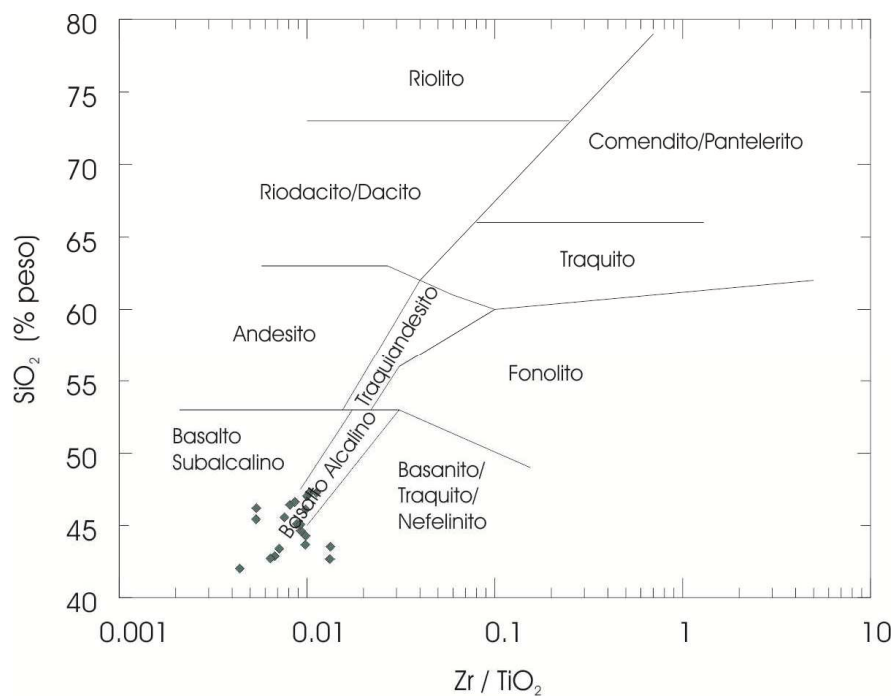


(b)

Figura 72 - Diagramas de classificação de rochas para os lamprófiros (monchiquitos e camptonitos) estudados (WINCHESTER e FLOYD, 1977). (a) - Nb/Y versus Zr/TiO₂; (b) - Zr/TiO₂ versus SiO₂. Os dados não foram recalculados para 100% em base anídrica.



(a)



(b)

Figura 73 - Diagramas de classificação de rochas para os diabásios alcalinos estudados (WINCHESTER e FLOYD, 1977). (a) - Nb/Y versus Zr/TiO₂; (b) - Zr/TiO₂ versus SiO₂.

2.5 Geoquímica Isotópica

2.5.1 Apresentação

Análises isotópicas Sr-Nd foram realizadas para oito amostras de lamprófios e quatro amostras de diabásios alcalinos da região de estudo (Apêndice C e Tabela 11). As razões medidas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(m)}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(m)}$ foram recalculadas para 85 Ma, que representa a média aproximada das idades de diques lamprófios disponíveis em Sonoki e Garda (1988) e Enrich (2005).

Para as análises isotópicas, foram escolhidas amostras menos evoluídas, com graus de evolução semelhantes, menores teores de PF e localizadas em diferentes regiões da área de estudo.

Tabela 11 - Dados isotópicos Sr-Nd para lamprófios e diabásios alcalinos da área estudada. $^{143}/^{144}\text{Nd}_{(m)}$ e $^{87}/^{86}\text{Sr}_{(m)}$ são as razões isotópicas medidas de Nd e Sr. Os valores ϵNd e ϵSr assumem idade de 85 Ma e foram calculados usando $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(\text{CHUR})} = 0,512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{(\text{CHUR})} = 0,1967$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(\text{UR})} = 0,7047$ e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_{(\text{UR})} = 0,083$. Idades T_{DM} calculadas segundo o modelo de DePaolo (1981b).

Amostra	Litotipo	$^{143}/^{144}\text{Nd}_{(m)}$	Erro (2 σ)	$^{87}/^{86}\text{Sr}_{(m)}$	Erro (2 σ)	$\epsilon\text{Nd}_{(85)}$	$\epsilon\text{Sr}_{(85)}$	T_{DM} (Ma)
IAN-JM-02D	Camptonito	0,51256	0,00001	0,70537	0,00003	-0,6	8,9	756
SSE-JM-19C	Camptonito	0,51270	0,00001	0,70579	0,00003	2,0	13,4	588
UBA-JM-1C	Camptonito	0,51261	0,00001	0,70451	0,00004	0,3	-3,1	654
IAN-JM-2B	Monchiquito	0,51257	0,00001	0,70716	0,00004	-0,5	29,5	758
JUA-JM-06B	Monchiquito	0,51260	0,00002	0,70468	0,00003	0,2	-1,0	732
MAR-2-13	Monchiquito	0,51269	0,00001	0,70448	0,00003	1,9	-3,7	557
SSE-1-3-DQ2A	Monchiquito	0,51265	0,00002	0,70559	0,00004	0,9	10,5	707
SSE-JM-06	Monchiquito	0,51266	0,00001	0,70515	0,00003	1,1	5,4	644
JUA-JM-11B	Diabásio alcalino	0,51254	0,00001	0,70519	0,00003	-1,2	7,2	875
MAR-JM-8D	Diabásio alcalino	0,51258	0,00001	0,70459	0,00003	-0,3	-1,1	760
SSE-JM-16A	Diabásio alcalino	0,51263	0,00001	0,70588	0,00004	0,7	16,5	700
SSE-JM-18D	Diabásio alcalino	0,51267	0,00002	0,70514	0,00005	1,4	5,3	646

Os lamprófios alcalinos apresentam razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(85)}$ entre 0,70434 e 0,70575, com exceção da amostra IAN-JM-2B que possui um valor mais elevado (0,70667), embora o seu valor de ϵNd seja comparável com os das outras amostras. Tal amostra contém baixo valor de razão Th/La (0,11), próximo aos condríticos, o que, segundo critérios de Taylor e McLennan (1985), sugere que processos de contaminação crustal não sejam os responsáveis por essa

razão isotópica de Sr. As razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(85)}$ nas amostras de lamprófiros apresentam uma variação entre 0,512495 e 0,512633. As amostras mostram valores de $\epsilon\text{Nd}_{(85)}$ positivos a ligeiramente negativos, entre -0,6 e +2,0.

De maneira muito similar aos lamprófiros, os diabásios alcalinos são caracterizados pelo intervalo de razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(85)}$ entre 0,70452 e 0,70575 e razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(85)}$ variando de 0,512469 a 0,512601. Os dados $\epsilon\text{Nd}_{(85)}$ estão entre -1,2 e +1,4.

Os resultados isotópicos aqui apresentados são semelhantes às assinaturas isotópicas disponíveis na literatura (ENRICH, 2005; GARDA, 1995; REGELOUS, 1993; THOMPSON et al., 1998) para os diques máficos do setor norte da Província Alcalina Serra do Mar.

As idades-modelo T_{DM} calculadas para os diques de lamprófiros e diabásios alcalinos estão entre 557 e 760 Ma, exceto a amostra JUA-JM-11B (875 Ma), com um valor médio em 698 Ma. Estas idades-modelo abrangem o período do magmatismo pré-colisional da orogênese Ribeira (Arco Magmático Rio Negro) que gerou as rochas encaixantes dos diques estudados.

2.5.2 Possíveis processos petrogenéticos

Os dados isotópicos referentes ao sistema Sr-Nd (Apêndice C) foram utilizados para discriminar possíveis processos petrogenéticos relacionados aos lamprófiros e diabásios alcalinos dessa dissertação. As razões isotópicas iniciais (85 Ma) de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ indicam tanto a participação de componentes enriquecidos em Rb e empobrecidos em Sm, quanto componentes com baixas razões Rb/Sr e elevadas razões Sm/Nd, na petrogênese destas rochas.

No diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(85)}$ versus $\epsilon\text{Nd}_{(85)}$ (Figura 74), as amostras analisadas plotam entre os quadrantes relacionados aos basaltos de ilhas oceânicas, reservatórios astenosféricos, e aqueles associados às fontes mantélicas enriquecidas (tipo EM I, EM II e MLSC; isto é, manto litosférico subcontinental).

Processos de mistura envolvendo reservatórios empobrecidos (tipo DM) e enriquecidos não são considerados para geração das rochas alcalinas estudadas. Essas rochas apresentam razões La/Yb maiores que a unidade, ao contrário das rochas típicas de fonte empobrecida (BEVINS et al., 1984; HUMPHRIS et al., 1985; SUN e MCDONOUGH, 1989).

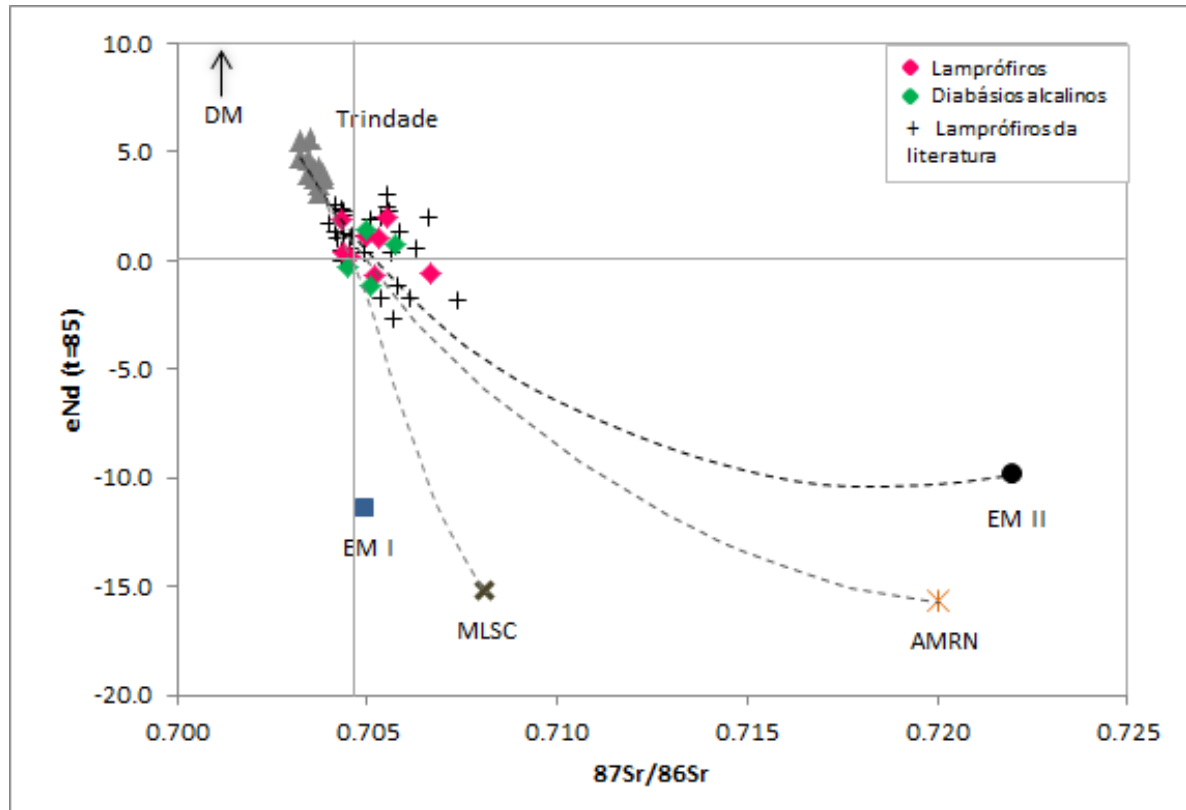


Figura 74 - Diagrama bivalente $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, calculado para 85 Ma, com os dados isotópicos dos lamprófiros (losangos vermelhos) e diabásios alcalinos (losangos verdes) estudados nesta dissertação e dados de lamprófiros disponíveis na literatura (cruzes pretas) para área estudada (GARDA, 1995; REGELOUS, 1993; THOMPSON et al., 1998). As composições isotópicas de amostras da Ilha de Trindade (MARQUES et al., 1999; SIEBEL et al., 2000) também estão representadas (triângulos cinza). DM = manto empobrecido (*depleted mantle*; ZINDLER e HART, 1986); EM I e EM II = manto enriquecido I e II (*enriched mantle*; ZINDLER e HART, 1986); MLSC = manto litosférico subcontinental (ROCK, 1991); AMRN = Arco Magmático Rio Negro (TUPINAMBÁ et al., 2012). $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(\text{CHUR})} = 0,512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{(\text{CHUR})} = 0,1967$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(\text{UR})} = 0,7047$ e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_{(\text{UR})} = 0,083$.

Os dados no diagrama sugerem que componentes astenosféricos da Ilha de Trindade e a composição do MLSC (lampróito de ROCK, 1991), que representa um componente enriquecido, poderiam ser membros finais apropriados para explicar as composições isotópicas Sr-Nd de, pelo menos, parte das rochas máficas estudadas. A participação de um componente do tipo EM I parece improvável por ele representar um reservatório pouco radiogênico em Sr, apresentando razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ menores que os maiores valores dessas mesmas razões nos lamprófiros e diabásios alcalinos. Por outro lado, há boa evidência do envolvimento de um componente enriquecido do tipo EM II.

As composições isotópicas Sr-Nd das rochas máficas alcalinas estudadas também podem ser explicadas por interações manto-crosta como, por exemplo, contaminação crustal. O diagrama da Figura 74 mostra que os gnaisses e migmatitos encaixantes do Complexo Rio

Negro têm composições isotópicas apropriadas para interpretar-se os lamprófiros e diabásios alcalinos como líquidos contaminados a partir de composições parentais semelhantes aos basanitos e ankaramitos da Ilha de Trindade.

Assim, os dados isotópicos Sr-Nd mostram que os lamprófiros e diabásios alcalinos podem estar relacionados à mistura entre fontes férteis (sublitosférica) e enriquecidas (litosféricas, tanto a porção crustal quanto mantélica). Esta hipótese será discutida nos próximos capítulos.

3 PROCESSOS EVOLUTIVOS DO MAGMATISMO MÁFICO ALCALINO

3.1 Apresentação

Em geral, as séries alcalinas são formadas por cristalização fracionada segundo dois *trends* diferentes, dependendo, principalmente, de suas composições iniciais (MACDONALD, 1974). Magmas basálticos medianamente alcalinos, de afinidade transicional, sem considerável hiperstênio ou nefelina normativos, diferenciam próximo do plano crítico de insaturação da sílica (YODER e TILLEY, 1962), resultando em resíduos traquíticos via traquibasalto, traquiandesito basáltico e traquiandesito. Sob condições de forte fracionamento, o magma traquítico, por sua vez, pode produzir líquidos residuais fonolíticos ou riolíticos alcalinos, dependendo da deficiência ou excesso em sílica dos magmas basálticos parentais. Já os magmas basaníticos ou nefeliníticos seguem um *trend* fortemente insaturado em sílica e podem produzir fonolitos sem um estágio traquítico intermediário, via fonotefritos e tefrifonolitos (Figura 75).

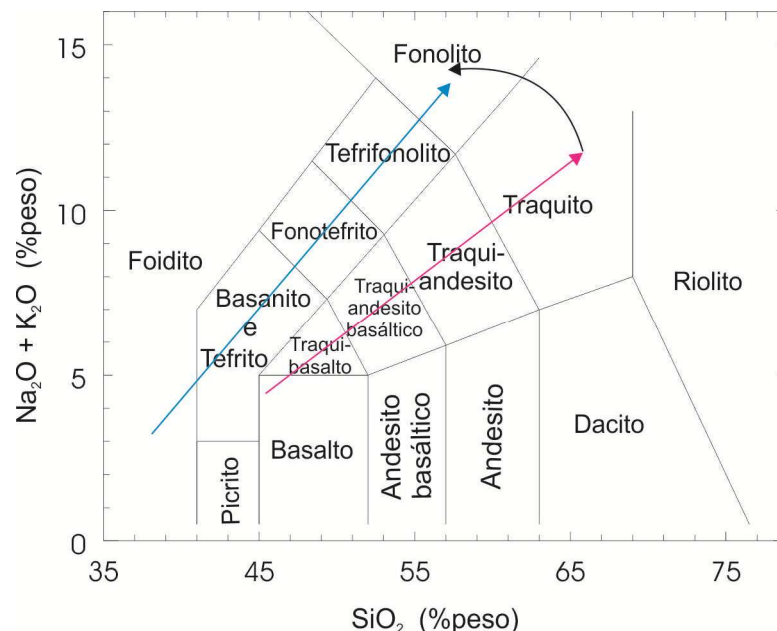


Figura 75 - Diagrama de classificação de rochas (LE MAITRE, 1989) com possíveis *trends* evolutivos de séries alcalinas por cristalização fracionada: *trend* moderadamente alcalino (em rosa ou rosa e preto) = basalto alcalino – traquibasalto – traquiandesito basáltico – traquiandesito – traquito ou basalto alcalino – traquibasalto – traquiandesito basáltico – traquiandesito – traquito – fonolito; e *trend* fortemente insaturado em sílica (em azul) = foidito – tefrito/basanito – fonotefrito – tefrifonolito – fonolito.

No litoral norte do estado de São Paulo e no litoral sul do estado do Rio de Janeiro afloram diques de rochas alcalinas como lamprófiros, diabásios alcalinos e traquitos. Apesar dos diques de traquitos não estarem entre as rochas estudadas nesta dissertação, amostras desse litotipo foram coletadas como auxílio nos testes acerca dos processos evolutivos dos diabásios alcalinos, como em outras áreas (VALENTE, 1997).

Os lamprófiros podem estar associados às séries fortemente insaturadas em sílica e, assim, ter evoluído por cristalização fracionada (com ou sem assimilação concomitante) a partir de composições foidíticas ou basaníticas. Já os diabásios alcalinos podem representar líquidos parentais associados às séries medianamente alcalinas, tendo evoluído por cristalização fracionada (com ou sem assimilação concomitante) até traquitos.

Dessa forma, é improvável que os diversos litotipos alcalinos aflorantes na área de estudo estejam relacionados a um mesmo *trend* evolutivo. Além disso, os dados de campo e a análise petrográfica mostraram evidências para processos de desequilíbrio, como a presença de xenocristais e xenólitos parcialmente assimilados em lamprófiros e nos diabásios alcalinos. Assim, outros processos além de cristalização fracionada devem ser considerados, como, por exemplo, hibridização e assimilação.

3.2 Avaliações de processos evolutivos para os magmas lamprófiricos

A discriminação de processos evolutivos associados ao magmatismo lamprófirico, na região entre São Sebatião e Parati, foi feita com base na análise regressiva pelo método dos mínimos quadrados (Apêndice E).

Diagramas de variação foram elaborados para elementos maiores (Figura 76), elementos traços incompatíveis móveis (Ba, Rb e Sr), incompatíveis imóveis (Zr, Y e Nb) e compatíveis Ni, Cr, Sc e V (Figura 77), tendo o MgO como índice de diferenciação. As 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 ($(R^2)_P$), assim como seus respectivos níveis de significância (NS_L e NS_P) para um total de 65 amostras.

Os resultados obtidos para os elementos maiores, elementos traços incompatíveis móveis (Ba, Rb e Sr), incompatíveis imóveis (Zr, Y e Nb), compatíveis (Ni, Cr, Sc e V) e elementos terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) são listados na tabela 12.

Os dados da tabela 12 e as figuras 76 e 77 indicam dispersão para SiO₂ e V, devido aos valores de níveis de significância inferiores a 95%. À exceção destes, os diagramas de variação dos lamprófiros (Figuras 76 e 77) apresentam correlações lineares e polinomiais significantes (Tabela 12), sendo também caracterizados pela ausência de hiatos composicionais.

Os valores de níveis de significância obtidos para correlações lineares e polinomiais (acima de 95%) são praticamente idênticos para a maioria dos óxidos e elementos, e, portanto, os níveis de significância obtidos para as correlações lineares foram considerados para a discriminação dos processos evolutivos. A análise sugere que é possível que os lamprófiros teriam evoluído por cristalização fracionada sem assimilação concomitante ou por AFC (*i.e.*, *Assimilation and Fractional Crystallization*, DEPAOLO, 1981a) sem mudanças de assembleia fracionante. A ausência de hiatos composicionais também indica a improbabilidade de ocorrência de processos de hibridização e assimilação sem cristalização fracionada.

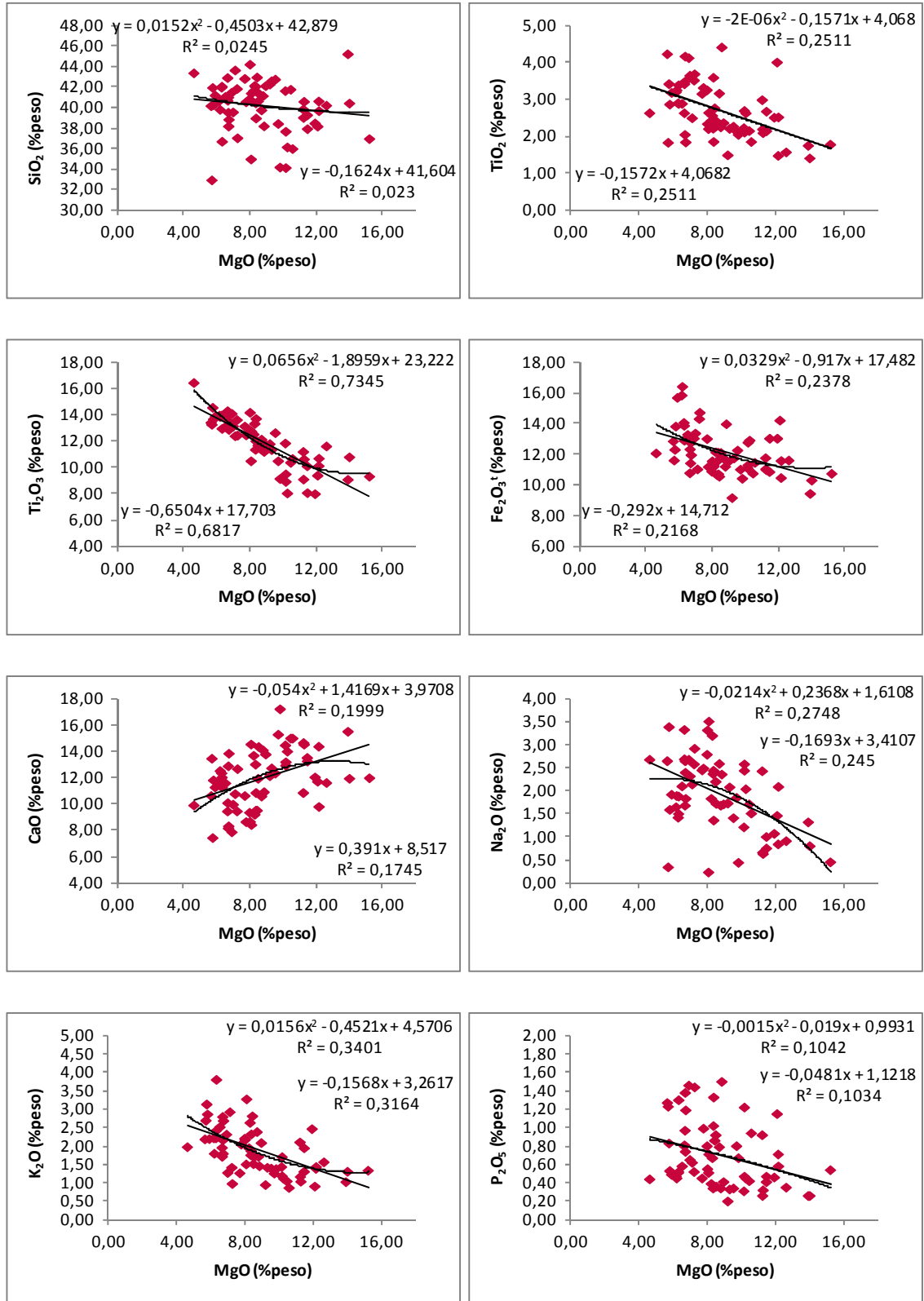


Figura 76 - Diagramas de variação para elementos maiores dos lamprófiros da área estudada. As curvas lineares e polinomiais, suas respectivas equações e quadrados dos coeficientes de correlação (R^2) são mostrados no diagrama. Fe₂O₃^t é ferro total sob a forma de ferro férrico.

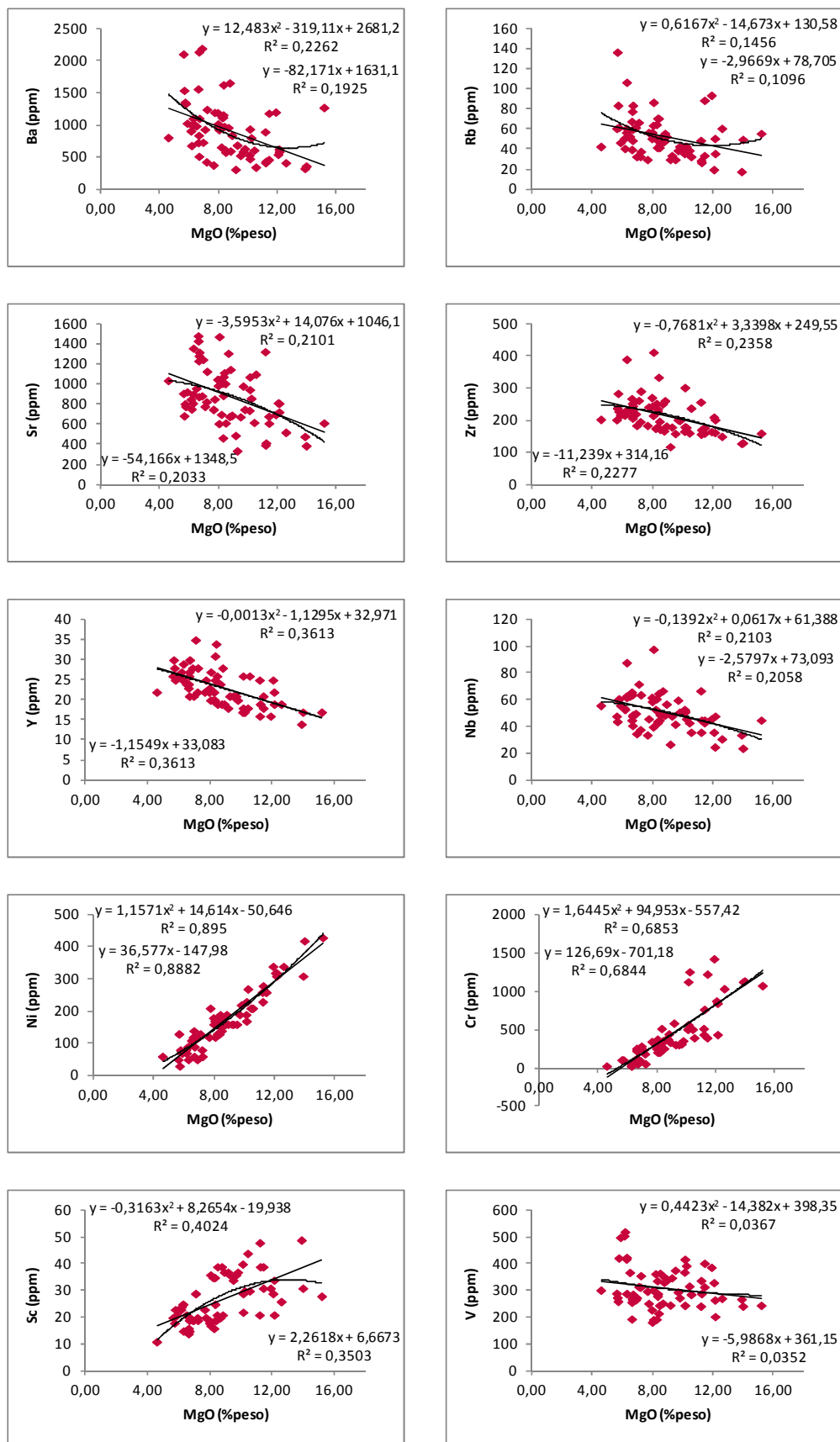


Figura 77 - Diagramas de variação para elementos traços para os lamprifiros da área estudada. As curvas lineares e polinomiais, suas respectivas equações e quadrados dos coeficientes de correlação (R^2) são mostrados no diagrama.

Tabela 12 - Valores dos quadrados de coeficientes de correlação de Pearson (R^2), níveis de significância (NS) e partição dos óxidos e elementos com o progresso da diferenciação para os lamprófiros da área estudada. $(R^2)_L$ = coeficiente de correlação linear, $(R^2)_P$ = coeficiente de correlação polinomial, NS_L = nível de significância para a correlação linear, NS_P = nível de significância para a correlação polinomial e n = número de amostras. Valores de NS < 95% indicam dispersão.

Elemento	$(R^2)_L$	NS_L	$(R^2)_P$	NS_P	n	Partição
SiO ₂	0,0230	< 80%	0,0245	< 80%	65	Dispersão
TiO ₂	0,2511	> 99,9%	0,2511	> 99,9%	65	Incompatível
Al ₂ O ₃	0,6817	> 99,9%	0,7345	> 99,9%	65	Incompatível
Fe ₂ O ₃ ^T	0,2168	> 99,9%	0,2378	> 99,9%	65	Incompatível
CaO	0,1745	> 99,9%	0,1999	> 99,9%	65	Compatível
Na ₂ O	0,2450	> 99,9%	0,2748	> 99,9%	65	Incompatível
K ₂ O	0,3164	> 99,9%	0,3401	> 99,9%	65	Incompatível
P ₂ O ₅	0,1034	95% - 99%	0,1042	95% - 99%	65	Incompatível
Ba	0,1925	> 99,9%	0,2262	> 99,9%	65	Incompatível
Rb	0,1096	99% - 99,9%	0,1456	99% - 99,9%	65	Incompatível
Sr	0,2033	> 99,9%	0,2101	> 99,9%	65	Incompatível
Zr	0,2277	> 99,9%	0,2358	> 99,9%	65	Incompatível
Y	0,3613	> 99,9%	0,3613	> 99,9%	65	Incompatível
Nb	0,2058	> 99,9%	0,2103	> 99,9%	65	Incompatível
Ni	0,8882	> 99,9%	0,8950	> 99,9%	65	Compatível
Cr	0,6844	> 99,9%	0,6853	> 99,9%	59	Compatível
Sc	0,3503	> 99,9%	0,4024	> 99,9%	65	Compatível
V	0,0352	80% - 90%	0,0367	80% - 90%	65	Dispersão
La	0,1452	99% - 99,9%	0,1521	99% - 99,9%	65	Incompatível
Ce	0,2005	> 99,9%	0,2100	> 99,9%	65	Incompatível
Pr	0,2274	> 99,9%	0,2368	> 99,9%	65	Incompatível
Nd	0,2400	> 99,9%	0,2451	> 99,9%	65	Incompatível
Sm	0,2906	> 99,9%	0,2965	> 99,9%	65	Incompatível
Eu	0,3186	> 99,9%	0,3218	> 99,9%	65	Incompatível
Gd	0,2931	> 99,9%	0,2943	> 99,9%	65	Incompatível
Tb	0,3551	> 99,9%	0,3579	> 99,9%	65	Incompatível
Dy	0,3669	> 99,9%	0,3670	> 99,9%	65	Incompatível
Ho	0,3406	> 99,9%	0,3408	> 99,9%	65	Incompatível
Er	0,3468	> 99,9%	0,3521	> 99,9%	65	Incompatível
Tm	0,3071	> 99,9%	0,3164	> 99,9%	65	Incompatível
Yb	0,3239	> 99,9%	0,3371	> 99,9%	65	Incompatível
Lu	0,2456	> 99,9%	0,2612	> 99,9%	65	Incompatível

A análise dos diagramas de variação para óxidos e elementos traços (Figuras 76 e 77) permite inferir as fases fracionantes em equilíbrio com líquidos lamprofíricos. O aumento das concentrações de óxidos e elementos no líquido magmático, com o progresso da diferenciação, indica o comportamento incompatível de TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\dagger}$, Na_2O e K_2O , além de Ba, Rb, Sr, Y, Zr, Nb e elementos terras raras. Assim, tais óxidos e elementos não estiveram envolvidos em cristalização de fases como óxidos de Fe-Ti, plagioclásio, feldspato potássico, biotita, flogopita, anfibólio (kaersutita e pargasita), titanita e apatita. Por outro lado, o comportamento compatível do CaO, Cr e Sc, ou seja, a diminuição da concentração deste óxido e elementos em líquidos cada vez mais evoluídos, sugere a participação dos mesmos na cristalização de minerais durante o processo evolutivo, como clinopiroxênio (p. ex. augita e diopsídio). De maneira semelhante, a compatibilidade de Ni e Co com o progresso da diferenciação indica a cristalização de olivina (JAQUES e GREEN, 1980). Assim, os dados litogeoquímicos apresentados nos diagramas de variação sugerem uma assembleia fracionante que consiste em clinopiroxênio e olivina. Esta assembleia de fenocristais é a mesma identificada na análise petrográfica (subcapítulo 2.3), que, para a amostra parental (SSE-JM-13A), foi estimada (em % vol.) em 40% de clinopiroxênio e 60% de olivina.

3.2.1 Modelagem dos processos evolutivos para os magmas lamprofíricos

A ausência de hiatos composicionais e níveis de confiança acima de 99,9% para a maioria dos óxidos e elementos traços selecionados (Tabela 12) indica que os lamprófiros estudados podem ter evoluído por cristalização fracionada ou AFC.

A possibilidade de que os lamprófiros tenham evoluído por cristalização fracionada, sem assimilação concomitante, de foidito a tefrito/basanito pode ser testada por modelagem. O comportamento de elementos traços em um sistema magmático sob cristalização fracionada, sem assimilação, pode ser descrito utilizando-se a equação de fracionamento de Rayleigh (WOOD e FRASER, 1976):

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

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, que é definido por:

$$D = \sum_{i=1}^n W_i \cdot Kd_i \quad (2), \text{ onde:}$$

W = a proporção da fase fracionante i , e

Kd_i = o coeficiente de partição cristal/líquido para líquidos e fases i .

Esta equação explica o processo de cristalização onde os cristais são removidos do líquido logo após serem gerados. Uma desvantagem no uso da equação de Rayleigh é que esta requer valores acurados de coeficientes de partição (Kd_i). Os valores de coeficientes de partição variam amplamente dependendo da composição, pressão, temperatura e atividade de oxigênio do líquido. Assim, um componente arbitrário na escolha do Kd_i não pode ser evitado, embora entre os parâmetros citados, a composição seja possivelmente o mais importante a ser considerado.

Os valores de coeficientes de partição (Kd) disponíveis na literatura para cada elemento nas distintas fases minerais em equilíbrio com líquido lamprofírico são escassos. Portanto, para a modelagem de cristalização fracionada, quando valores de Kd para lamprófiros não puderam ser obtidos, fez-se uso de valores correspondentes para líquidos lamproíticos (Tabela 13).

A assembleia fracionante escolhida para a modelagem corresponde à assembleia de fenocristais da amostra parental (com maiores teores de MgO, Ni e Cr e menor teor de SiO₂) estimada na petrografia, ou seja, 40% de clinopiroxênio e 60% de olivina. Os quatro elementos traços escolhidos (Zr, Y, Nb, e Ti) são incompatíveis (Tabela 12) e imóveis e apresentam valores de níveis de significância para funções lineares superiores a 99,9%.

Tabela 13 - Valores de Kd para Zr, Y, Nb e Ti em diferentes fases minerais e líquidos.

Elemento	Kd_{Clinopiroxênio}	Kd_{Olivina}
Zr	0,121 – Lamprófiro Foley et al. (1996)	0,0003 – Lamproíto Foley e Jenner (2004)
Y	0,438 – Lamprófiro Foley et al. (1996)	0,0052 – Lamproíto Foley e Jenner (2004)
Nb	0,0027 – Lamprófiro Foley et al. (1996)	0,0001 – Lamproíto Foley e Jenner (2004)
Ti	0,49 – Lamproíto Schmidt et al. (1999)	0,004 – Lamproíto Foley e Jenner (2004)

A modelagem geoquímica para o processo de cristalização fracionada sem assimilação concomitante mostra que não é possível explicar as variações das concentrações dos elementos Zr, Y, Nb e Ti pela mesma quantidade de cristalização fracionada (Tabela 14), envolvendo uma assembleia de fenocristais composta por 40% de clinopiroxênio e 60% de olivina. A adição de pequenas quantidades de magnetita que poderia ter decantado dentro da câmara magmática e, assim, não estaria representada na assembleia de fenocristais, foi feita para tentar ajustar os valores da quantidade de líquido remanescente (F) para Ti e Nb. No entanto, os resultados também se mostraram insatisfatórios (seria necessário 57% e 26% de cristalização fracionada para explicar as variações dos teores de Ti e Nb, respectivamente).

Tabela 14: Parâmetros utilizados na modelagem do processo de cristalização fracionada. Kd é o coeficiente de partição cristal-líquido. F (%) é a quantidade de líquido remanescente e CF é a quantidade (%) de cristalização fracionada. D é o coeficiente de partição total calculado com base numa assembleia fracionante com 60% de olivina e 40% de clinopiroxênio. A amostra representativa dos líquidos parental e evoluído são, respectivamente, SSE-JM-13A e SSE-1-9B.

Kd	Zr	Y	Nb	Ti
Olivina	0,0003	0,0052	0,0001	0,004
Clinopiroxênio	0,121	0,438	0,0027	0,49
D	Zr	Y	Nb	Ti
	0,04858	0,17832	0,00114	0,1984
Amostra	Zr	Y	Nb	Ti
Parental	161	17	45	10773
Evoluída	204	22	56	15899
F	0,75	0,63	0,80	0,54
CF	0,25	0,37	0,20	0,46

As concentrações de elementos traços móveis e imóveis, incluindo alguns dos elementos terras raras (Ba, Rb, Th, K, Nb, La, Ce, Sr, Nd, P, Sm, Zr, Hf, Ti, Tb, Y, Tm e Yb), da amostra representativa do líquido parental (SSE-JM-13A) permitiram o cálculo da composição do líquido mais evoluído, utilizando-se a equação 1. Essas concentrações calculadas, bem como a composição da amostra representativa do líquido mais evoluído medido (SSE-1-9B), são apresentadas no diagrama multielementar normalizado para condrito (Figura 78).

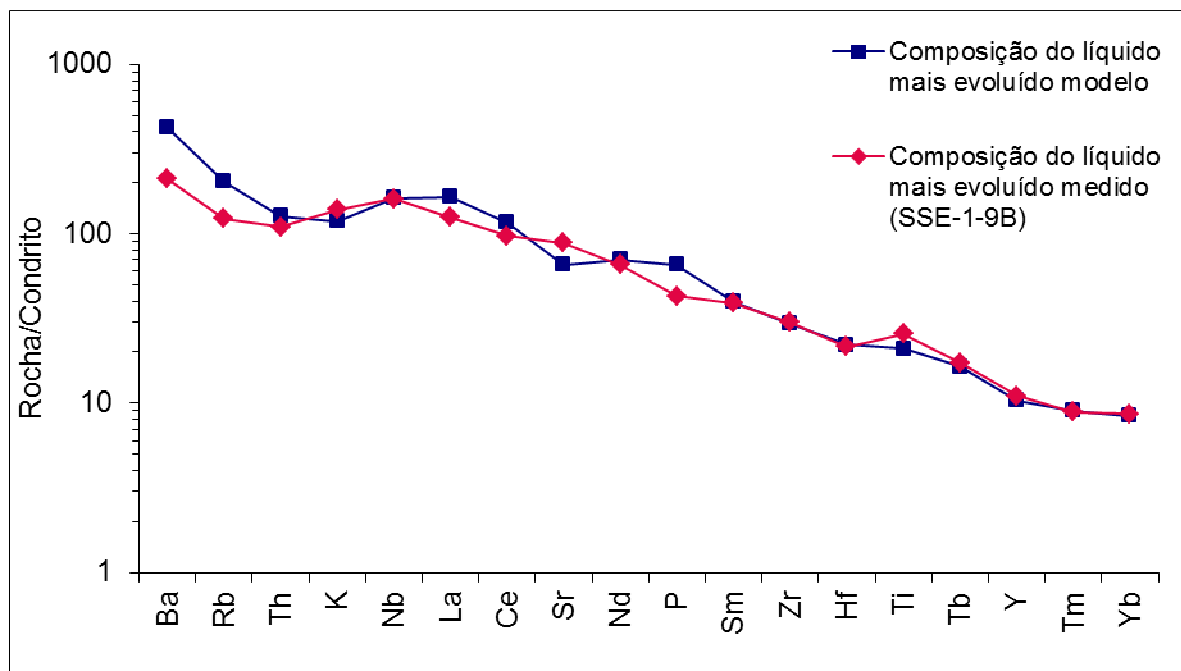


Figura 78 - Diagrama de elementos traços móveis e imóveis normalizado para condrito com o resultado do modelo de cristalização fracionada para os lamprófiros da área de estudo. Valores de condrito de Thompson (1982), exceto Ba que é de Hawkesworth *et al.* (1984) e Rb, K e P que são do manto primitivo de Sun (1980).

Os elementos selecionados apresentam níveis de significância lineares acima de 99% em diagramas de variação para MgO, com exceção do Rb (Tabela 12), e a assembleia fracionante utilizada foi a mesma da modelagem anterior. Os valores de Kd utilizados no modelo foram compilados de Adam e Green (2006), Foley *et al.* (1996), Foley e Jenner (2004), Keleman e Dunn (1992), Philpotts e Schnetzler (1970) e Schmidt *et al.* (1999).

Os resultados mostram que as variações das concentrações de Nb, Nd, Sm, Zr, Hf, Tb, Y, Tm, Yb podem ser explicadas por 21% de cristalização fracionada envolvendo uma assembleia de fenocristais composta por 40% de clinopiroxênio e 60% de olivina, a partir de um líquido parental, representado pela amostra SSE-JM-13, até um líquido evoluído, representado pela amostra SSE-1-9B. Entretanto, as concentrações dos demais elementos da

amostra representativa do magma mais evoluído medido não podem ser explicadas pela mesma quantidade de cristalização fracionada. Em média, as diferenças entre valores medidos e modelados foram de 20%.

Com base nos exemplos apresentados acima, o processo evolutivo de cristalização fracionada não se aplica sozinho aos lamprófiros estudados.

De modo a testar a hipótese de cristalização fracionada com assimilação concomitante, foi elaborado um modelo de AFC. A modelagem numérica de AFC, desenvolvida por DePaolo (1981a), descreve a evolução da composição do magma segundo a relação simplificada:

$$C_L^c/C_L^u = (r/(r-1+D)) \cdot (C_c/C_L^u \cdot (1-f)) + f \quad (3), \text{ onde:}$$

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

C_L^u = concentração de elemento traço no líquido parental;

C_c = concentração do elemento traço no líquido contaminante;

r = taxa de assimilação e cristalização;

D = coeficiente de partição total, sendo $D = \sum_{i=1}^n W_i \cdot Kd_i$, onde W é a proporção da fase fracionante i e Kd_i é o coeficiente de partição cristal/líquido entre líquidos e a fase i ; e

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

A equação 3 foi utilizada para modelar o processo de AFC para variações de elementos. Foram escolhidos a mesma assembleia fracionante e os mesmos elementos traços utilizados no modelo de cristalização fracionada apresentado anteriormente, quais sejam: Zr, Y, Nb e Ti. Os valores de Kd utilizados para cada elemento nas distintas fases minerais em equilíbrio com líquidos lamprofíricos ou lamproíticos são os mesmos utilizados para a modelagem de cristalização fracionada sem assimilação concomitante (Tabela 13). Os modelos foram elaborados considerando-se um valor de $r=0,3$, típico da crosta continental superior, com base nos critérios de Taylor (1980). Os valores das concentrações médias (em ppm) dos quatro elementos, Zr, Y, Nb e Ti, na crosta superior são 240, 22, 25 e 3597, respectivamente (TAYLOR e MCLENNAN, 1981). A composição do líquido não contaminado é a composição da amostra representativa do líquido parental (SSE-JM-13A).

A Figura 79 apresenta o resultado do modelo para o par de elementos Zr e Y. Neste caso, as variações destes dois elementos poderiam ser explicadas por cerca de 30% de cristalização fracionada de uma assembleia constituída de 60% de olivina e 40% de clinopiroxênio, concomitantemente à assimilação de rochas encaixantes em crosta superior. No entanto, mantidos os mesmos paraâmetros, o *trend* gerado pelas variações dos teores de Nb e Ti concide apenas parcialmente com a curva modelada para AFC (Figura 80). Assim, as variações de Nb e Ti não podem ser explicadas por AFC.

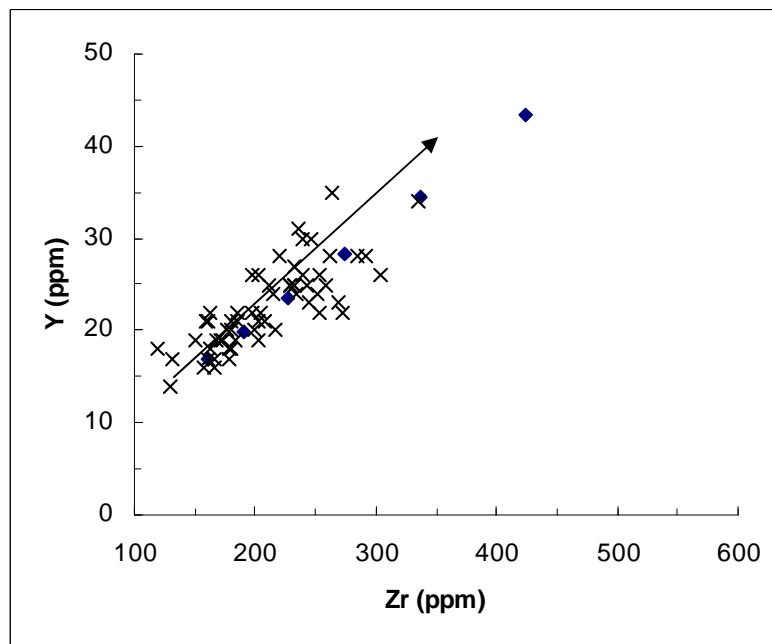


Figura 79 - Modelo de AFC para os elementos Zr e Y. A curva de AFC (losangos) mostra intervalos de 10% de F (entre 0% e 50%). As concentrações dos lamprófiros estão plotadas no diagrama (x). A seta indica a tendência da evolução magmática dos lamprófiros no sentido da composição contaminante.

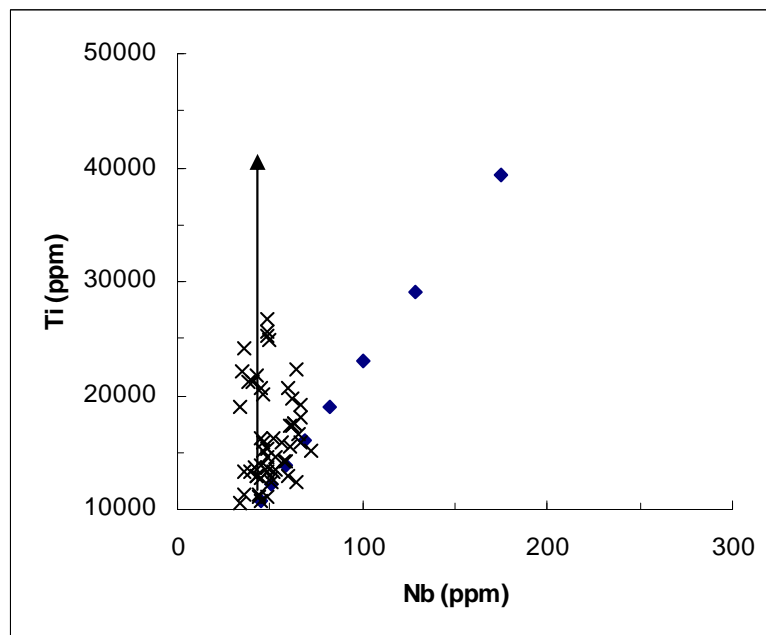


Figura 80 - Modelo de AFC para os elementos Nb e Ti. A curva de AFC (losangos) mostra intervalos de 10% de F (entre 0% e 70%). As concentrações dos lamprófiros estão plotadas no diagrama (x). A seta indica que a tendência da evolução magmática dos lamprófiros é diferente da curva de AFC.

O modelo de AFC mostra que as variações dos teores dos elementos incompatíveis dos lamprófiros não podem ser explicadas pelo processo de cristalização fracionada concomitantemente à assimilação, à semelhança do concluído em relação à cristalização fracionada sem assimilação concomitante.

Estudos anteriores mostraram que os lamprófiros que afloram no Rio de Janeiro estiveram envolvidos em processos de hibridização com fonolitos agpaíticos (VALENTE, 1997). O estudo de fonolitos está fora do escopo da presente dissertação e, por isso, não foram coletadas amostras destas rochas para este trabalho. No entanto, pode-se utilizar a equação de mistura binária (FAURE, 1986) para testar-se a hipótese do possível envolvimento dos lamprófiros deste estudo em processos de hibridização. O modelo de mistura binária elaborado parte do princípio que os lamprófiros mais evoluídos representariam líquidos híbridos resultantes da mistura entre lamprófiros menos evoluídos e fonolitos. Deve-se ressaltar que a ausência de hiatos composicionais no intervalo de variação dos teores de MgO e SiO₂ dos lamprófiros implica que possíveis híbridos teriam composições necessariamente resultantes de uma contribuição majoritária de líquidos lamprófiros na mistura (Figura 70). Além disso, nenhum fonolito foi mapeado durante os trabalhos de campo entre São Sebastião e Parati, o que corrobora a hipótese de uma maior participação de líquidos lamprófiros em possíveis processos de hibridização. Bellieni et al. (1990) distinguem, na Ilha de São

Sebastião, um único dique de fonolito. Segundo trabalhos de Enrich et al. (2009), na Ilha Monte de Trigo, próximo à São Sebastião, diques de tefritos fonolíticos e fonolitos tefríticos também ocorrem subordinadamente a outros litotipos.

Os resultados de um modelo de mistura binária são apresentados na tabela 15. Os valores de todos os óxidos e elementos no híbrido modelado diferem muito, em termos percentuais, da amostra de dique tida como representante de um líquido híbrido (MAR-3-7), selecionada com base na petrografia (abundância em mica e presença de xenocristais de feldspato). Vale notar que mesmo valores de 10% de líquido lamprofírico e 90% de líquido fonolítico na mistura, irreais com base nos dados de campo, também resultam em grandes diferenças percentuais. Assim, é improvável que os líquidos lamprofíricos mais evoluídos da área de estudo representem híbridos envolvendo os lamprófiros menos evoluídos e líquidos fonolíticos.

Tabela 15 - Resultados de modelo de mistura binária envolvendo líquidos lamprofíricos e fonolíticos. A quantidade de líquido lamprofírico na mistura é f. Os valores dos óxidos e Ti para o fonolito são de Le Maitre (1976). Os valores de Zr, Y e Nb para o fonolito são médias de Valente (1997). Óxidos em %peso e elementos em ppm.

f	Amostra	MgO	SiO ₂	Ti	Zr	Y	Nb
	SSE-JM-13A	15,23	37,03	10773	161	17	45
	Fonolito (Le Maitre, 1976; Valente, 1997)	1,07	56,19	3717	1087	43	287
	MAR-3-7	3,16	40,61	8345	412	44	191
10	Diferença percentual entre modelo e real	21	34	47	141	8	38
70	Diferença percentual entre modelo e real	248	5	4	7	44	38

Em conclusão, os modelos elaborados mostram que é improvável que os lamprófiros estudados nesta dissertação sejam cogenéticos por processos evolutivos envolvendo tanto cristalização fracionada, com ou sem assimilação concomitante, quanto hibridização. Deste modo, os lamprófiros devem representar diferentes suítes relacionadas a distintas composições parentais que evoluíram em diversas câmaras magmáticas de maneira independente.

3.3 Avaliações de processos evolutivos para os diabásios alcalinos

Dados litogeoquímicos de vinte amostras de diques de diabásios alcalinos localizados na área de estudo foram utilizados na avaliação de processos evolutivos que será apresentada a seguir. A análise regressiva pelos mínimos quadrados (Apêndice E) aplicada à diagramas de variação com elementos maiores, elementos traços incompatíveis móveis (Ba, Rb e Sr), incompatíveis imóveis (Zr, Y e Nb), compatíveis Ni, Cr, Sc e V e elementos terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu), tendo o MgO como índice de diferenciação, foi o método utilizado na discriminação de processos evolutivos, à semelhança do exposto para os processos evolutivos dos lamprófiros. Funções lineares e polinomiais foram obtidas e suas respectivas curvas e equações inseridas nos diagramas de variação (Figuras 81 e 82). Os valores dos quadrados dos coeficientes de correlação de Pearson 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 ($n=20$). Os resultados são apresentados na tabela 16.

Os valores de níveis de significância obtidos para correlações lineares e polinomiais são idênticos para a os óxidos e semelhantes para os elementos traços e, portanto, os níveis de significância obtidos para as correlações lineares foram considerados na discriminação dos processos evolutivos.

Os diagramas de variação dos diabásios alcalinos (Figuras 81 e 82) apresentam um hiato composicional de 1,41% peso de MgO (entre 5,34 e 6,75 % peso). Este hiato pode ser atribuído à deficiência de amostragem, uma vez que a exposição de diques de diabásios alcalinos é menos frequente, comparativamente aos diques de lamprófiros. A ausência de hiato composicional significativo nos diagramas de variação e os níveis de significância obtidos para correlações lineares são indicativos de processos de evolução magmática por cristalização fracionada ou AFC para os diabásios alcalinos estudados.

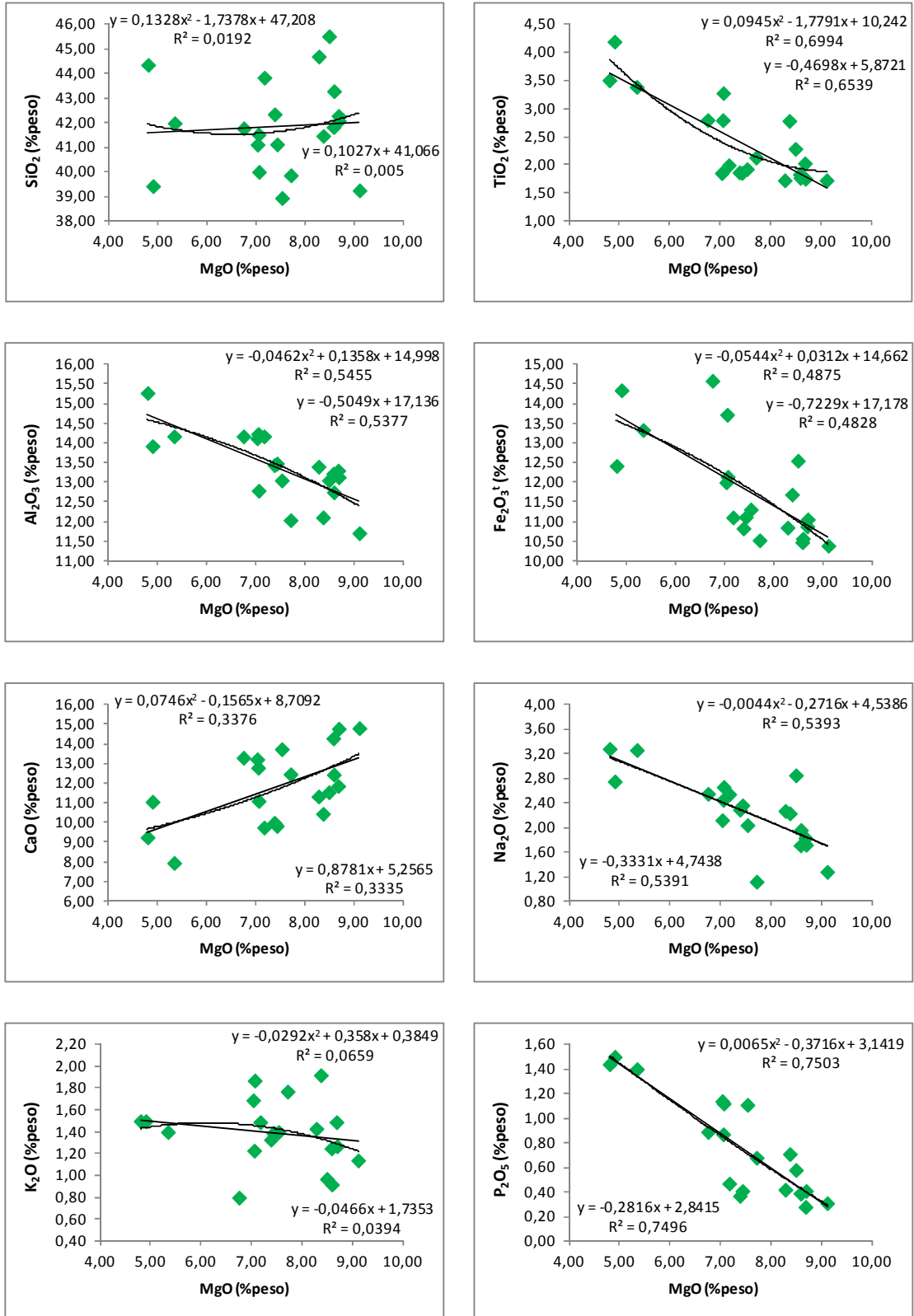


Figura 81 - Diagramas de variação para elementos maiores para os diabásios alcalinos da área estudada. As curvas lineares e polinomiais, suas respectivas equações e quadrados dos coeficientes de correlação (R^2) são mostrados no diagrama. Fe₂O₃^t é ferro total sob a forma de ferro férrico.

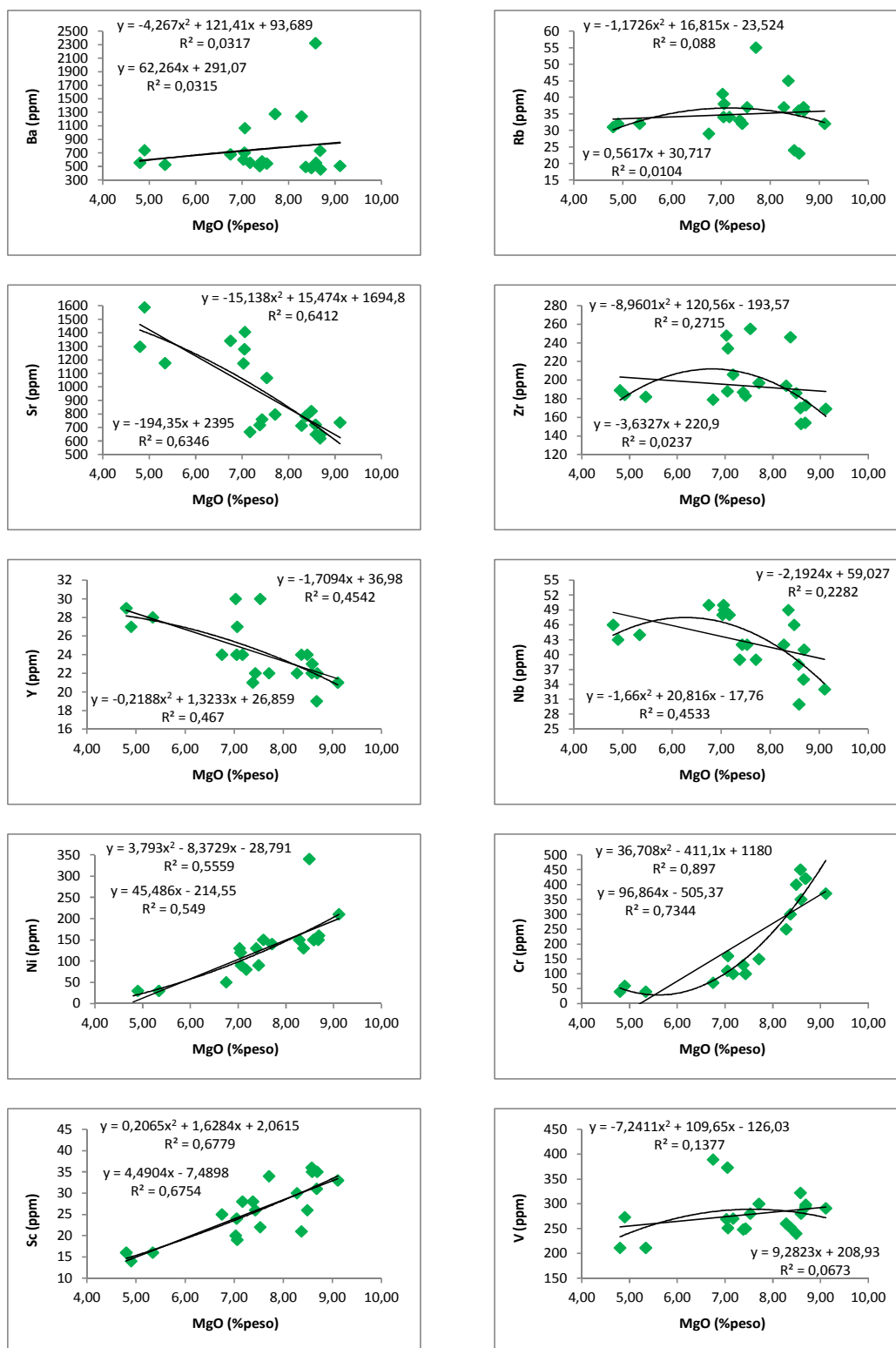


Figura 82 - Diagramas de variação para elementos traços para os diabásios alcalinos da área estudada. As curvas lineares e polinomiais, suas respectivas equações e quadrados dos coeficientes de correlação (R^2) são mostrados no diagrama.

Tabela 16 - Valores dos quadrados de coeficientes de correlação de Pearson (R^2), níveis de significância (NS) e partição dos óxidos e elementos com o progresso da diferenciação para os diabásios alcalinos da área estudada. $(R^2)_L$ = coeficiente de correlação linear, $(R^2)_P$ = coeficiente de correlação polinomial, NS_L = nível de significância para a correlação linear, NS_P = nível de significância para a correlação polinomial e n = número de amostras. Valores de NS < 95% indicam dispersão.

Elemento	$(R^2)_L$	NS_L	$(R^2)_P$	NS_P	n	Partição
SiO ₂	0,0050	< 80%	0,0192	< 80%	20	Dispersão
TiO ₂	0,6539	> 99,9%	0,6994	> 99,9%	20	Incompatível
Al ₂ O ₃	0,5377	> 99,9%	0,5455	> 99,9%	20	Incompatível
Fe ₂ O ₃	0,4828	> 99,9%	0,4875	> 99,9%	20	Incompatível
CaO	0,3335	99 - 99,9%	0,3376	99 - 99,9%	20	Compatível
Na ₂ O	0,5391	> 99,9%	0,5393	> 99,9%	20	Incompatível
K ₂ O	0,0394	< 80%	0,0659	< 80%	20	Dispersão
P ₂ O ₅	0,7496	> 99,9%	0,7503	> 99,9%	20	Incompatível
Ba	0,0315	< 80%	0,0317	< 80%	20	Dispersão
Rb	0,0104	< 80%	0,0880	< 80%	20	Dispersão
Sr	0,6346	> 99,9%	0,6412	> 99,9%	20	Incompatível
Zr	0,0237	< 80%	0,2715	95 - 99%	20	Dispersão
Y	0,4542	99 - 99,9%	0,4670	> 99,9%	20	Incompatível
Nb	0,2282	95 - 99%	0,4533	99 - 99,9%	20	Incompatível
Ni	0,5490	> 99,9%	0,5559	> 99,9%	19	Compatível
Cr	0,7344	> 99,9%	0,8970	> 99,9%	18	Compatível
Sc	0,6754	> 99,9%	0,6779	> 99,9%	20	Compatível
V	0,0673	< 80%	0,1377	80 - 90%	20	Dispersão
La	0,2598	95 - 99%	0,5005	> 99,9%	20	Incompatível
Ce	0,3769	99 - 99,9%	0,5439	> 99,9%	20	Incompatível
Pr	0,4953	> 99,9%	0,6028	> 99,9%	20	Incompatível
Nd	0,5413	> 99,9%	0,6183	> 99,9%	20	Incompatível
Sm	0,6345	> 99,9%	0,6615	> 99,9%	20	Incompatível
Eu	0,6405	> 99,9%	0,6439	> 99,9%	20	Incompatível
Gd	0,5942	> 99,9%	0,6095	> 99,9%	20	Incompatível
Tb	0,5830	> 99,9%	0,6059	> 99,9%	20	Incompatível
Dy	0,5502	> 99,9%	0,5849	> 99,9%	20	Incompatível
Ho	0,4517	99 - 99,9%	0,5025	> 99,9%	20	Incompatível
Er	0,3011	95 - 99%	0,4107	99 - 99,9%	20	Incompatível
Tm	0,1158	80 - 90%	0,2342	95 - 99%	20	Dispersão
Yb	0,0726	< 80%	0,2135	95 - 99%	20	Dispersão
Lu	0,00001	< 80%	0,1006	80 - 90%	20	Dispersão

Os dados da tabela 16 indicam dispersão para SiO_2 , K_2O , Ba, Rb, Zr, V, Tm, Yb e Lu, devido aos valores de níveis de significância inferiores a 95%. A petrografia mostra que os diabásios alcalinos estão alterados, o que é corroborado pelo teor elevado de perda ao fogo (PF) das amostras, em torno de 6% peso (Tabela 8). A dispersão no diagrama de variação de sílica não pode ser explicada por erro analítico ou pela análise de cumulados. Logo, a dispersão deve estar refletindo a alteração das rochas. O ferro se mostra como um elemento incompatível nos diagramas de variação. Assim, a alteração pode, também, ter imposto variações nos teores originais (isto é, magmáticos) do ferro.

A análise dos diagramas de variação para óxidos e elementos traços permite inferir as fases fracionantes em equilíbrio com líquidos basálticos alcalinos. O comportamento incompatível do Na_2O , indicado pelo aumento de suas concentrações em líquidos cada vez mais evoluídos, associado aos comportamentos também incompatíveis de Eu e Sr (substitui o Ca no plagioclásio), denotam que não há fracionamento de plagioclásio. Por outro lado, os comportamentos compatíveis do CaO e do Cr sugerem a participação de um piroxênio rico em Ca na assembleia fracionante. O decréscimo nos teores de Ni no líquido magmático, com o progresso da diferenciação, indica cristalização de olivina. Em resumo, os dados litogeoquímicos indicam uma assembleia fracionante possivelmente constituída de clinopiroxênio e olivina. Isto é, de modo geral, corroborado pela assembleia de fenocristais discriminada pela petrografia destas rochas. A análise petrográfica deixa claro que a assembleia de fenocristais é composta somente por olivina e clinopiroxênio dentro do intervalo de MgO entre 9,11% e 6,75%. As três amostras mais evoluídas, com MgO entre 5,3% e 4,8%, apresentam microfenocristais ou xenocristais de plagioclásio, no entanto, fez-se o uso dessas amostras nos processos de modelagem geoquímica descritos a seguir, pois, além de elevar os valores dos níveis de significância, não houve variações significativas nos modelos evolutivos elaborados.

Com base no que foi exposto anteriormente, a classificação química das amostras no diagrama total álcalis *versus* sílica (Figura 71) fica sujeita a erro. Por isso, a modelagem dos processos evolutivos, que será abordada a seguir, foi feita com base na classificação petrográfica das rochas, sendo os tipos parentais basaltos alcalinos. Portanto, os coeficientes de partição cristal-líquido (K_d) utilizados na modelagem geoquímica foram escolhidos para equilíbrio entre olivina e clinopiroxênio e magmas basálticos alcalinos.

3.3.1 Modelagem dos processos evolutivos para os diabásios alcalinos

A hipótese de que todas as amostras pertençam a uma única suíte e que esta tenha evoluído por cristalização fracionada, sem assimilação concomitante, foi testada por modelagem utilizando-se a equação de Rayleigh (equação 1 e equação 2).

A assembleia fracionante utilizada na modelagem de cristalização fracionada sem assimilação concomitante corresponde à assembleia de fenocristais da amostra parental (SSE-1-2-DQ2B) estimada na petrografia, ou seja, 65% de clinopiroxênio e 35% de olivina. Os dois elementos traços escolhidos, quais sejam: Y e Eu, são incompatíveis (Tabela 16) e imóveis e apresentam valores de níveis de significância para funções lineares maiores que 99,9%. A amostra representativa do líquido mais evoluído corresponde a JUA-JM-11B.

Há muitos valores de coeficientes de partição (K_d) disponíveis na literatura para processos de equilíbrio cristal-líquido entre líquidos basálticos, olivina e clinopiroxênio, embora em maior número para toleítos do que para alcalinos. Assim, os critérios utilizados para a escolha de valores de K_d foram os seguintes:

- utilização de valores para líquidos basálticos alcalinos;
- preferência para valores obtidos por medidas entre fenocristais e matriz;
- preferência para valores obtidos por mesmos autores (isto é, de uma mesma publicação); e
- quando isso não for possível, utilizar valores intermediários aos intervalos sugeridos por diferentes autores.

Na tabela 17 são mostrados valores para o elemento Eu. Com base nos critérios citados acima, o valor de K_d para Eu escolhido entre clinopiroxênio e líquido basáltico alcalino foi 0,63. O valor utilizado de K_d para Eu entre olivina e líquido basáltico alcalino foi 0,03.

Tabela 17 - Valores de coeficientes de partição cristal-líquido para Eu, entre clinopiroxênio e líquido basáltico alcalino e entre olivina e líquido basáltico alcalino. O método de obtenção dos valores de Kd e respectivos autores também estão indicados.

Líquido	Mineral	Kd _{Eu}	Kd mín _{Eu}	Kd máx _{Eu}	Método de obtenção	Autores
Basalto alcalino	Clinopiroxênio	0,63	---	---	Fenocristal - matriz	Villemant et al. (1981)
Basalto alcalino	Clinopiroxênio	0,2555	---	---	Fenocristal - matriz	Fujimaki et al. (1984)
Basalto alcalino	Clinopiroxênio	0,32	---	---	Fenocristal - matriz	Zack e Brumm (1998)
Basalto alcalino	Clinopiroxênio	---	0,354	0,925	Experimental	Shimizu (1980)
Basalto alcalino	Olivina	0,03	---	---	Fenocristal - matriz	Villemant et al. (1981)

Considerando o elemento Y, os valores utilizados de Kd para este elemento entre as distintas fases minerais, clinopiroxênio e olivina, em equilíbrio com líquido basáltico alcalino são apresentados na tabela a seguir (Tabela 18).

Tabela 18 - Valores de coeficientes de partição cristal-líquido para Y, entre clinopiroxênio e líquido basáltico alcalino e entre olivina e líquido basáltico alcalino. O método de obtenção dos valores de Kd e respectivos autores também estão indicados.

Líquido	Mineral	Kd _Y	Kd mín _Y	Kd máx _Y	Método de obtenção	Autores
Basalto alcalino	Clinopiroxênio	---	1,5	3,28	Experimental	Wood e Trigila (2001)
Basalto	Olivina	---	0,00494	0,0125	Experimental	Beattie (1994)

Os valores de D do modelo de cristalização fracionada estão de acordo com os comportamentos incompatíveis dos elementos Y e Eu, conforme observado nos diagramas de variação (Figuras 81 e 82). Os resultados do modelo de cristalização fracionada mostram que as variações nas concentrações de Y e Eu na série basáltica alcalina estudada não podem ser explicadas pela mesma quantidade de cristalização fracionada, conforme mostram os valores discrepantes, 69% e 98% para Eu e Y, respectivamente, gerados pelo modelo (Tabela 19).

Tabela 19 - Parâmetros utilizados na modelagem do processo de cristalização fracionada. K_d é o coeficiente de partição cristal-líquido. F (%) é a quantidade de líquido remanescente e CF é a quantidade (%) de cristalização fracionada. D é o coeficiente de partição total calculado com base numa assembleia fracionante com 35% de olivina e 65% de clinopiroxênio. A amostra representativa dos líquidos parental e evoluído são, respectivamente, SSE-1-2-DQ2B e JUA-JM-11B.

Kd	Eu	Y
Olivina	0,03	0,00494
Clinopiroxênio	0,63	1,5
D	Eu	Y
	0,42	0,98
	0,58	0,02
Amostra	Eu	Y
Parental	1,97	21
Evoluída	3,64	29
F	0,31	0,02
CF	0,69	0,98

As concentrações de elementos traços móveis e imóveis, incluindo alguns dos elementos terras raras (Ba, Rb, Th, K, Nb, La, Ce, Sr, Nd, P, Sm, Zr, Hf, Ti, Tb, Y, Tm e Yb) da amostra representativa do líquido parental (SSE-1-2-DQ2B) permitiram o cálculo da composição do líquido mais evoluído, utilizando-se a equação 1. Essas concentrações calculadas, bem como a composição da amostra representativa do líquido menos evoluído medido (JUA-JM-11B), são apresentadas no diagrama multielementar normalizado para o condrito (Figura 83).

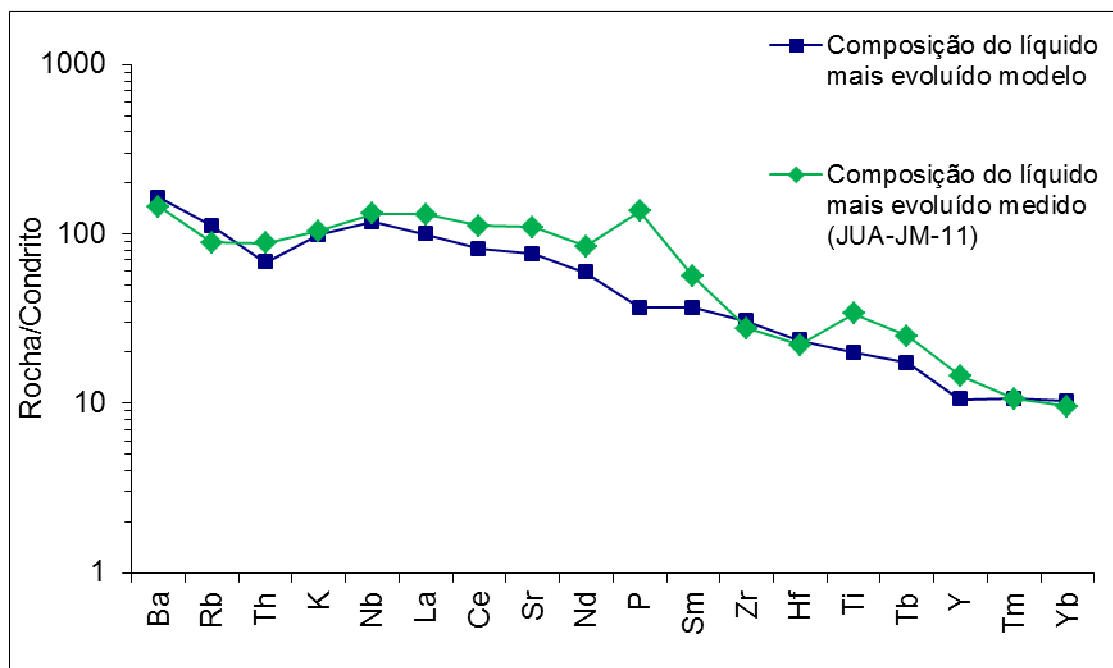


Figura 83 - Diagrama de elementos traços móveis e imóveis normalizado para o condrito com o resultado do modelo de cristalização fracionada para os diabásios alcalinos da área de estudo. Valores do condrito de Thompson (1982), exceto Ba que é de Hawkesworth et al. (1984) e Rb, K e P que são do manto primitivo de Sun (1980).

Os elementos selecionados apresentam níveis de significância lineares acima de 99% em diagramas de variação para MgO, com exceção do Ba, Rb, Zr, Tm e Yb. A assembleia fracionante é a mesma considerada na modelagem anterior. Os valores de Kd utilizados no modelo foram compilados de Fujimaki et al. (1984), Keleman e Dunn (1992), Philpotts e Schnetzler (1970), Villemant et al. (1981), Wood e Trigila (2001) e Zack e Brumm (1998).

Os resultados mostram que as variações das concentrações de Ba, K, Nb, Zr, Hf, Tm e Yb podem ser explicadas por 20% de cristalização fracionada envolvendo uma assembleia de fenocristais composta por 65% de clinopiroxênio e 35% de olivina, a partir de um líquido parental, representado pela amostra SSE-1-2-DQ2B, até um líquido evoluído, representado pela amostra JUA-JM-11B. Entretanto, as concentrações da maioria desses elementos apresentam nível de significância inferior a 80%. Além disso, as concentrações dos demais elementos traços considerados no diagrama multielementar não podem ser explicadas pela mesma quantidade de cristalização fracionada. Em média, as diferenças entre os valores medidos e modelados foi de 22%.

Desta forma, o processo de cristalização fracionada sem assimilação concomitante não se aplica aos diques de diabásios alcalinos estudados entre São Sebastião e Parati.

Alternativamente, o processo de AFC foi modelado (equação 3) para as rochas em questão. A modelagem para os diabásios alcalinos foi feita considerando a mesma assembleia

fracionante utilizada na modelagem para cristalização fracionada apresentada anteriormente (35% de olivina e 65% de clinopiroxênio) e os mesmos elementos traços incompatíveis imóveis, quais sejam: Eu e Y. Os valores de K_d utilizados para cada elemento nas distintas fases minerais em equilíbrio com líquido basáltico alcalino são aqueles expostos na tabela 19. Com base nos critérios de Taylor (1980), o valor típico da crosta continental superior foi assumido como $r = 0,3$. As concentrações (em ppm) de Eu e Y utilizados na modelagem para representar um contaminante da crosta superior foram, respectivamente, 8,8 e 22 (TAYLOR e MCLENNAN, 1981). A composição do líquido não contaminado equivale a composição da amostra representativa do líquido parental, ou seja, a amostra SSE-1-2-DQ2B.

Os resultados da modelagem (Figura 84) mostram que o *trend* das concentrações dos diabásios alcalinos concide apenas parcialmente com a curva modelada para AFC. Dessa forma, o modelo revela que as variações dos teores dos elementos traços incompatíveis não podem ser explicados pelo processo de cristalização fracionada concomitantemente à assimilação, à semelhança do que foi deduzido em relação à cristalização fracionada sem assimilação concomitante.

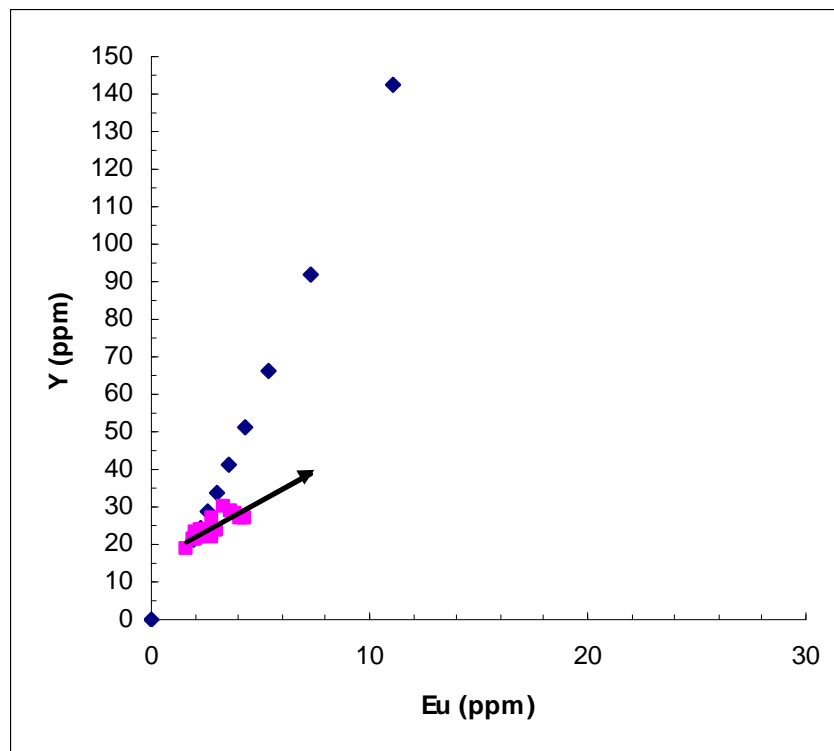


Figura 84 - Modelo de AFC para os elementos Eu e Y. A curva de AFC (losangos) mostra intervalos de 10% de F (entre 0% e 80%). As concentrações dos diabásios alcalinos estão plotadas no diagrama (quadrados). A seta indica que a tendência da evolução magmática dos diabásios alcalinos é diferente da curva AFC.

A hipótese de evolução por processos de hibridização envolvendo líquidos basálticos alcalinos e traquíticos, de modo a gerar as composições intermediárias, também foi testada por modelagem geoquímica. A modelagem foi feita com a equação de mistura binária (FAURE, 1986), utilizando-se as concentrações de elementos terras raras.

As amostras representativas dos líquidos basáltico alcalino e traquítico supersaturado em sílica utilizadas no modelo foram a SSE-JM-18C e SSE-1-6-DQ2, respectivamente. A amostra SSE-1-2-DQ1C foi escolhida como possível representante de uma composição híbrida, por apresentar uma composição aproximada da média das amostras representativas dos líquidos basáltico alcalino e traquítico. O resultado da modelagem é apresentado sob a forma de um diagrama multielementar com as concentrações de elementos terras raras das amostras SSE-JM-18C, SSE-1-6-DQ2 e SSE-1-2-DQ1C e de híbridos modelados com 20%, 50% e 90% de líquido basáltico alcalino (Figura 85). O condrito de Nakamura (1974) foi usado como padrão discriminante, com valores de Pr, Tb, Ho e Tm de Haskin et al. (1968).

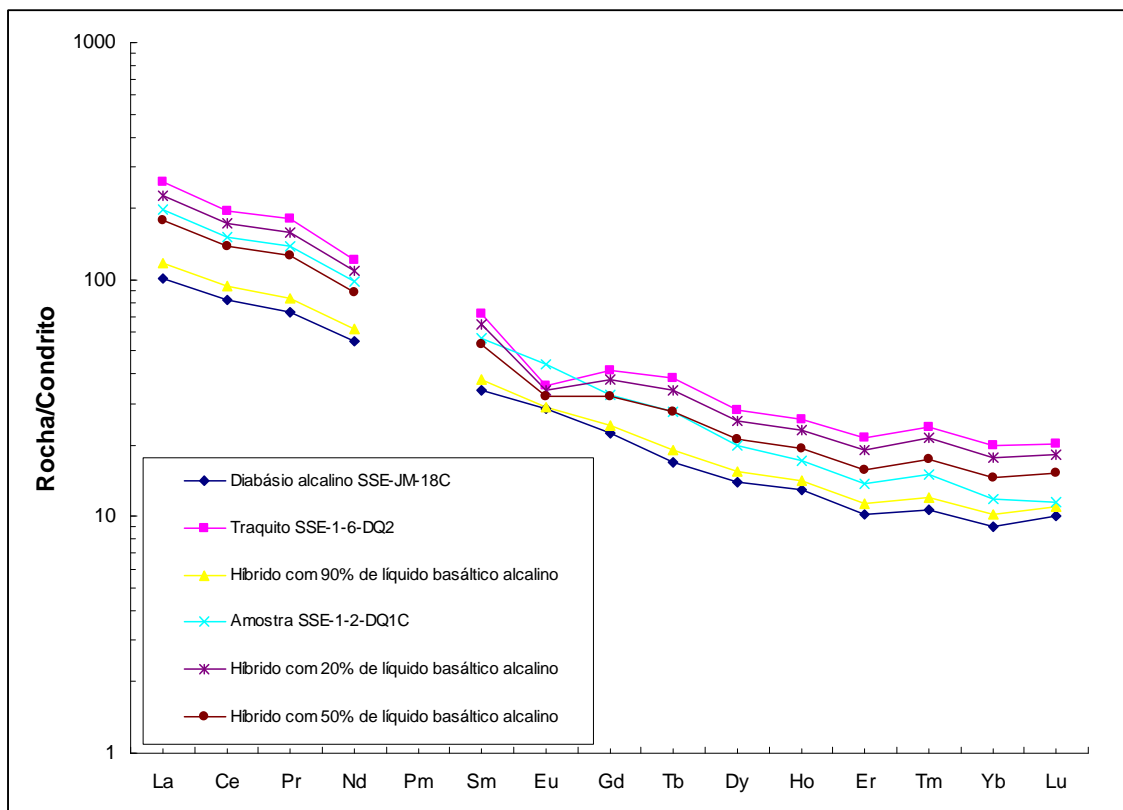


Figura 85 - Modelo de hibridização envolvendo líquidos basálticos alcalinos e traquíticos na área de estudo. Concentrações de elementos terras raras, normalizadas pelo condrito (NAKAMURA, 1974; HASKIN et al., 1968), das amostras SSE-JM-18C, SSE-1-6-DQ2 e SSE-1-2-DQ1C e de híbridos modelados.

O modelo mostra que é improvável que as concentrações de elementos terras raras das amostras de composição intermediária na série basáltica alcalina estudada possam representar misturas entre os líquidos basáltico alcalino e traquítico. Em particular, a amostra intermediária da série (SSE-1-2-DQ1C) escolhida para a modelagem não têm a anomalia negativa de Eu, esperada para híbridos com valores extremos de mistura (isto é, 20% e 90%), bem como intemediários (50%). Na verdade, nenhuma amostra de composição intermediária tem anomalia negativa de Eu ($1,0 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 1,2$; sendo $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N \cdot \sqrt{(\text{Sm}_N \cdot \text{Gd}_N)}$; onde N indica o valor normalizado para o condrito de Nakamura (1974) e Haskin et al. (1968)). Assim, é improvável que os diabásios alcalinos da área de estudo tenham estado envolvidos em processos de hibridização com líquidos traquíticos supersaturados.

Em conclusão, os resultados das modelagens realizadas para a série de diabásios alcalinos mostram que é improvável que essas rochas sejam cogenéticas por processos evolutivos, à semelhança dos lamprófiros da área de estudo.

3.4 A dificuldade em discriminar suítes para os lamprófiros e diabásios alcalinos

Estudos acerca dos processos evolutivos relacionados aos lamprófiros alcalinos da área de estudo, apresentados anteriormente, sugerem que a série lamprófirica pode ser representada por diferentes suítes. A princípio, os lamprófiros estudados podem ser divididos em dois grupos distintos, um grupo com razões $\text{La}/\text{Nb} < 1$, indicativas de envolvimento de fonte fértil (AL-KHIRBASH et al., 2008; SUN, 1980; SUN e MCDONOUGH, 1989), e outro com razões $\text{La}/\text{Nb} > 1$, indicativas de envolvimento de fonte mantélica enriquecida (HAWKESWORTH e GALLAGHER, 1993; HAWKESWORTH et al., 1993; KELEMEN et al., 1993). Entretanto, os lamprófiros apresentam uma ampla variação na razão de elementos traços (p. ex.: Ti/Y), sendo aqueles com razões $\text{La}/\text{Nb} < 1$ (Figura 86) ou com $\text{La}/\text{Nb} > 1$ (Figura 87), tanto para magmas com o mesmo grau de evolução, quanto entre magmas menos e mais evoluídos.

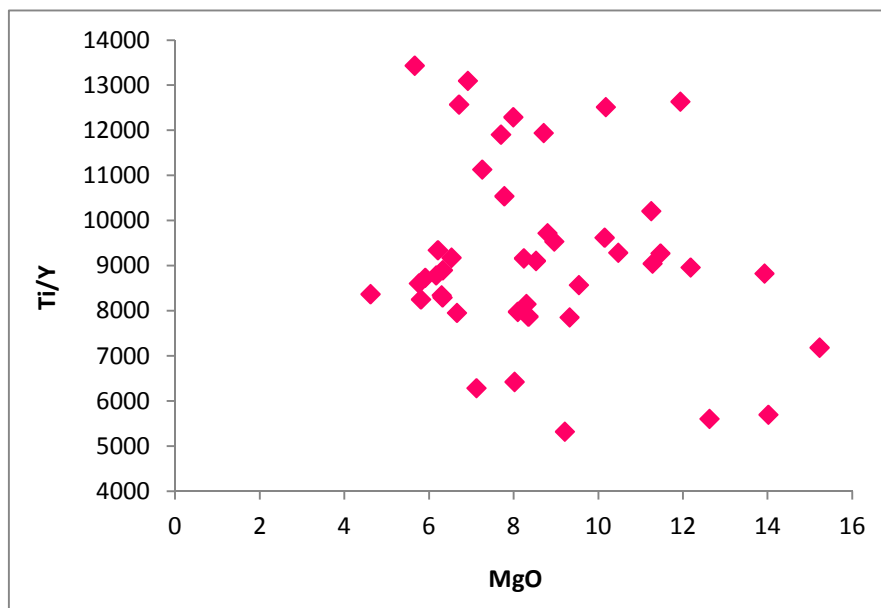


Figura 86 - Diagrama MgO (%peso) x Ti/Y para lamprófios alcalinos estudados com razão La/Nb < 1, indicativa de envolvimento de fonte fértil.

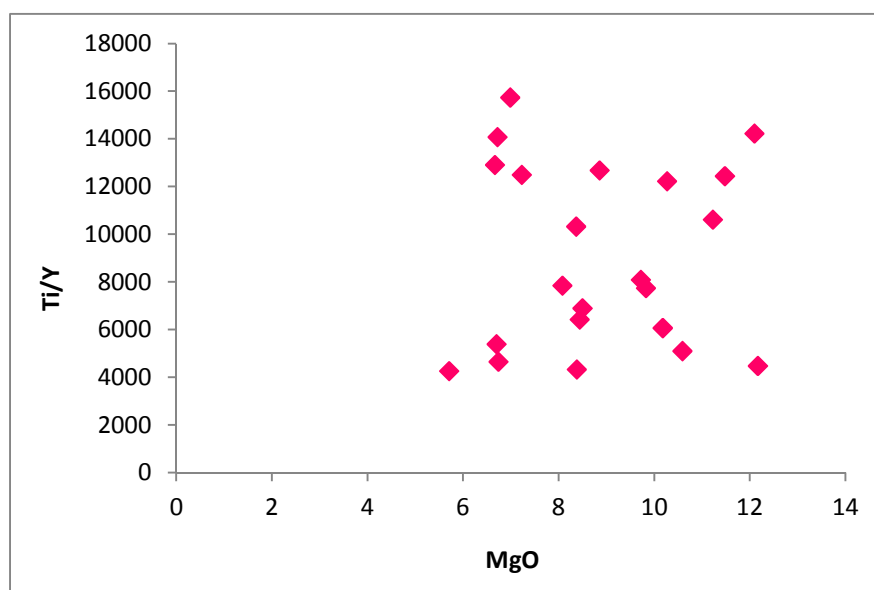


Figura 87 - Diagrama MgO (%peso) x Ti/Y para lamprófios alcalinos estudados com razão La/Nb > 1, indicativa de envolvimento de fonte mantélica enriquecida.

Dessa forma, lamprófios com com La/Nb<1 e MgO~9%peso apresentam valores de 5000<Ti/Yb<12000, um intervalo comparável àquele observado entre lamprófios com aproximadamente 6<MgO<14%peso. Essa grande variação também ocorre nos lamprófios com La/Nb>1, ou seja, amostras com MgO~7%peso têm cerca de 4500<Ti/Yb<16000, como os demais lamprófios com diferentes teores de MgO.

Essa ampla variação nas razões dos elementos traços impossibilita a discriminação de suítes na série lamprofírica, com base em critérios puramente litogeoquímicos, como feito com os basaltos da Província Paraná-Etendeka, por exemplo (PEATE et al., 1992). Os dados isotópicos Sr-Nd obtidos para os lamprófiros alcalinos ainda são escassos. Possivelmente, será necessário obter mais dados isotópicos e a conciliação desses com datações geocronológicas e, talvez, até mesmo de campo, para que suítes lamprofíricas possam ser discriminadas na área de estudo. No entanto, este esforço está além do escopo desta dissertação.

De maneira semelhante, os diabásios podem ser, a princípio, divididos em dois grupos, quais sejam: um com razões La/Nb < 1, indicativas de envolvimento de fonte fértil (SUN, 1980; SUN e MCDONOUGH, 1989), e outro com razões La/Nb > 1, indicativas de envolvimento de fonte mantélica enriquecida (HAWKESWORTH et al., 1993; KELEMEN et al., 1993; VALENTE, 1997). Os processos de fusão parcial de dois tipos diferentes de fontes poderiam gerar magmas primários que, por evolução, dariam origem aos magmas mais evoluídos. Além disso, os coeficientes de partição total para La e Nb, considerando-se uma assembleia fracionante típica de magmas basálticos alcalinos (isto é, olivina, clinopiroxênio e plagioclásio) seriam tão baixos que a quantidade de cristalização fracionada necessária para que um magma parental com La/Nb < 1 gerasse um magma evoluído com La/Nb > 1 teria que ser bem maior do que a necessária para explicar a variação de MgO na série basáltica alcalina estudada.

No entanto, os dados isotópicos Sr-Nd dos diabásios alcalinos (Tabela 11 e Apêndice C) variam além do erro analítico, impossibilitando uma relação cogenética por processos de cristalização fracionada. É provável, no entanto, que as variações isotópicas resultem de AFC.

Modelagem geoquímica envolvendo cristalização fracionada com assimilação concomitante (AFC) foi feita para os diabásios alcalinos com La/Nb < 1, com os mesmos parâmetros utilizados no modelo elaborado anteriormente, no subcapítulo 3.3.1. A composição do líquido não contaminado foi representada pela amostra parental SSE-1-2-DQ2B. Os resultados da modelagem (Figura 88) mostram que o *trend* das concentrações dos diabásios alcalinos não concide com a curva modelada para AFC. Logo, as variações dos teores dos elementos traços incompatíveis de todas as amostras de diabásios alcalinos com razões La/Nb < 1 não podem ser explicadas pelo processo de AFC, à semelhança do que foi deduzido em relação à cristalização fracionada sem assimilação concomitante. Testes semelhantes elaborados no subcapítulo anterior e no subcapítulo a seguir também mostram

que as variações composicionais e isotópicas dos diabásios alcalinos não podem ser explicadas por AFC.

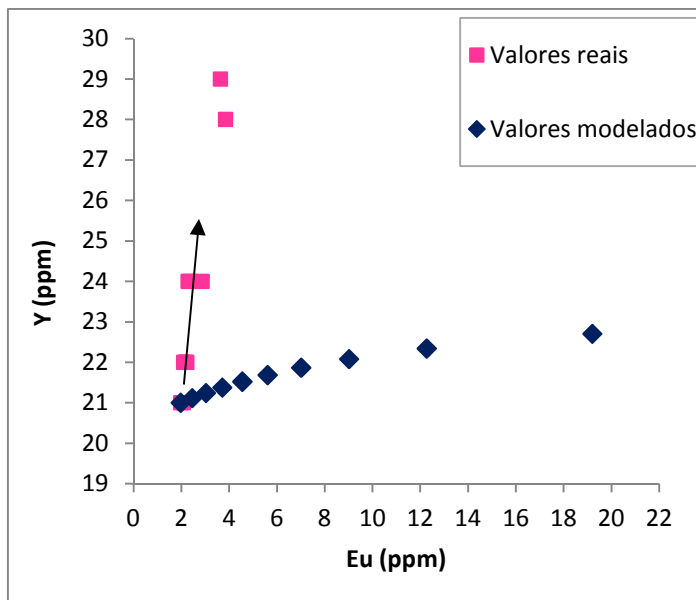


Figura 88 - Modelo de AFC para os elementos Eu e Y. A curva de AFC (losangos) mostra intervalos de 10% de F (entre 0% e 100%). As concentrações dos diabásios alcalinos com razões La/Nb < 1 estão plotadas no diagrama (quadrados). A seta indica que a tendência da evolução magmática não coincide com a curva de AFC.

Em conclusão, as variações de elementos e isotópicas Sr-Nd dos diabásios alcalinos estudados devem estar refletindo heterogeneidades composicionais de sua(s) fonte(s), à semelhança dos lamprófiros alcalinos.

3.5 Avaliação do envolvimento de contaminante crustal local e magma parental fértil

As composições isotópicas Sr-Nd dos lamprófiros e diabásios alcalinos estudados (subcapítulo 2.5) são levemente enriquecidas, podendo ter sido geradas por processos de contaminação crustal.

Em geral, o processo de contaminação crustal vem acompanhado de cristalização fracionada (AFC), uma vez que os magmas não representam líquidos superaquecidos.

A equação de DePaolo (1981a) pode ser usada para testar a possibilidade de processos de AFC terem gerado as composições isotópicas de Sr-Nd dos magmas alcalinos estudados. A forma simplificada desta equação é a seguinte:

$$\xi_{Lc} = (\xi_{Lu}) + ((\xi_c - \xi_{Lu}) \cdot (1 - ((c_{Lu}/c_{Lc}) \cdot (f)))) \quad (4), \text{ onde:}$$

ξ_{Lc} = razão isotópica (ou notação epsilon) no líquido contaminado.

ξ_{Lu} = razão isotópica (ou notação epsilon) no líquido não contaminado.

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

c_{Lu} = concentração do elemento traço no líquido não contaminado;

c_{Lc} = concentração do elemento traço no líquido contaminado;

r = taxa de assimilação e cristalização;

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

As composições isotópicas do contaminante local (Arco Magmático Rio Negro, TUPINAMBÁ et al., 2012) foram utilizadas na modelagem. Foram selecionadas as amostras de alto potássio porque elas são aquelas que representam o arco magmático mais ao sul, correspondendo à área do presente estudo. A composição isotópica de um olivina nefelinito da Ilha de Trindade (10745; MgO=12,30%; SIEBEL et al., 2000) foi utilizada para representar o líquido não contaminado. O modelo levou em consideração a cristalização apenas de olivina a partir do líquido nefelinítico, conforme os dados petrográficos disponíveis. O modelo simula a cristalização fracionada numa câmara magmática em crosta superior (fator $r=0,3$; TAYLOR, 1980; DEPAOLO, 1981 a). Os resultados do modelo são apresentados no diagrama da figura 89.

As composições isotópicas Sr-Nd das amostras estudadas abrangem um espectro composicional muito amplo, difícil de ser explicado pelo processo de AFC. Considerando-se composições médias ou, alternativamente, composições menos radiogênicas em Sr das rochas estudadas, seria necessária uma quantidade de AFC entre 20% e 40% de AFC (ou, assimilação da crosta continental local após cerca de 60% a 80% de cristalização fracionada do líquido nefelinítico). Não há dados de elementos para a crosta continental local (TUPINAMBÁ et al., 2012). No entanto, os valores das razões isotópicas destes contaminantes são similares àqueles da crosta continental modelo de Taylor e McLennan (1985). Modelagens de AFC feitas com elementos desta crosta continental modelo, tais como

Y e Zr, indicaram valores (concentração entre 5% e 15%) bastante diferentes dos obtidos pela modelagem isotópica. Assim, é improvável que os lamprófiros e diabásios alcalinos estudados representem composições contaminadas a partir de líquidos parentais nefeliníticos composicionalmente semelhantes às rochas máficas menos evoluídas da Ilha de Trindade. Por isso, considera-se que as composições isotópicas Sr-Nd dos lamprófiros e diabásios alcalinos representem aquelas de suas respectivas fontes mantélicas.

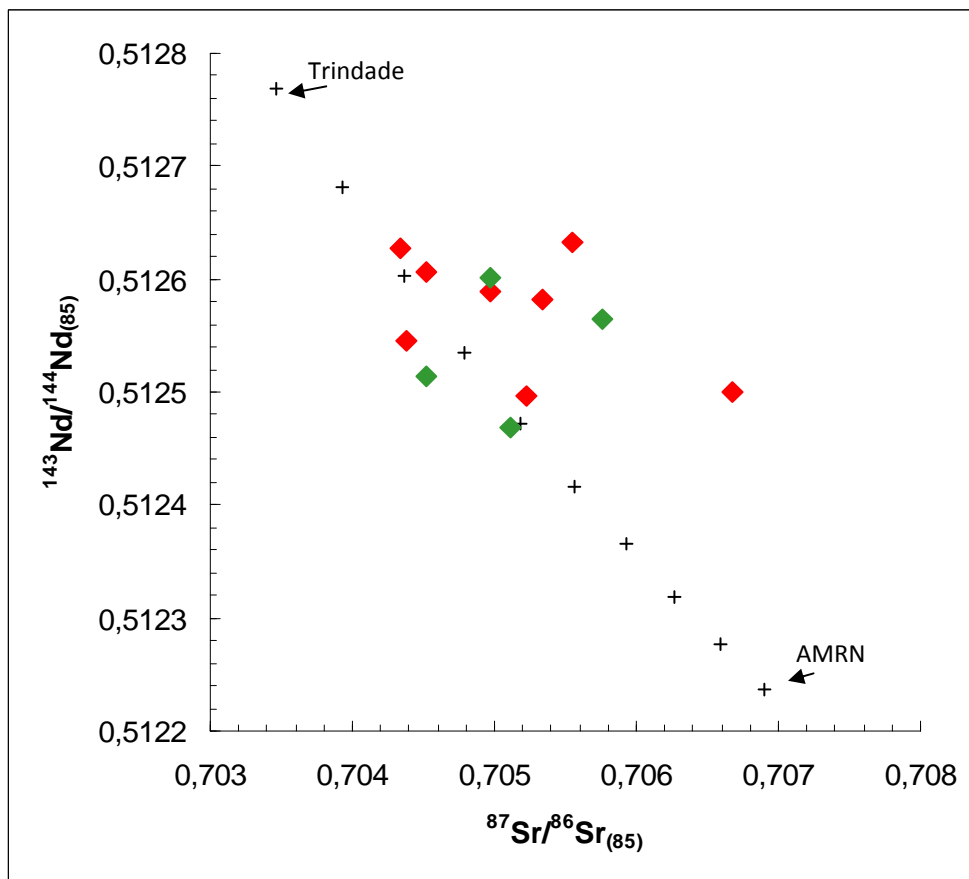


Figura 89 - Diagrama Sr-Nd com a curva de AFC (cruz) e as amostras de lamprófiros (losango vermelho) e diabásios alcalinos (losango verde) estudados. Intervalos de AFC de 10%. AMRN= Arco Magmático Rio Negro.

4 FUSÃO PARCIAL E FONTES MANTÉLICAS

4.1 Apresentação

Os teores de elementos traços das amostras representativas dos líquidos parentais lamprofíricos e basálticos alcalinos (Apêndice B) foram utilizados para discriminações das prováveis fontes mantélicas relacionadas às rochas estudadas nesta dissertação. Para tal, foram elaborados diagramas multielementares normalizados para o condrito (THOMPSON, 1982) e processos de fusão parcial foram modelados.

A maioria dos modelos petrogenéticos assume que magmas primários básicos e ultrabásicos são gerados por diferentes graus de fusão parcial a partir de um lherzolito fértil no manto superior. O grau de fusão parcial e a pressão são considerados as principais variáveis no controle da composição do líquido primário. Adicionalmente, variações na composição mineralógica da fonte, no conteúdo de voláteis, possível contaminação crustal e cristalização fracionada são utilizadas para explicar a ampla variação de composições dos magmas (WILSON, 1989; ROLLINSON, 1993).

Xenólitos ultramáficos de derivação mantélica são menos comuns em rochas basálticas alcalinas, basaníticas e nefeliníticas. Acredita-se que magmas basálticos alcalinos e nefeliníticos sejam derivados de profundidades menores do que magmas kimberlíticos e, assim, os xenólitos que aqueles carregam devem representar profundidades mais rasas. Lherzolitos são os tipos de xenólitos mais comuns encontrados em basaltos alcalinos e, diferentemente das ocorrências em kimberlitos, a fase aluminosa predominante é o espinélio (WILSON, 1989).

Modelos binários para mistura de fontes também serão apresentados neste capítulo, com o intuito de discriminar componentes mantélicos possivelmente envolvidos na petrogênese dos lamprófiros e diabásios alcalinos estudados. Os modelos foram elaborados com base nas análises isotópicas (Apêndice C), bem como em materiais representativos de componentes enriquecidos (do tipo manto litosférico subcontinental) e mantélicos férteis (do tipo pluma).

4.2 Processos de fusão parcial e fontes geradoras dos lamprófiros alcalinos

A discriminação de prováveis fontes mantélicas relacionadas ao magmatismo lamprofírico estudado foi realizada tendo por base a composição da amostra representativa do magma parental (SSE-JM-13A). A composição química desta amostra representa o magma menos evoluído da série, ou seja, exibe a composição que mais deve se aproximar da fonte mantélica geradora.

As razões La/Yb e La/Nb podem ser utilizadas como indicativos na discriminação de fontes férteis, enriquecidas e empobrecidas (Tabela 20). A amostra representativa do líquido parental tem razão La/Yb = 28,6 e razão La/Nb = 0,95. Estas características litogeoquímicas são típicas de fonte fértil, que tem sido associada ao manto sublitosférico (HUMPHRIS et al., 1985; SUN, 1980; SUN e MCDONOUGH, 1989).

Tabela 20 - Discriminação dos três principais tipos de fontes mantélicas, em função das razões La/Yb e La/Nb.

Tipo de fonte	La/Yb	La/Nb	Tipo de manto
Fértil	>1	<1	Astenosférico (tipo pluma)
Enriquecida	>1	>1	Litosférico
Empobrecida	<1	<1	Astenosférico (tipo N-MORB)

Fontes: AL-KHIRBASH et al., 2008; BEVINS et al., 1984; HAWKESWORTH e GALLAGHER, 1993; HAWKESWORTH et al., 1993; HUMPHRIS et al., 1985; KELEMEN et al., 1993; PEARCE, 1983; SUN, 1980; SUN e MCDONOUGH, 1989.

As concentrações, em ppm, dos elementos incompatíveis e elementos terras raras da amostra representativa do magma parental foram utilizadas na elaboração de diagramas de variação multielementares (Figuras 90 e 91), para investigação da provável fonte mantélica geradora. O padrão para normalização usado no diagrama discriminante de fontes foi o condrito de Thompson (1982), com valores de K, P e Rb de Sun (1980) e Ba de Hawkesworth et al. (1984). O condrito de Nakamura (1974) foi utilizado como padrão discriminante para o diagrama de elementos terras raras, com valores de Pr, Tb, Ho e Tm de Haskin et al. (1968).

O padrão de abundância dos elementos traços do líquido lamprofírico menos evoluído mostra enriquecimento em elementos litófilos de grande raio iônico (LILE - *large ion lithophile elements*) e elementos terras raras leves (ETRL), em relação aos elementos terras raras pesados (ETRP). O diagrama multi-elementar de elementos traços indica uma leve anomalia negativa na concentração de Sr (Figura 90).

O *trend* de elementos terras raras normalizado para condrito (Figura 91) revela o enriquecimento em ETR, cerca de 10 a 130 vezes, da amostra parental dos lamprófiros em relação ao condrito, assim como, uma suave inclinação negativa de ETRL para ETRP, com um enriquecimento nos ETRL ($La_N/Lu_N = 17,7$). O padrão não indica concentrações anômalas de nenhum desses elementos.

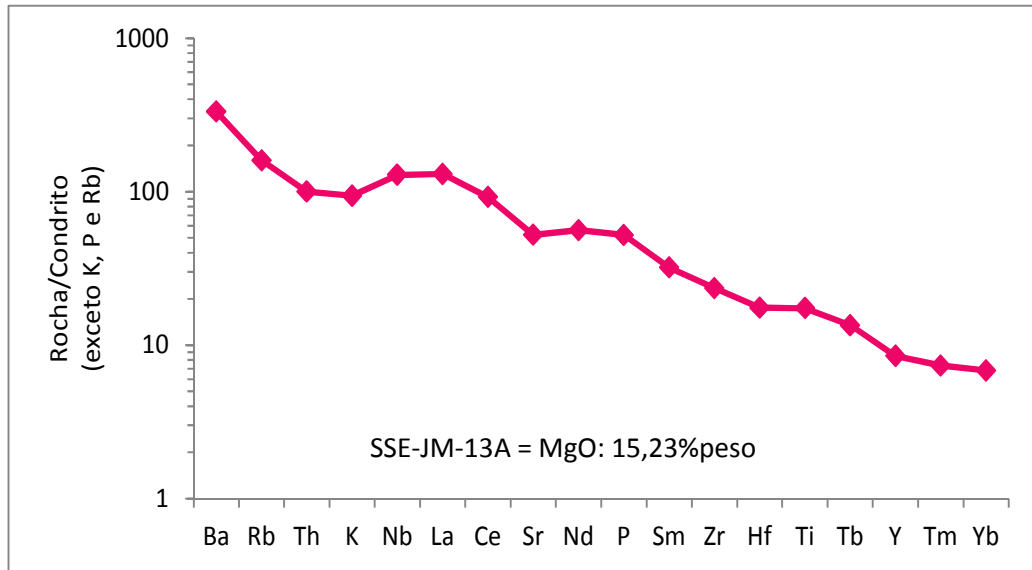


Figura 90 - Concentrações de elementos traços da amostra parental (SSE-JM-13A) dos lamprófiros da área de estudo plotadas num diagrama de variação multielementar normalizado ao condrito. Valores de condrito de Thompson (1982) exceto Ba que é de Hawkesworth et al. (1984) e Rb, K e P que são do manto primitivo de Sun (1980).

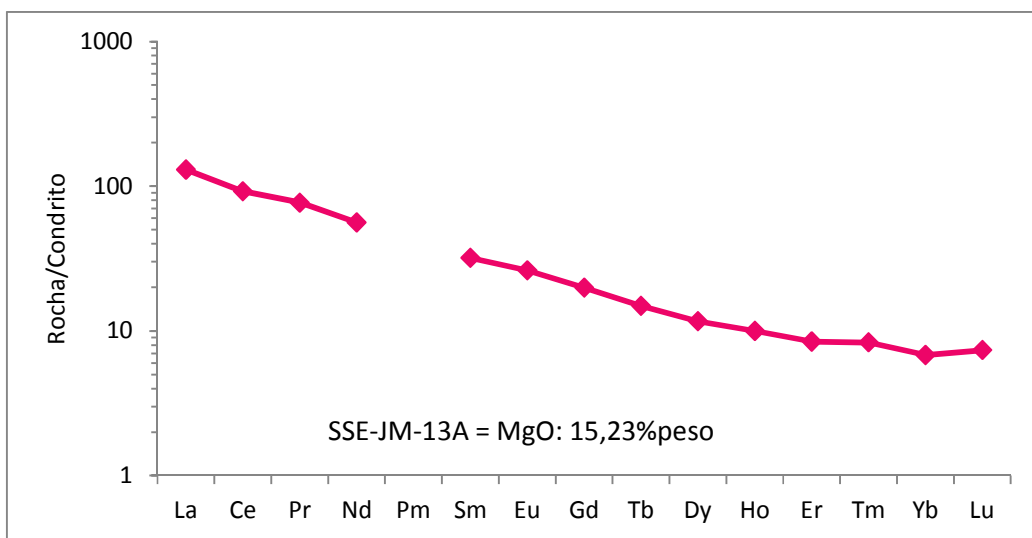


Figura 91 - Concentrações de elementos traços da amostra parental (SSE-JM-13A) dos lamprófiros da área de estudo plotadas no diagrama de elementos terras-raras normalizado para o condrito. Valores de Nakamura (1974) exceto Pr, Tb, Ho e Tm que são de Haskin et al. (1968).

De forma a investigar se a fonte geradora dos lamprófiros que ocorrem na área estudada é um espinélio lherzolito, ou granada lherzolito, foram elaborados modelos de fusão parcial, os quais serão detalhados a seguir.

Uma fonte de plagioclásio lherzolito se torna improvável na medida em que os lamprófiros intrudiram crosta continental possivelmente espessa, o que colocaria o manto sublitosférico fora do campo de estabilidade (isto é, mais profundo que cerca de 30 km) desta fase aluminosa. Além disso, para a geração de líquidos alcalinos seria necessário um intervalo de pressão maior que aquele relacionado à zona de estabilidade do plagioclásio peridotito. Estudos de Walter e Presnall (1994) mostram que a fusão parcial do plagioclásio peridotito ocorre em pequenos intervalos de temperatura ($\sim 5^\circ\text{C}$) e produz líquidos quartzo-toleíticos em pressões inferiores a 8 Kbar e líquidos olivina-toleíticos em pressões superiores a 8 Kbar. Fusões parciais a partir de nódulos de espinélio lherzolitos ocorrem em longos intervalos de temperatura ($15\text{-}60^\circ\text{C}$), produzindo líquidos com composições diversas, de basaltos alcalinos a picritos alcalinos, em quantidades de fusão parcial baixas a moderadas ($< 1\text{-}10\%$), e olivina-toleíticos e picritos em quantidades de fusão elevadas ($> 10\%$). Líquidos gerados a partir de granada lherzolitos são mais enriquecidos em sílica, para um dado grau de fusão, do que espinélios lherzolitos. Fontes férteis (especialmente no conteúdo em Na_2O) apresentam forte controle da temperatura de fusão sobre a composição do líquido (WALTER e PRESNALL, 1994).

Experimentos de fusão parcial com nódulos de granada peridotitos, realizados por Mysen e Kushiro (1977), mostram que granada peridotitos secos e férteis, quando fundidos na zona de estabilidade do espinélio peridotito (sob pressão de 20 Kbar), produzem líquidos com nefelina normativa em quantidades de fusão parcial entre 1,5 e 11,5% e sólido residual apresentando olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio e espinélio. Já os dados experimentais envolvendo nódulos de granada peridotitos pouco empobrecidos e secos indicam que estes são capazes de gerar líquidos ricos em nefelina normativa em quantidades de fusão parcial abaixo de 2%, quando fundidos na zona do espinélio peridotito (sob pressão de 20 Kbar), e sólido residual com olivina, ortopiroxênio e clinopiroxênio (sem fase aluminosa). Entretanto, se estes nódulos de granada peridotitos pouco empobrecidos e secos são fundidos na zona de estabilidade da granada (sob pressão de 35 Kbar), produzem líquidos alcalinos picríticos nos primeiros 25% de fusão parcial, coexistindo com olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio e granada, até a granada desaparecer.

Na literatura geológica (WILSON, 1989; ROLLISON, 1993), dois tipos de processos de fusão parcial são comumente descritos, quais sejam:

- fusão em equilíbrio (*batch melting*)
- fusão fracionada (*fractional melting*)

No modelo de fusão parcial em equilíbrio, o fundido gerado permanece em contato constante com os cristais residuais, ou seja, o líquido reage continuamente e permanece em equilíbrio com a fase residual sólida até que condições mecânicas sejam alcançadas de modo a expulsar o líquido de uma só vez, e, assim, a composição total permanece a mesma. Em se tratando do modelo de fusão parcial fracionada, também denominado de fusão de Rayleigh, o fundido deixa o sistema assim que é formado, o que muda continuamente a composição total do sólido residual, isto é, apenas uma quantidade de líquido é gerada e instantaneamente isolada da fonte. Neste modelo, o líquido segrega ao longo do processo de fusão parcial.

O processo de fusão parcial apropriado em cada situação depende da habilidade do magma em segregar da fonte, o que resulta de sua permeabilidade. A fusão fracionada parece ser um modelo adequado para alguns líquidos basálticos (ROLLISON, 1993). Contudo, na natureza, o processo de fusão fracionada é possivelmente infrequente, pois é difícil a segregação instantânea de líquidos magmáticos da trama da fonte peridotítica, geralmente granoblástica. Assim, a fusão fracionada perfeita não parece ser um modelo realístico e, então, equações de modelos de fusão em equilíbrio são, provavelmente, as mais úteis para modelagens numéricas (WILSON, 1989).

Os modelos de fusão parcial fracionada e em equilíbrio podem ser modais ou não-modais. Em um modelo de fusão parcial modal, as proporções dos minerais (a moda) da fonte são mantidas constantes ao longo do processo. Nos modelos de fusão parcial não-modal, há mudança nas proporções dos minerais ao longo do processo de fusão. No caso de elementos altamente incompatíveis (em fontes sem granada), as equações que regem os dois tipos de processo (modal e não-modal) fornecem, essencialmente, resultados idênticos. Assim, na construção de modelos simples de fusão parcial, equações modais podem ser utilizadas (WILSON, 1989).

Com base no exposto, foram elaborados modelos de fusão parcial em equilíbrio modal para investigar o tipo de fonte geradora do magma lamprofírico parental. A fórmula que descreve os modelos (WOOD e FRASER, 1976) é expressa por:

$$C_L/C_O=1/(F+D_{RS}-FD_{RS}) \quad (5), \text{ onde:}$$

C_L = concentração do elemento traço no líquido;

C_O = concentração do elemento traço na fonte original;

F = fração de peso do líquido formado, isto é, o grau (%) de fusão parcial (p.ex.: $F=0.1$ = 10% de fusão parcial).

D_{RS} = coeficiente de partição total no sólido residual;

D_{RS} pode ser expresso por: $D_{RS} = \sum_{i=1}^n W_i \cdot Kd_i$, onde W é a proporção da fase i no sólido residual e Kd_i é o coeficiente de partição mineral/líquido. É importante ressaltar que D_{RS} é calculado para as fases do sólido residual presentes no instante que o líquido é removido. Assim, as fases sólidas que estavam presentes e que foram fundidas não influenciam nas concentrações dos elementos traços no líquido gerado (ROLLISON, 1993).

Três diferentes modelos de fusão parcial em equilíbrio modal foram elaborados de forma a investigar a provável fonte do magma lamprófirico parental. Esses modelos testam a hipótese de geração da razão La/Yb da amostra representativa do magma menos evoluído (28,6; SSE-JM-13A) a partir de diferentes fontes em processo de fusão parcial em diferentes zonas de estabilidade mineral. Os modelos de fusão parcial elaborados apresentam:

- 1) fonte de granada lherzolito e sólido residual com olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio e granada, ou seja, fusão parcial na zona de estabilidade da granada;
- 2) fonte de granada lherzolito e sólido residual com olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio e espinélio, isto é, fusão parcial na zona de estabilidade do espinélio;
- 3) fonte de espinélio lherzolito e sólido residual com olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio e espinélio, ou seja, fusão parcial na zona de estabilidade do espinélio.

Os lamprófiros são rochas pouco conhecidas e de ocorrência mais restrita em relação a basaltos, que são rochas amplamente estudadas. Informações resultantes de investigações experimentais envolvendo magmas lamprófiricos são escassas na literatura geológica. Dessa forma, para os modelos de fusão parcial elaborados foram utilizados os intervalos de fusão necessários para geração de líquidos lamprófiricos cálcio-alcálicos e valores de coeficientes de partição para líquidos lamprófiricos, basaníticos ou basálticos, quando não foram obtidos valores para lamprófiros (Tabela 21). Estudos de Wrobel (2000) sugerem que a geração de líquidos lamprófiricos cálcio-alcálicos, a partir da fusão parcial de um espinélio peridotito, ocorre entre 4,5 e 7,0% de fusão parcial, enquanto que, considerando a fusão parcial de um granada lherzolito, a formação desses líquidos acontece entre 2,5 e 4,0% de fusão parcial.

Tabela 21 - Valores de Kd (coeficiente de partição cristal-líquido) para os elementos La e Yb utilizados nos processos de modelagem de fusão parcial para lamprófiros.

Kd	La	Yb	Líquido	Autores
Kd Olivina	0,0001	0,0091	Lamproíto	Foley e Jenner (2004)
Kd Ortopiroxênio	0,0006	0,077	Basanita	Adam e Green (2006)
Kd Clinopiroxênio	0,0435	0,265	Lamprófiro	Foley et al. (1996)
Kd Granada	0,0005	6,4	Basalto	Irving e Frey (1978)
Kd Espinélio	0,01	0,01	Basalto	McKenzie e O'Nions (1991)

O primeiro modelo de fusão parcial envolve uma fonte de granada lherzolito e um sólido residual com granada como a fase aluminosa, ou seja, assume que a fusão em equilíbrio ocorreu a profundidades dentro do campo de estabilidade da granada. A composição do sólido residual considerado é dada por 60% de olivina, 21% de ortopiroxênio, 8% de clinopiroxênio e 11% de granada (MCKENZIE e O'NIONS, 1991). Os valores de Kd utilizados no modelo estão listados na tabela 21 e as concentrações de La e Yb da fonte considerada foram retiradas de Becker (1996). O modelo mostra que a razão La/Yb da amostra representativa do líquido lamprofírico parental pode ser gerada a 3,5% de fusão parcial de uma fonte de granada lherzolito, dentro do intervalo estipulado por Wrobel (2000), com razão La/Yb de 1,4 (que corresponde ao xenólito SL269 de Becker (1996)). Entretanto, essa razão La/Yb da fonte (1,4) é um valor baixo para representar o manto fértil (SUN e MCDONOUGH, 1989). Valores maiores de razão La/Yb para uma fonte de granada lherzolito, como 5,3 (xenólito DW40 de Becker (1996)), possibilitam a geração do líquido lamprofírico parental da área estuada a 14% de fusão parcial, valor este muito superior ao intervalo de formação de líquidos lamprofíricos (WROBEL, 2000). Esses dados permitem concluir que não é provável que um granada lherzolito, em processo de fusão parcial na zona de estabilidade da granada, seja a fonte geradora da amostra do líquido lamprofírico menos evoluído.

A modelagem de fusão parcial em equilíbrio modal também demonstra que os valores de La/Yb dos líquidos lamprofíricos gerados no intervalo 2,5% a 4,0%, a partir de granada lherzolitos com La/Yb = 5,3 (BECKER, 1996), seriam 145,4 e 95,9, respectivamente. Fontes férteis granada lherzolíticas com 11% de granada residual e valores de Kd mínimos (6,7;

IRVING e FREY, 1971), com valores mínimos de razão La/Yb (isto é, 1,0) gerariam líquidos lamprófíricos com $18,1 < \text{La/Yb} < 27,5$ para $2,5\% < \text{FP} < 4,0\%$ (Figura 92). Quaisquer valores menores de 18,1 teriam que envolver uma fonte do tipo N-MORB que, tipicamente, não inclui granada como fase residual. O líquido lamprófírico com maior valor de razão La/Yb (45,8; amostra UBA-JM-01C) só poderia ser gerado a partir de 4% de uma fonte granada lherzolítica com $\text{La/Yb} = 2,5$, um valor que corresponde a cerca da metade comparativamente àqueles relatados na literatura (BECKER, 1996). Pelo exposto, pode-se concluir que os lamprófíros estudados não devem estar associados a processos de fusão parcial envolvendo fontes granada lherzolíticas dentro da zona de estabilidade da granada.

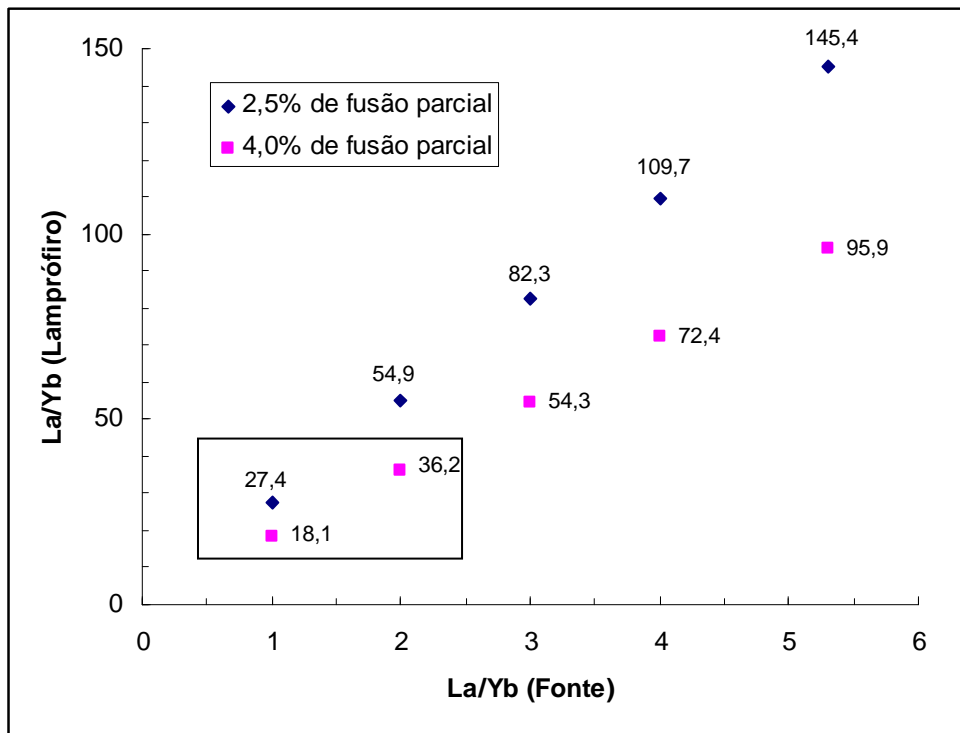


Figura 92 - Diagrama binário com os resultados da modelagem de fusão parcial em equilíbrio modal de um granada lherzolito dentro da zona de estabilidade da granada para a geração das razões La/Yb dos lamprófíros estudados. Fonte residual: 60% olivina, 21% ortopiroxênio, 8% clinopiroxênio e 11% granada. Valores de Kd conforme listados na tabela 21.

Um segundo modelo de fusão parcial com uma fonte de granada lherzolito foi elaborado. No entanto, este considera que a fusão parcial da fonte ocorreu dentro do campo de estabilidade do espinélio, gerando um sólido residual com este mineral representando a fase aluminosa. A composição modal utilizada para o sólido residual (58% de olivina, 27% de ortopiroxênio, 12% de clinopiroxênio e 3% de espinélio) foi retirada de McKenzie e O'Nions (1991). Os valores de Kd para olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio e espinélio usados no

modelo estão listados na tabela 21. Os dados obtidos pela modelagem mostram que os valores de razões La/Yb para a fonte de granada lherzolito encontrados na literatura não são capazes de gerar a razão La/Yb da amostra do líquido lamprofírico parental dentro do intervalo de fusão parcial definido por Wrobel (2000). Para tal, seria necessária uma fonte de granada lherzolito com razão La/Yb entre 9,7 e 14,4.

Desse modo, foi feito um terceiro modelo de fusão parcial em equilíbrio modal. Esse modelo foi construído utilizando uma fonte com a composição de um espinélio lherzolito e assumindo que a fusão ocorreu dentro do campo de estabilidade do espinélio. A composição modal do sólido residual é a mesma utilizada no modelo anterior, baseada em McKenzie e O'Nions (1991). Esses valores são similares aos valores médios das composições modais dos xenólitos de espinélio lherzolitos em diques de lamprófiro da região de Ubatuba (ALMEIDA, 2009). Os valores de Kd para a assembléia mineral do sólido residual são os mesmos utilizados no modelo anterior e são apresentados na tabela 21. Os resultados da modelagem indicam que é possível gerar a razão La/Yb (28,6) da amostra representativa do líquido parental no intervalo entre 4,5 e 7,0% (WROBEL, 2000) a partir de uma fonte de espinélio lherzolito com razões La/Yb entre 14,5 e 17,5, respectivamente (Figura 93). Esses valores correspondem a razões médias de nódulos de espinélio lherzolitos descritos na literatura, como, por exemplo, aqueles encontrados em basaltos alcalinos na região nordeste do Brasil (FODOR et al., 2002).

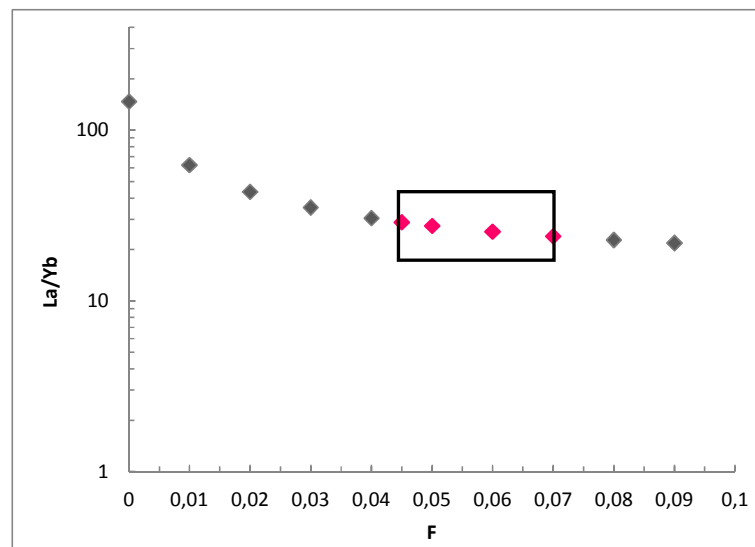


Figura 93 - Diagrama do modelo de fusão parcial em equilíbrio modal para fonte de espinélio lherzolito com fusão no campo de estabilidade de espinélio. O retângulo delimita o intervalo de F gerador de líquidos lamprofíricos para a referida fonte (WROBEL, 2000). F = grau (%) de fusão parcial.

Considerando a validade dos diferentes modelos de fusão parcial propostos, é possível concluir que a petrogênese do magmatismo lamprofírico na área de estudo parece não estar relacionada a uma anomalia térmica capaz de gerar esses magmas a quantidades muito baixas de fusão parcial a partir de uma fonte de granada lherzolito ou de fusão na zona de estabilidade da granada. Ao contrário, os resultados dos modelos sugerem que o magmatismo lamprofírico está associado a uma fonte menos profunda, isto é, a um espinélio lherzolito. A presença de xenólitos de espinélio lherzolitos, com índices de empobrecimento por extração de fundidos compatíveis com os de lherzolitos férteis, em lamprófiros na área de estudo (ALMEIDA, 2009), parecem corroborar os dados obtidos pela modelagem.

Modelos de fusão parcial para os diques máficos potássicos da Província Alcalina Serra do Mar, realizados por Brotzu et al. (2005), sugerem que o enriquecimento em terras raras leves dessas rochas está associado a fusão de uma fonte enriquecida, rasa e sem granada residual. Em diagramas envolvendo elementos traços analisados por esses autores, as rochas máficas potássicas da Província Alcalina Serra do Mar seguem o *trend* de fusão parcial de uma fonte com espinélio, em graus de fusão parcial variando entre 1 e 8%. Ainda segundo estudos de Brotzu et al. (2005), processos metassomáticos teriam ocorrido na fonte matéria desse magmatismo, antes do processo de fusão. Esse metassomatismo seria responsável pela formação de fontes com pequenas concentrações de fases potássicas, como flogopita e fases acessórias, como óxidos de titânio e apatita.

De forma a estudar o envolvimento de fases metassomáticas no processo de fusão parcial, modelos de fusão parcial em equilíbrio modal foram elaborados utilizando as razões Ti/Zr e Ti/Sr da amostra representativa do líquido lamprofírico parental. Os testes foram feitos assumindo que a fusão em equilíbrio de uma fonte de espinélio lherzolito ocorreu a profundidades dentro do campo do espinélio. A composição modal considerada para o sólido residual é a mesma utilizada na modelagem anterior feita neste trabalho e os valores de Kd (coeficiente de partição cristal-líquido) para os elementos modelados, Ti, Zr e Sr, são listados na tabela 22.

Tabela 22 - Valores de Kd (coeficiente de partição cristal-líquido) para os elementos Ti, Zr e Sr utilizados nos processos de modelagem de fusão parcial dos lamprófiros.

Kd	Ti	Zr	Sr
Kd Olivina	0,004 – Lamproíto Foley e Jenner (2004)	0,0003 – Lamproíto Foley e Jenner (2004)	0,0001 – Lamproíto Foley e Jenner (2004)
Kd Ortopiroxênio	0,1 – Basanito Adam e Green (2006)	0,0099 – Basanito Adam e Green (2006)	0,0019 – Basanito Adam e Green (2006)
Kd Clinopiroxênio	0,188 – Lamproíto Foley e Jenner (2004)	0,121 – Lamprófiro Foley et al. (1996)	0,0963 – Lamprófiro Foley et al. (1996)
Kd Espinélio	0,048 – Basalto McKenzie e O'Nions (1991)	0,14 – Alkali-olivina basalto Horn et al. (1994)	0,0047 – Basalto Elkins et al. (2008)

O modelo elaborado envolvendo a razão Ti/Zr mostra que seria necessário um valor de D_{Ti} (coeficiente de partição total do Ti) próximo a 0,025 para que a razão Ti/Zr (66,9) da amostra do líquido parental fosse gerada no intervalo entre 4,5 e 7,0% de fusão parcial (WROBEL, 2000), uma vez que não há fase residual (como zircão) capaz de reter o Zr na fonte durante o processo de fusão parcial. No entanto, não há nenhuma fase residual na moda do espinélio lherzolito usado na modelagem, bem como dos nódulos mantélicos descritos na área (ALMEIDA, 2009) com coeficientes de partição baixos o suficiente para gerar este valor de D_{Ti} . A fonte de espinélio lherzolito precisaria ter um valor de TiO_2 de cerca de 0,60% peso de modo a gerar a razão Ti/Zr da amostra parental. Este valor equivale a, aproximadamente, o dobro de valores máximos (em torno de 0,30% peso) para espinélio lherzolitos encontrados na literatura (CARLSON et al., 2007; FODOR et al., 2002; MCDONOUGH, 1991). Similarmente, estimativas de valores de TiO_2 com base na moda e química mineral de nódulos de espinélio lherzolitos (sem flogopita ou outra fase rica em TiO_2) em lamprófiros de Ubatuba (ALMEIDA, 2009) indicam que seria necessário um teor de cerca de 0,5% peso deste óxido na olivina, um mineral praticamente destituído de TiO_2 . Isto sugere que a quantidade mais elevada de Ti na fonte pode ser atribuída a fases encontradas em venulações resultantes dos processos metassomáticos que afetaram o manto litosférico subcontinental da região.

Assim, considerando uma fonte de espinélio lherzolito com conteúdo em TiO_2 cerca de 0,60% peso, seria necessário um valor de Sr, aproximadamente, 116 ppm para a geração da razão Ti/Sr (17) da amostra de lamprófiro representativa do líquido parental, dentro dos mesmos parâmetros que o modelo anterior. Esse teor de Sr é encontrado em nódulos de espinélio lherzolito na Província Alcalina de Goiás, por exemplo (CARLSON et al., 2007).

Isto significa que o teor de Sr na amostra parental e a sua pequena anomalia negativa notada em diagramas multielementares podem ser explicados pelas fases residuais (olivina + ortopiroxênio + clinopiroxênio + espinélio) encontradas nos nódulos de espinélio lherzolitos descritos na área de Ubatuba (ALMEIDA, 2009). Ou seja, não há necessidade do envolvimento de fases metassomáticas detentoras de Sr no processo de fusão parcial, em oposição ao descrito para o TiO_2 .

4.2.1 Quantas fontes mantélicas geradoras de lamprófiros alcalinos?

Os lamprófiros estudados mostram uma grande variação na razão de elementos traços, tanto para magmas com o mesmo grau de evolução, quanto entre magmas menos e mais evoluídos (Figura 94). Por exemplo: lamprófiros com $\text{La/Nb} < 1$ e $\text{MgO} \sim 12,5\%$ têm cerca de $5500 < \text{Ti/Yb} < 12500$, um intervalo comparável àquele observado entre lamprófiros com aproximadamente $4 < \text{MgO} < 15\%$ peso.

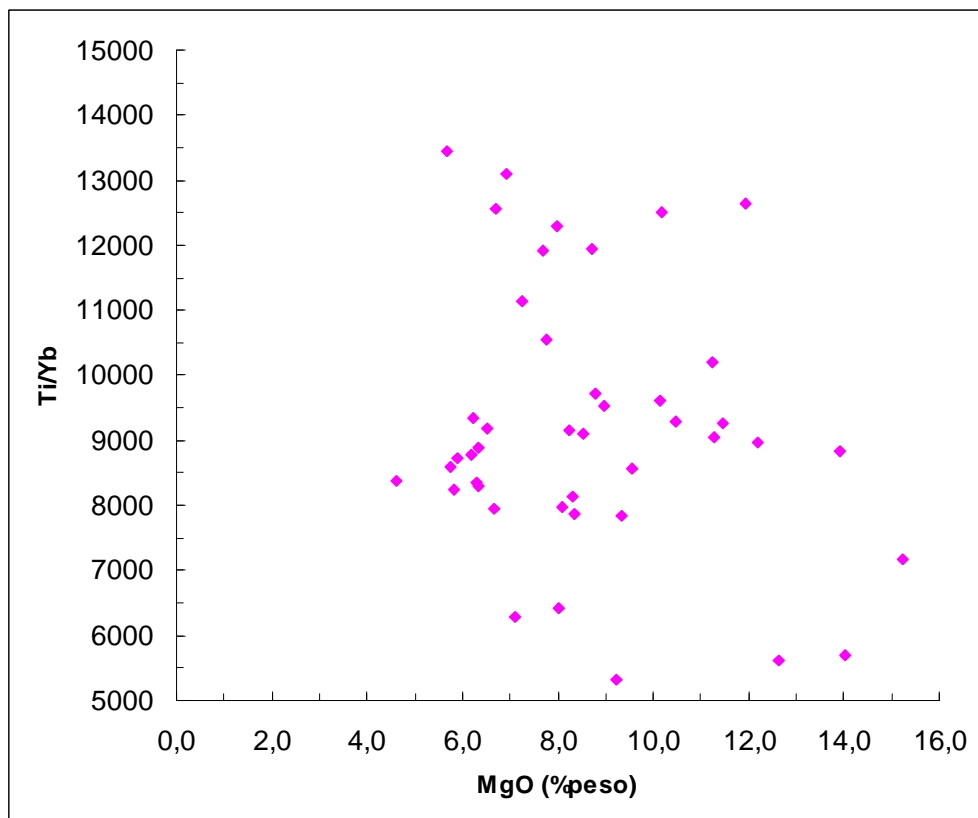


Figura 94 - Diagrama MgO (% peso) x Ti/Yb para lamprófiros com $\text{La/Nb} < 1$ da área de estudo.

Amplas variações de razões de elementos traços são difíceis de explicar por diferentes quantidades de fusão parcial a partir de uma mesma fonte, especialmente no intervalo entre 4,5% e 7%, como no caso de magmas lamprófíricos (WROBEL, 2000).

A modelagem geoquímica apresentada anteriormente indicou que os lamprófíros estudados derivam da fusão parcial de espinélio lherzolito na zona de estabilidade do espinélio. Modelos de fusão parcial utilizando a equação de equilíbrio modal mostram que a máxima variação percentual possível de razão Ti/Yb, envolvendo fonte espinélio lherzólítica fértil ($8,1 < \text{La/Yb} < 27,5$; FODOR et al., 2002), é de cerca de 20%. Este valor independe da razão Ti/Yb da fonte geradora (Figura 95), mas é fortemente controlado pela diferença entre valores de D (coeficiente de partição total) para Ti (entre 2 a 5) e Yb ($\sim 0,5$). Vale ressaltar que, mesmo no caso em que houvesse fases residuais num espinélio lherzolito capazes de gerar $2 < D_{\text{Ti}} < 5$, o valor mínimo de Ti/Yb dos lamprófíros estudados (cerca de 5500) não consegue ser gerado a partir da fusão parcial de um espinélio lherzolito com razão Ti/Yb cerca de 40 vezes maior que valores condríticos (32973; FODOR et al., 2002) (Figura 96). A rigor, mesmo que se considere processos metassomáticos capazes de gerar venulações com fases ricas em Ti, a ampla variação da razão Ti/Yb dos lamprófíros não poderia ser explicada por derivação de uma mesma fonte. Logo, é improvável que os magmas lamprófíricos da área de estudo possam ser gerados no intervalo entre 4,5% e 7,0% de fusão parcial de uma mesma fonte espinélio lherzólítica. Aparentemente, a ampla variação de elementos traços nos lamprófíros da área de estudo envolvem fontes espinélio lherzólíticas composicionalmente distintas. Esta afirmação é corroborada pela variação isotópica Sr-Nd dos lamprófíros estudados (subcapítulo 2.5).

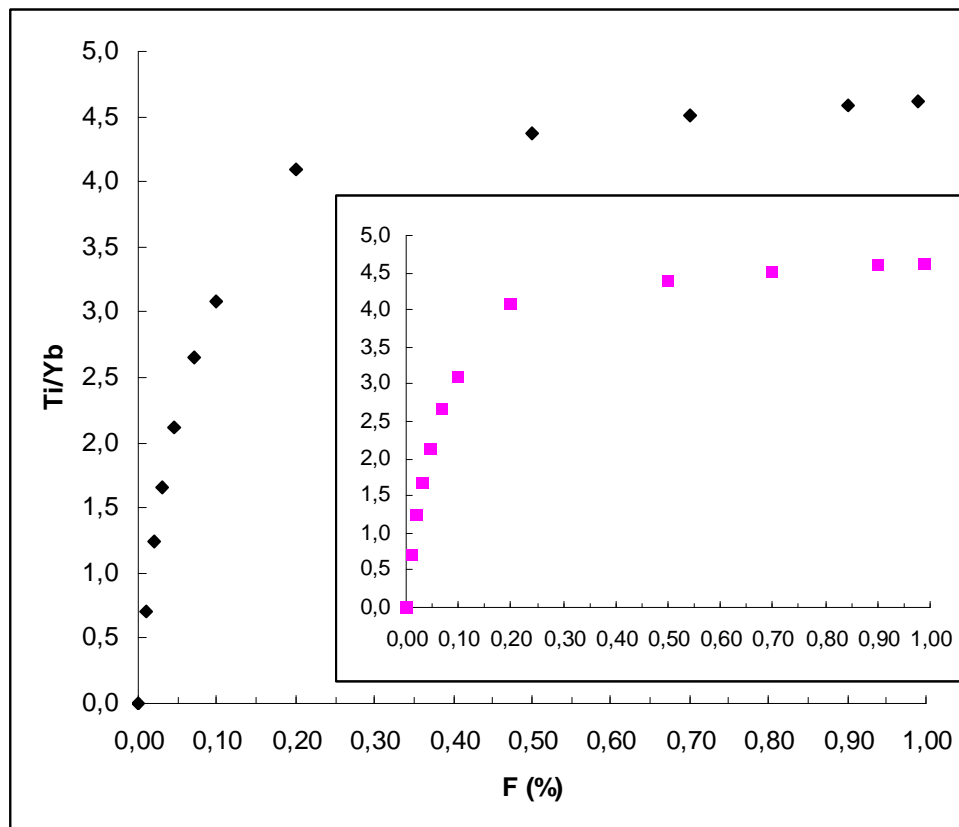


Figura 95 - Resultados de modelagem de fusão parcial em equilíbrio modal para espinélio lherzolitos com razão $Ti/Yb=1543$ (quadrado rosa) e $Ti/Yb=32793$ (losango preto) (FODOR et al., 2002). Valores de D_{Ti} e D_{Yb} iguais a 0,5. F é a quantidade (%) de fusão parcial.

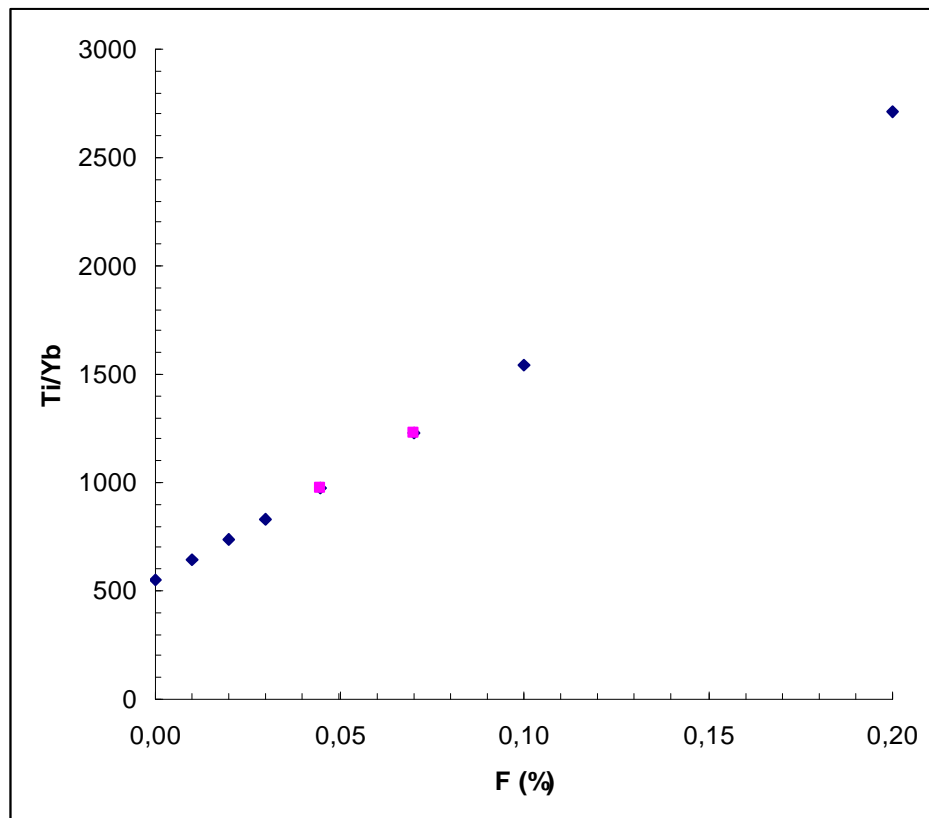


Figura 96 - Resultados de modelagem de fusão parcial em equilíbrio modal para espinelio lherzolito com razão $Ti/Yb=32793$ (losango azul) (FODOR et al., 2002). Valores de $D_{Ti}=3,5$ e $D_{Yb}=0,5$. Os quadrados rosas correspondem aos valores das razões Ti/Yb dos magmas primários gerados entre 4,5% e 7% de fusão parcial.

A hipótese de derivação dos lamprófiros a partir de fontes espinelio lherzolíticas composicionalmente distintas pode ser testada utilizando-se a equação de fusão parcial em equilíbrio modal (equação 4). Fixando-se um valor de fusão mínimo (isto é, 4,5%) e utilizando-se os parâmetros mostrados na tabela 23, têm-se $D_{Ti} \sim D_{Yb} \sim 0,058$. Nestas condições, a razão Ti/Yb do líquido parental fica muito semelhante a da fonte geradora. Neste caso, o intervalo $5318 < Ti/Yb < 13432$ dos lamprófiros com $La/Nb < 1$ pode ser explicado por fusão de espinelio lherzolitos com $5217 < Ti/Yb < 13130$. Este intervalo de valores é observado em nódulos de espinelio lherzolitos descritos na literatura (FODOR et al., 2002; RIECK JR., 2008). Vale ressaltar que a fusão de uma fonte espinelio harzburgítica, representativa de um manto litosférico (p.ex.: 70% olivina, 24% ortopiroxênio, 4% clinopiroxênio e 2% espinelio; Rudnick et al. (2004)) gera $D_{Ti} \sim D_{Yb} \sim 0,03$. Neste caso, à semelhança do demonstrado para o caso dos lamprófiros oriundos de fontes férteis, as razões Ti/Yb dos líquidos lamprófiricos oriundos da fusão de fonte enriquecida também fica muito semelhante a da fonte geradora. O intervalo de razões Ti/Yb (4259 a 15733) dos lamprófiros com $La/Nb > 1$ são semelhantes aos de espinelio lherzolitos encontrados na literatura (FODOR et al., 2002; RIECK JR., 2008).

Em conclusão, os lamprófiros da área de estudo (tanto aqueles com $La/Nb > 1$ quanto $La/Nb < 1$) parecem ter sido gerados por fonte tipo espinélio lherzolito composicionalmente heterogêna.

Tabela 23 - Parâmetros utilizados na modelagem de fusão parcial (a 4,5%) em equilíbrio modal de espinélio lherzolito com distintas razões Ti/Yb.

Fonte residual	Moda (%vol.)	Kd_{Ti}	Kd_{Yb}
Olivina	58	0,0040	0,0091
Ortopiroxênio	27	0,1000	0,0770
Clinopiroxênio	12	0,2060	0,2650
Espinélio	3	0,0480	0,0100
Total	100	D_{Ti}	D_{Yb}
		0,056	0,058
		Ti/Yb mín.	Ti/Yb máx.
Fonte	5217	13113	
Lamprófiro	5318	13432	

Fontes: Valores modais da fonte residual são de MCKENZIE e O'NIONS, 1991. As referências dos valores de Kd para Yb e Ti são as mesmas das tabelas 21 e 22, respectivamente.

4.3 Processos de fusão parcial e fontes geradoras dos diabásios alcalinos

A composição química da amostra representativa do magma parental, isto é, da amostra que representa o magma menos evoluído, é a que mais se assemelha a composição da fonte geradora. Dessa forma, a discriminação da provável fonte mantélica dos diabásios alcalinos foi feita com base na análise dos elementos traços, incluindo os elementos terras-raras, da amostra parental SSE-1-2-DQ2B.

Fontes férteis, enriquecidas e empobrecidas podem ser discriminadas pelas razões La/Yb e La/Nb da amostra representativa do líquido parental (Tabela 20). A amostra SSE-1-2-DQ2B apresenta razão $La/Yb = 13,89$ e razão $La/Nb = 0,80$. Estas características litogeoquímicas são típicas de fonte fértil, que tem sido associada ao manto sublitosférico.

Ao comparar o valor da razão La/Yb (13,89) da amostra parental com a razão La/Yb (17,13) de OIB (*Ocean Island Basalt*) apresentada por Sun e McDonough (1989), observa-se que esses valores são próximos.

A análise do padrão dos elementos terras raras da amostra parental, normalizadas pelo condrito (Figura 97), sugere um enriquecimento em elementos incompatíveis, a existência de anomalias negativas de Th e P e uma anomalia positiva de Ta. A anomalia negativa de Th pode estar relacionada a contaminação do magma pela crosta inferior, enquanto que, a anomalia negativa de P pode ser associada a retenção de apatita na fonte. A contaminação da amostra durante o processo de moagem, no moinho de carbureto de tungstênio, pode explicar a anomalia positiva de Ta.

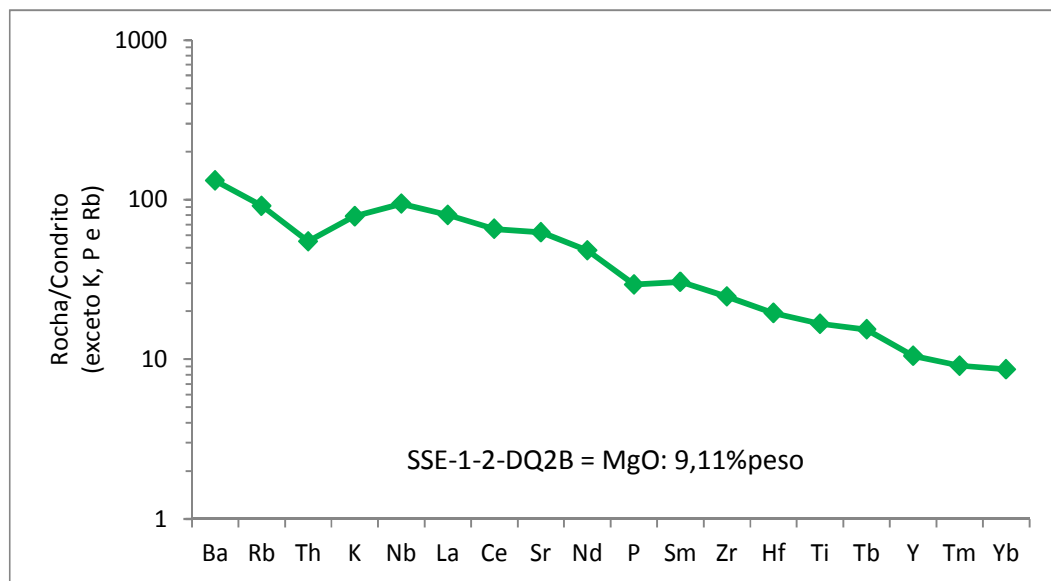


Figura 97 - Concentrações de elementos traços da amostra parental (SSE-1-2-DQ2B) dos diabásios alcalinos da área estudada plotadas num diagrama de variação multielementar normalizado ao condrito. Valores de condrito de Thompson (1982) exceto Ba que é de Hawkesworth et al. (1984) e Rb, K e P que são do manto primitivo de Sun (1980).

O padrão de elementos terras raras normalizado para o condrito (Figura 98) indica um enriquecimento em ETR da amostra parental dos diabásios alcalinos, cerca de 10 a 100 vezes, em relação ao condrito e uma suave inclinação negativa de ETRL para ETRP, com um enriquecimento nos ETRL ($La_N/Lu_N = 10$).

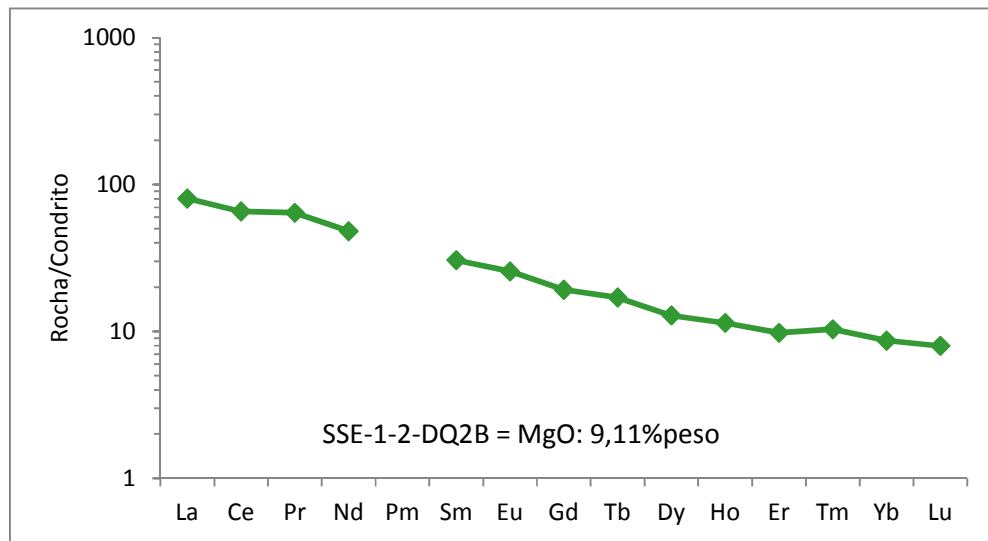


Figura 98 - Concentrações dos elementos terras-raras da amostra representativa do magma parental (SSE-1-2-DQ2B) dos diabásios alcalinos estudados plotadas no diagrama de elementos terras-raras normalizado por condrito. Valores de Nakamura (1974) exceto Pr, Tb, Ho e Tm que são de Haskin et al.(1968).

À semelhança do exposto para os processos de fusão parcial envolvendo líquidos lamprofíricos, foram elaborados modelos de fusão parcial visando a investigação da fonte geradora da amostra de diabásio alcalino representativa do magma parental. Conforme discutido no item 4.2 deste capítulo, dentre os tipos de fusão parcial existentes na literatura, a modelagem geoquímica dos processos de fusão parcial envolvendo líquidos basálticos alcalinos foi feita considerando que a fusão da fonte geradora ocorreu em equilíbrio modal.

Os modelos foram elaborados envolvendo fontes de granada lherzolito e espinélio lherzolito, em virtude da geração de líquidos alcalinos ocorrer em um intervalo de pressão maior que aquele relacionado a zona de estabilidade do plagioclásio peridotito (WALTER e PRESNALL, 1994) e dos diabásios alcalinos, possivelmente, terem intrudido crosta continental espessa, colocando o manto sublitosférico fora da zona de estabilidade dessa fase aluminosa.

Líquidos alcalinos são gerados a pequenas quantidades de fusão parcial e em profundidades mantélicas. Estudos experimentais descritos em Edgar (1987) mostram que basanitos podem ser gerados a 6% de fusão parcial de manto lherzólítico em profundidades por volta de 100Km. Trabalhos de Walter e Presnall (1994) sugerem que quantidades de fusão parcial baixas a moderadas (menores que 10%) de nódulos de espinélio lherzolitos produzem líquidos com composições de basaltos alcalinos a picritos alcalinos.

Mysen e Kushiro (1977), através de procedimentos experimentais com xenólitos de granada peridotitos, concluíram que líquidos com nefelina normativa podem ser gerados entre

1,5 e 11,5% de fusão parcial a partir de granada peridotitos secos e férteis fundidos dentro do campo de estabilidade do espinélio. Esses mesmos líquidos, quando originados de uma fonte de granada peridotito pouco empobrecido e seco, são formados em quantidades inferiores a 2% de fusão parcial dentro zona de estabilidade do espinélio e, também, podem ser gerados entre 0,7 e 25% de fusão parcial da referida fonte no campo de estabilidade da granada. Nódulos de granada peridotitos pouco empobrecidos e secos, com cerca de 1,9% H₂O, geram líquidos nefelina normativos a 6% de fusão parcial a 20 Kbar.

Dessa forma, foram elaborados três diferentes modelos de fusão parcial em equilíbrio modal para investigar a provável fonte do magma basáltico alcalino parental. Os modelos testam a geração da razão La/Yb da amostra representativa do magma menos evoluído (13,9; SSE-1-2-DQ2B) a partir de:

- 1) fonte de granada lherzolito e sólido residual com olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio e granada, ou seja, fusão parcial na zona de estabilidade da granada;
- 2) fonte de granada lherzolito e sólido residual com olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio e espinélio, isto é, fusão parcial na zona de estabilidade do espinélio;
- 3) fonte de espinélio lherzolito e sólido residual com olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio e espinélio, ou seja, fusão parcial na zona de estabilidade do espinélio.

As modelagens simulam o processo de fusão parcial em equilíbrio modal, com base nos argumentos apresentados em Wilson (1989) e Rollinson (1993). A equação 4 expressa este processo.

Para escolha dos valores de Kd, foram adotados os mesmos critérios descritos no Capítulo 3. Os valores de Kd dos elementos La e Yb, utilizados na modelagem, entre as diferentes fases minerais (olivina+ortopiroxênio+clinopiroxênio+granada ou espinélio) em equilíbrio com líquido basáltico alcalino são apresentados na tabela a seguir (Tabela 24).

Tabela 24 - Valores de Kd (coeficiente de partição cristal-líquido) para os elementos La e Yb utilizados nos processos de modelagem de fusão parcial dos diabásios alcalinos.

Kd	La	Yb	Líquido	Autores
Kd Olivina	0,0028	0,0691	Basalto alcalino	Fujimaki et al. (1984)
Kd Ortopiroxênio	0,0006	0,077	Basalto alcalino	Fujimaki et al. (1984)
Kd Clinopiroxênio	0,031	0,3209	Basanita	Adam e Green (2006)
Kd Granada	0,121	5,73	Basalto alcalino	Shimizu (1980)
Kd Espinélio	0,01	0,01	Basalto	McKenzie e O'Nions (1991)

O primeiro modelo de fusão parcial assume uma fonte de granada lherzolito em processo de fusão parcial em profundidade dentro da zona de estabilidade da granada. A fase aluminosa presente no sólido residual é granada e a composição modal do mesmo é dada por 60% de olivina, 21% de ortopiroxênio, 8% de clinopiroxênio e 11% de granada (MCKENZIE e O'NIONS, 1991). O modelo mostra que a razão La/Yb (13,9) da amostra representativa do líquido basáltico alcalino parental pode ser gerada a 6% de fusão parcial de uma fonte de granada lherzolito com razão La/Yb de 1,4 (que corresponde ao xenólito SL269 de Becker (1996)). No entanto, como no caso dos lamprófiros, esse valor da razão La/Yb da fonte (1,4) é baixo para representar o manto fértil. Valores maiores de razão La/Yb apresentadas por Becker (1996) para uma fonte de granada lherzolito, como 5,3, permitem a geração do líquido parental a 32% de fusão parcial, ou seja, muito superior ao intervalo de formação de líquidos alcalinos. Esses dados permitem concluir que é improvável que um granada lherzolito, em processo de fusão parcial no campo de estabilidade da granada, seja a fonte geradora da amostra do líquido basáltico alcalino menos evoluído.

Dessa forma, foi elaborado um modelo de fusão parcial considerando uma fonte de granada lherzolito dentro do campo de estabilidade do espinélio, gerando um sólido residual com este mineral como a fase aluminosa. A composição modal utilizada para o sólido residual (58% de olivina, 27% de ortopiroxênio, 12% de clinopiroxênio e 3% de espinélio) foi retirada de McKenzie e O'Nions (1991) e as concentrações de La e Yb para a fonte são as mesmas usadas no modelo anterior. Os valores de Kd utilizados no modelo, para olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio e espinélio, estão listados na tabela 24. Os dados obtidos pela modelagem mostram que a razão La/Yb da amostra representativa do líquido basáltico

alcalino parental pode ser gerada a 5% de fusão parcial de uma fonte de granada lherzolito com razão La/Yb de 5,3 (Figura 99). Esse valor corresponde ao xenólito DW40 de Becker (1996).

Um terceiro modelo de fusão parcial em equilíbrio modal foi feito utilizando uma fonte com a composição de um espinélio lherzolito e assumindo que a fusão ocorreu dentro do campo de estabilidade do espinélio. A composição modal do sólido residual é a mesma utilizada no modelo anterior, baseada em McKenzie e O'Nions (1991), e apresenta valores similares à média das composições modais dos xenólitos de espinélio lherzolitos em diques de lamprófiros da região de Ubatuba (ALMEIDA, 2009). A assembleia mineral do sólido residual e seus respectivos valores de Kd são os mesmos apresentados na modelagem anterior. Os resultados do modelo indicam que é possível gerar a razão La/Yb da amostra representativa do líquido basáltico alcalino parental a 7% de fusão parcial de uma fonte de espinélio lherzolito com razão La/Yb cerca de 6,7 (Figura 100). Esse valor corresponde à média das razões La/Yb de nódulos de espinélio lherzolitos descritos na literatura, como, por exemplo, aqueles encontrados em basaltos alcalinos na região nordeste do Brasil (FODOR et al., 2002).

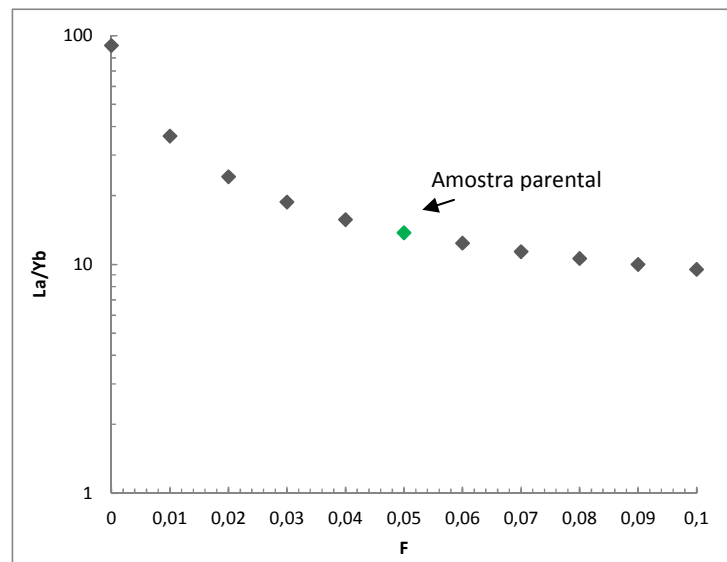


Figura 99 - Diagrama com os resultados do modelo de fusão parcial em equilíbrio modal para fonte de granada lherzolito com fusão no campo de estabilidade de espinélio. O valor de F gerador de líquidos basálticos alcalinos para a referida fonte é 0,05 (ou 5%). F = grau de fusão parcial.

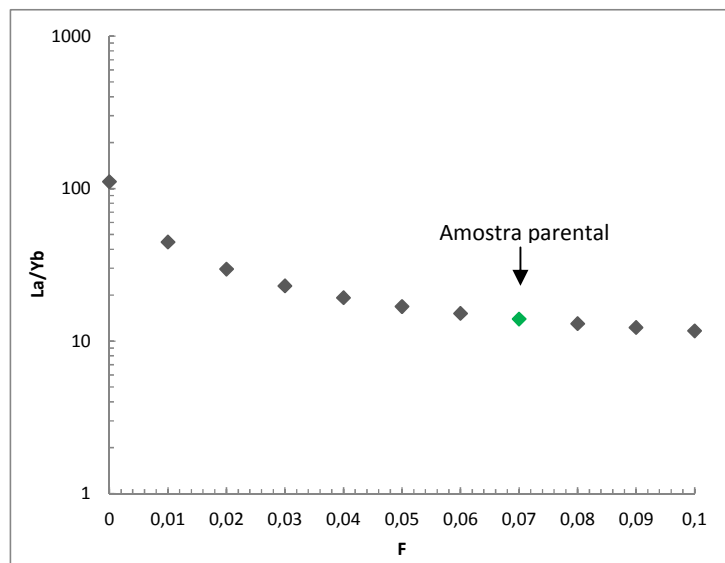


Figura 100 - Diagrama do modelo de fusão parcial em equilíbrio modal para fonte de espinélio lherzolito com fusão no campo de estabilidade de espinélio. O valor de F gerador de líquidos basálticos alcalinos para a referida fonte é 0,07 (ou 7%). F = grau de fusão parcial.

Considerando a validade dos modelos dos processos de fusão parcial elaborados, estes permitem concluir que a petrogênese do magmatismo basáltico alcalino na área estudada parece estar relacionada a quantidades muito baixas, 5% a 7% de fusão parcial, de granada lherzolito ou espinélio lherzolito, respectivamente, na zona de estabilidade do espinélio.

4.3.1 Quantas fontes mantélicas geradoras de diabásios alcalinos?

Os diabásios alcalinos da área de estudo apresentam tanto razões $La/Nb < 1$ quanto $La/Nb > 1$, indicando derivação de fontes férteis e enriquecidas, respectivamente. Além disso, amostras representativas de líquidos com mesmo grau de evolução (Tabela 25) têm valores de razões La/Yb bastante variáveis e que não podem ser explicadas por cristalização fracionada ou AFC (Capítulo 3).

Um modelo de fusão parcial em equilíbrio modal foi elaborado de modo a testar a possibilidade das amostras com razões $La/Nb < 1$ terem sido geradas por diferentes quantidades de fusão parcial a partir de uma mesma fonte, com base nos seus diferentes valores de La/Yb . As amostras utilizadas na modelagem são aquelas listadas na tabela 25.

Tabela 25 - Amostras representantes de diabásios alcalinos com o mesmo grau de evolução, razões La/Nb<1 e razões La/Yb distintas utilizadas na modelagem acerca de fontes mantélicas.

Amostra	MgO	La/Yb	La/Nb
SSE-JM-18D	8,58	15,7	0,8
MAR-JM-08B	8,49	21,4	0,9

Essa diferença de razões La/Yb e os resultados das modelagens do processo de cristalização fracionada apresentados no capítulo anterior (Capítulo 3) sugerem que estas amostras não pertencem a mesma suíte. Dessa forma, o principal objetivo do modelo proposto é verificar se estas amostras podem estar relacionadas por diferentes quantidades de fusão parcial a partir de uma mesma fonte ou se elas foram geradas a partir de fontes distintas, com base nos seus diferentes valores de La/Yb.

Os resultados do modelo mostram que a variação percentual (27%) dos valores de La/Yb das duas amostras pode ser reproduzido dentro do intervalo de fusão parcial de granada lherzolitos em processo de fusão na zona de estabilidade do espinélio (Figura 101). O modelo foi elaborado usando-se os mesmos parâmetros do segundo modelo descrito no subcapítulo anterior, quais sejam: sólido residual de McKenzie e O'Nions (1991), valores de Kd na tabela 24, excetuando-se apenas o valor de Kd para Yb e clinopiroxênio para 0,43 (ZACK e BRUMM, 1998), e razões La/Yb da fonte granada lherzolítica baseadas em Becker (1996). As razões La/Yb das amostras de Maresias e de São Sebastião com o mesmo grau de evolução (Tabela 25) poderiam ser geradas por 2,8% e 4,6% de fusão parcial (Figura 102), respectivamente, para o grupo de diabásios alcalinos com La/Nb<1.

Os dados obtidos pela modelagem geoquímica do processo de fusão parcial permitem concluir que os diabásios alcalinos com La/Nb<1 na área de estudo têm valores de razões La/Yb (Tabela 25) que podem ser gerados no intervalo de fusão parcial necessários para a formação de líquidos alcalinos (Figura 102) (MYSEN e KUSHIRO, 1977). Logo, esses diabásios alcalinos com La/Nb<1 podem ter sido gerados a partir de uma mesma fonte granada lherzolítica sob diferentes quantidades de fusão parcial na zona de estabilidade do espinélio.

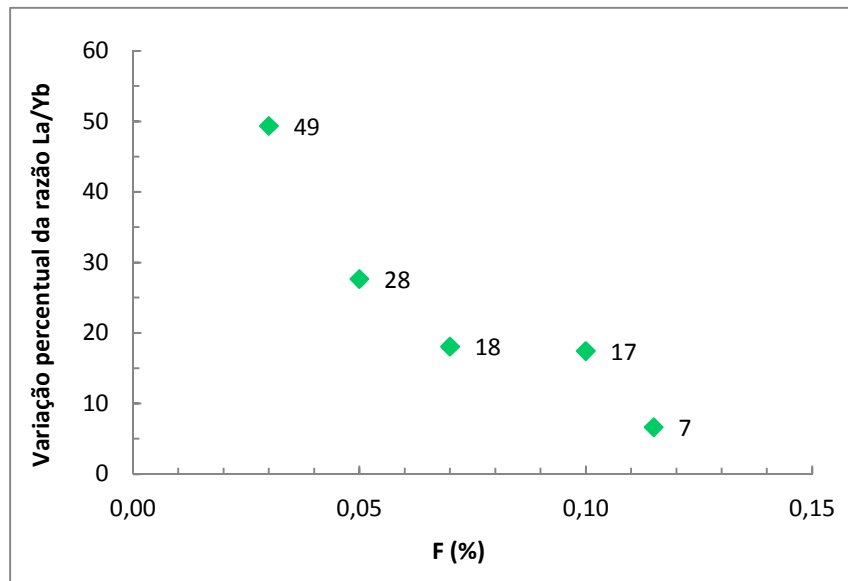


Figura 101 - Relação entre a variação percentual da razão La/Yb de magmas basálticos alcalinos e a quantidade de fusão parcial (F) com base num modelo de fusão parcial em equilíbrio modal de um granada lherzolito com $La/Yb = 5,3$ (BECKER, 1996) e sólido residual de McKenzie e O'Nions (1991). Valores de k_d vide tabela 24, exceto Kd_{Yb} para clinopiroxênio (0,43; ZACK e BRUMM, 1998).

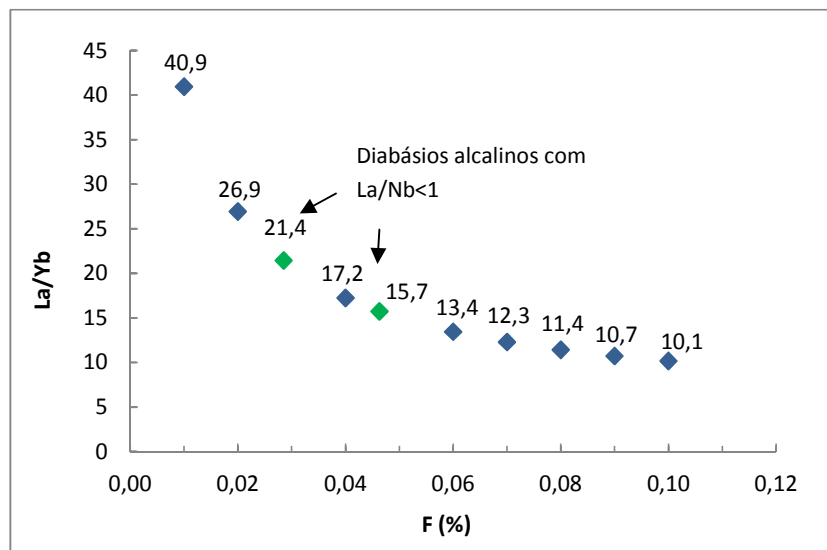


Figura 102 - Diagrama com valores de razão La/Yb (indicados) de líquidos basálticos alcalinos com $La/Nb < 1$ gerados a diferentes quantidades de fusão parcial (F) a partir de uma fonte granada lherzolítica com razão $La/Yb = 5,3$ (BECKER, 1996) fundindo na zona de estabilidade do espinélio.

De forma a verificar se as razões La/Yb das amostras representantes de diabásios alcalinos com o mesmo grau de evolução (Tabela 25) e razões $La/Nb < 1$ também podem estar relacionadas a diferentes quantidades de fusão parcial a partir de uma mesma fonte espinélio

lherzolítica, um outro teste foi elaborado considerando os parâmetros apresentados no terceiro modelo descrito no subcapítulo anterior (moda do sólido residual de McKenzie e O'Nions (1991); valores de K_d na tabela 24, exceto o valor de K_d para Yb e clinopiroxênio, 0,43, Zack e Brumm (1998); e razões La/Yb da fonte baseadas em Fodor et al. (2002)).

Os resultados da modelagem envolvendo uma fonte de espinélio lherzolito, em processo de fusão parcial no campo de estabilidade do espinélio, mostram que as razões La/Yb das amostras de diabásio alcalino com o mesmo grau de evolução (MAR-JM-08B e SSE-JM-18D) podem ser originadas a 4,0 e 6,7% de fusão parcial (Figura 103) a partir de uma fonte com razão La/Yb em torno de 6,7 (valor este que representa a média das razões La/Yb de nódulos de espinélio lherzolitos descritos no nordeste do Brasil por Fodor et al. (2002)). Ainda de acordo com o modelo, os diabásios alcalinos estudados com $La/Nb < 1$ apresentam razões La/Yb que podem ser reproduzidas no intervalo de fusão parcial necessários para a formação de líquidos alcalinos a partir de espinélio lherzolitos (WALTER e PRESNALL, 1994).

Desse modo, alternativamente, os diabásios alcalinos com $La/Nb < 1$ também podem ter sido originados a partir de uma mesma fonte espinélio lherzolítica sob diferentes quantidades de fusão parcial na zona de estabilidade do espinélio.

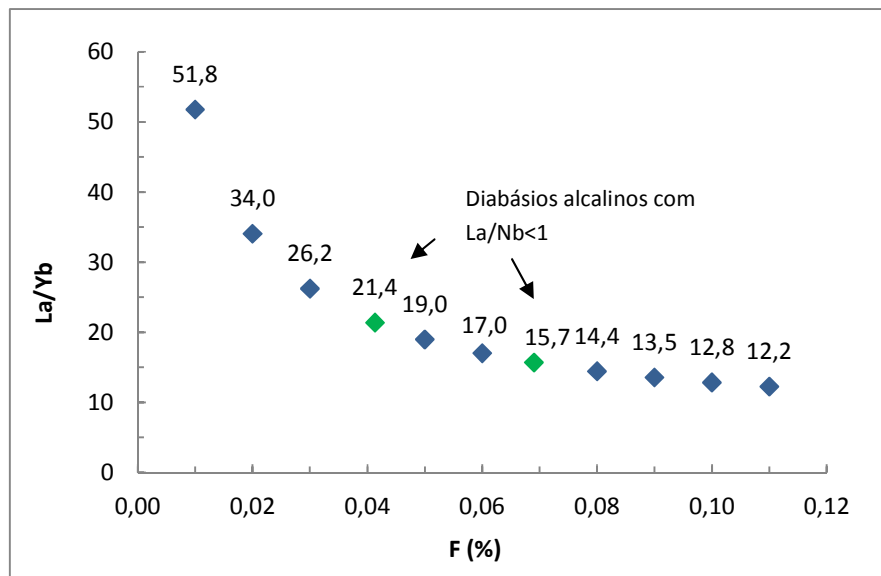


Figura 103 - Diagrama com valores de razão La/Yb (indicados) de líquidos basálticos alcalinos gerados com $La/Nb < 1$ a diferentes quantidades de fusão parcial (F) a partir de uma fonte espinélio lherzolítica com razão La/Yb = 6,7 (FODOR et al., 2002) em fusão na zona de estabilidade do espinélio.

Os mesmos modelos apresentados acima também foram utilizados para testar se os diabásios alcalinos com razões $La/Nb > 1$ estão relacionados por diferentes quantidades de fusão parcial de uma mesma fonte, à semelhança das amostras com $La/Nb < 1$. Duas amostras de diabásios alcalinos com o mesmo grau de evolução, razões $La/Nb > 1$ e distintas razões La/Yb foram selecionadas para a modelagem (Tabela 26).

Tabela 26 - Amostras representantes de diabásios alcalinos com o mesmo grau de evolução, razões $La/Nb > 1$ e razões La/Yb distintas utilizadas na modelagem de fusão parcial.

Amostra	MgO	La/Yb	La/Nb
SSE-1-6-DQ2C	7,05	27,00	1,03
MAR-2-1	7,06	28,32	1,10

A fonte escolhida para modelagem foi um granada harzburgito, representativo do manto litosférico subcontinental, considerado uma fonte do tipo enriquecida, sob fusão na zona de estabilidade do espinélio. Os parâmetros usados no modelo envolvem a fonte de granada harzburgítica com razão $La/Yb = 24,1$ (MCDONOUGH, 1991), sólido residual de Le Roux *et al.* (2007; 79% olivina, 18% ortopiroxênio, 2% clinopiroxênio e 1% espinélio) e os valores de K_d listados tabela 24, exceto K_d_{Yb} para clinopiroxênio (0,43; ZACK e BRUMM, 1998). Os dados obtidos revelam que as razões La/Yb das amostras MAR-2-1 e SSE-1-6-DQ2C podem ser geradas a 30% e 37% de fusão parcial, respectivamente. Esses valores são muito superiores ao intervalo de geração de líquidos alcalinos considerado por Mysen e Kushiro (1977). Assim, é improvável que os diabásios alcalinos com razões $La/Nb > 1$ estejam associados a fontes de granada harzburgitos em processos de fusão parcial no campo de estabilidade do espinélio.

Outro modelo foi elaborado e assume uma fonte espinélio harzburgítica sob processo de fusão na zona de estabilidade do espinélio. Para tal, foram considerados um sólido residual com moda do espinélio harzburgito de Rudnick *et al.* (2004) (70% olivina, 24% ortopiroxênio, 4% clinopiroxênio e 2% espinélio) e os valores de K_d apresentados na tabela 24, exceto o valor de K_d para Yb e clinopiroxênio (0,43; ZACK e BRUMM, 1998). O valor utilizado para razão La/Yb da fonte foi 10,0 (MCDONOUGH, 1990). Os resultados revelam que as amostras representantes de diabásios alcalinos com o mesmo grau de evolução (Tabela 26) e $La/Nb > 1$ possuem valores La/Yb reproduzidos a 3,8 e 4,2% de fusão parcial de um espinélio harzburgito.

Os resultados indicam também que os diabásios alcalinos com $La/Nb > 1$ na área de estudo têm valores de razões La/Yb (entre 19,1 e 38,9) que podem ser gerados no intervalo de fusão parcial necessários para a formação de líquidos alcalinos (Figura 104), segundo Walter e Presnall (1994). Dessa forma, esses diabásios alcalinos podem estar associados a diferentes quantidades de fusão parcial a partir de uma mesma fonte de espinélio harzburgito.

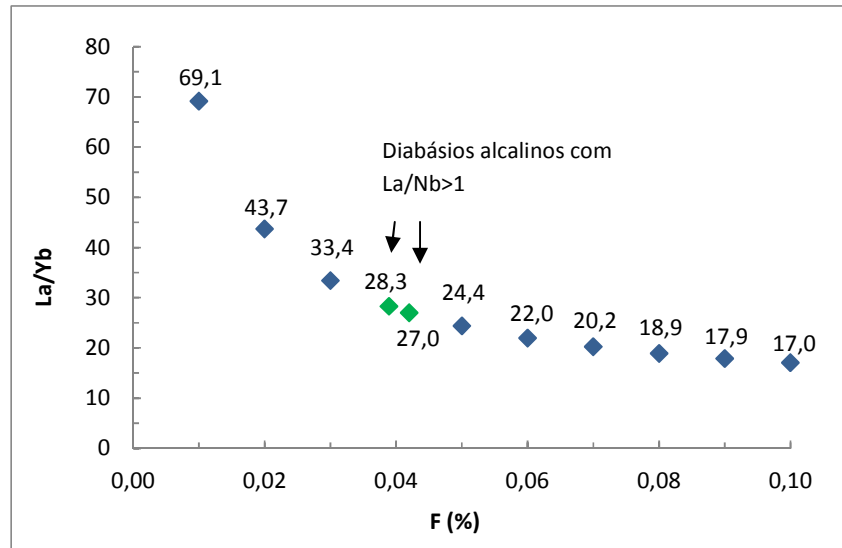


Figura 104 - Diagrama com valores de razão La/Yb (indicados) de líquidos basálticos alcalinos com $La/Nb > 1$ gerados a diferentes quantidades de fusão parcial (F) a partir de uma fonte espinélio harzburgítica com razão $La/Yb = 10,0$ (MCDONOUGH, 1990) fundindo na zona de estabilidade do espinélio.

Em conclusão, diabásios alcalinos com $La/Nb < 1$ podem estar associados a uma mesma fonte de granada lherzolito ou a uma mesma fonte de espinélio lherzolito sob diferentes quantidades de fusão parcial no campo de estabilidade do espinélio. Entretanto, a modelagem mostra que os diabásios alcalinos com $La/Nb > 1$ são relacionados a diferentes quantidades de fusão parcial de uma fonte espinélio harzburgítica na zona do espinélio.

4.4 Discriminação de componentes mantélicos

Evidências do envolvimento de componentes astenosféricos férteis e componentes enriquecidos foram apresentados anteriormente, com base nas razões La/Yb e La/Nb e nos dados isotópicos Sr-Nd dos lamprófiros e diabásios alcalinos estudados.

Modelos de mistura binária envolvendo as razões isotópicas iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(85)}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(85)}$ dos representantes menos evoluídos analisados foram utilizados para discriminar os componentes mantélicos possivelmente envolvidos na petrogênese das rochas máficas alcalinas estudadas.

Com base nos resultados expostos nos itens 2.5 e 3.5, os modelos binários foram elaborados para testar a possibilidade de mistura entre fontes enriquecidas (tipo EM II e MLSC; isto é, manto litosférico subcontinental) e a anomalia térmica de Trindade, apontada por alguns autores como componente importante na geração do magmatismo alcalino na área de estudo.

A equação utilizada nas modelagens binárias é relativamente simples (FAURE, 1986) e os modelos construídos para razões isotópicas são representados por funções hiperbólicas. Os membros finais usados nos modelos de mistura correspondem àqueles compilados na tabela 27.

Tabela 27 - Componentes mantélicos utilizados nos modelos de mistura binária de fontes.

Componentes	Rb	Sr	Sm	Nd	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Referências
EM II	3,87	420	3	15	0,722000	0,511000	Weaver (1991); Zindler e Hart (1986)
MLSC	325	1250	23	157	0,709000	0,511800	Lamproíto - Rock (1991)
Trindade	67	768	11	54	0,703766	0,512837	Am. 10745 - Siebel et al. (2000)
Tristão da Cunha	78	1210	-	79	0,705120	0,512550	Le Roex et al. (1990)

O resultado de um modelo de mistura entre componentes férteis de Trindade e o MLSC é apresentado no diagrama da figura 105. Os teores de Sr e Nd, bem como as razões isotópicas iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, do membro final MLSC, que representa o manto litosférico subcontinental, é a de um lamproíto (ROCK, 1991). A composição do membro final Trindade, representando um componente astenosférico fértil, é a de um olivina nefelinito da Ilha de Trindade (amostra 10745; MgO=12,30%; SIEBEL et al., 2000). Os dados isotópicos das amostras de lamprófiros e diabásios alcalinos da área de estudo não plotam satisfatoriamente na curva de mistura proposta.

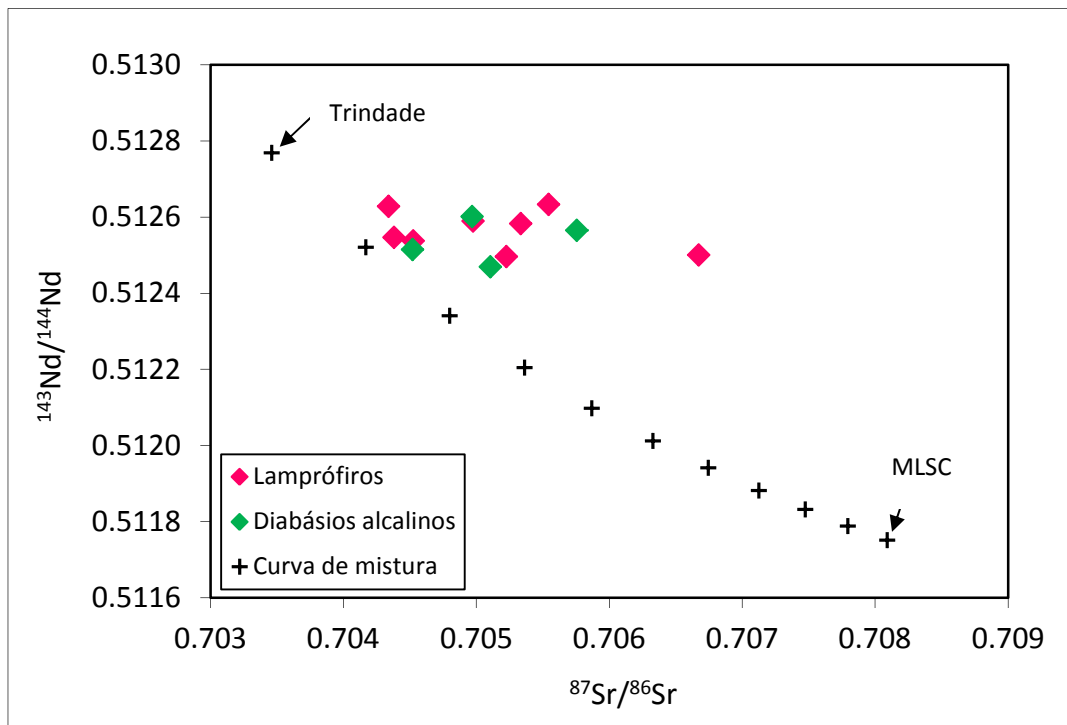


Figura 105 - Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ com resultados do modelo binário entre um componente fértil (olivina nefelinito da Ilha de Trindade; SIEBEL et al., 2000) e enriquecido (Lamprófito; ROCK, 1991). Os dados isotópicos foram corrigidos para 85 Ma. As amostras de lamprófitos e diabásios alcalinos estudados aparecem plotadas no diagrama. Os intervalos (f) da curva de mistura são de 10%.

Os resultados do diagrama da figura 105 mostram que as composições das rochas máficas alcalinas estudadas não podem ser representadas por uma mistura entre o componente fértil de Trindade e enriquecido do manto litosférico subcontinental. Isto só seria possível se os padrões das amostras analisadas plotassem numa posição intermediária aos padrões das amostras representativas dos componentes litosféricos e astenosféricos férteis utilizados.

Um segundo modelo elaborado (Figura 106) simula a mistura de componentes mantélicos férteis (com a mesma amostra da Ilha de Trindade do modelo anterior) e enriquecidos do tipo EM II (WEAVER, 1991; ZINDLER e HART, 1986). Esse modelo (Figura 106) revela que a curva de mistura gerada explica a composição isotópica Sr-Nd iniciais dos lamprófitos e diabásios alcalinos analisados como resultantes de processos de mistura binária envolvendo tais componentes mantélicos. Assim, a petrogênese das rochas estudadas poderia envolver uma grande contribuição (cerca de 70 a 90%) do componente fértil Trindade na geração dos lamprófitos e diabásios alcalinos associados e um menor envolvimento (10 a 30%) de componentes enriquecidos tipo EM II.

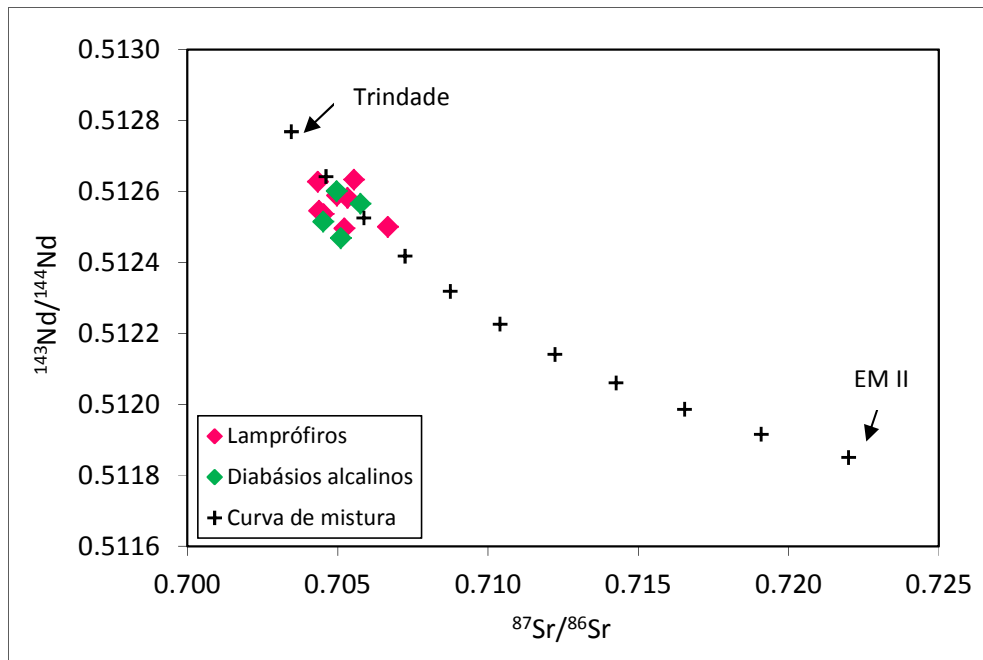


Figura 106 - Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ com resultados do modelo binário entre um componente fértil (olivina nefelinito da Ilha de Trindade; SIEBEL et al., 2000) e um componente enriquecido tipo EM II (WEAVER, 1991; ZINDLER e HART, 1986). Os dados isotópicos foram corrigidos para 85 Ma. As amostras de lamprófios e diabásios alcalinos estudados aparecem plotadas no diagrama. Os intervalos (f) da curva de mistura são de 10%.

As razões entre elementos incompatíveis também atestam uma assinatura entre os componentes EM II e Trindade para os lamprófios e diabásios alcalinos, com uma maior contribuição de Trindade, conforme a figura 107. A amostra de diabásio alcalino SSE-JM-18D apresenta um valor elevado de Ba, elemento que possui uma maior dispersão dos valores nas rochas estudadas, o que já foi observado por Enrich (2005) para os lamprófios da Ilha Monte de Trigo.

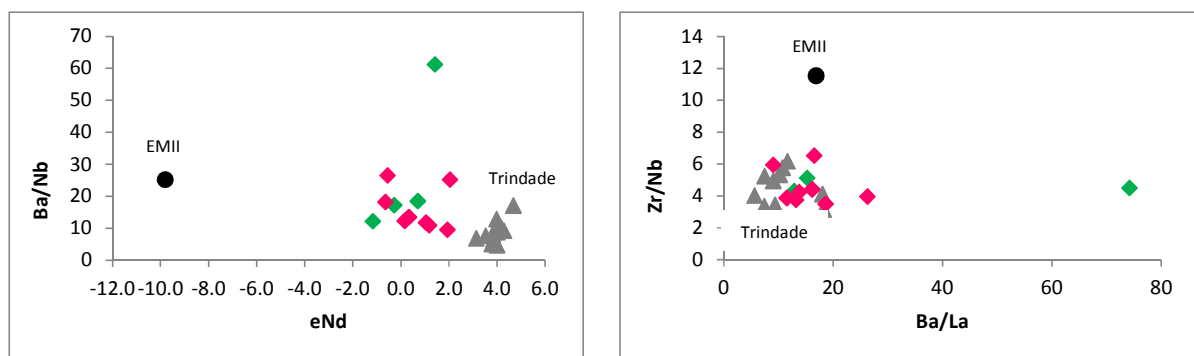


Figura 107 - Diagramas binários entre $\epsilon\text{Nd}_{(85)}$ versus Ba/Nb e Ba/La versus Zr/Nb para os lamprófios (losangos vermelhos) e diabásios alcalinos (losangos verdes) com análises isotópicas (Tabela 11), EM II (círculo preto) e Trindade (triângulos cinzas). Referências na tabela 27.

Estudos de Garda et al. (1995) também indicaram uma fonte mantélica profunda com maior proporção de *melts* derivados da astenosfera para as composições isotópicas dos lamprófiros de São Sebastião-Ubatuba.

Para valores de cerca de 6% de fusão parcial do manto lherzolítico, o magma alcalino primário é cerca 14 a 16 vezes mais rico em elementos incompatíveis que a fonte geradora, para $D = 0,01$ e $0,001$, respectivamente. Assim, modelos de mistura binária envolvendo razões de elementos traços incompatíveis entre EM II e uma amostra primitiva de Trindade, como o olivina nefelinito utilizado nas modelagens anteriores, não foram considerados em virtude desse tipo de amostra de Trindade representar pequenas quantidades de fusão parcial e, dessa forma, ser relativamente mais enriquecido em elementos incompatíveis que a fonte.

A composição da pluma de Tristão da Cunha, também representante do manto sublitosférico e atribuída por alguns autores (GIBSON et al., 1995b) como responsável pelo magmatismo do Cretáceo no sudeste do Brasil, foi utilizada em modelos de mistura binária (amostra TDC91; $MgO=4,77\%$; LE ROEX et al. et al., 1990 - Figura 108). Os resultados mostram que o manto de Tristão da Cunha não possui composição adequada para representar uma das fontes envolvidas na geração dos lamprófiros e diabásios alcalinos estudados.

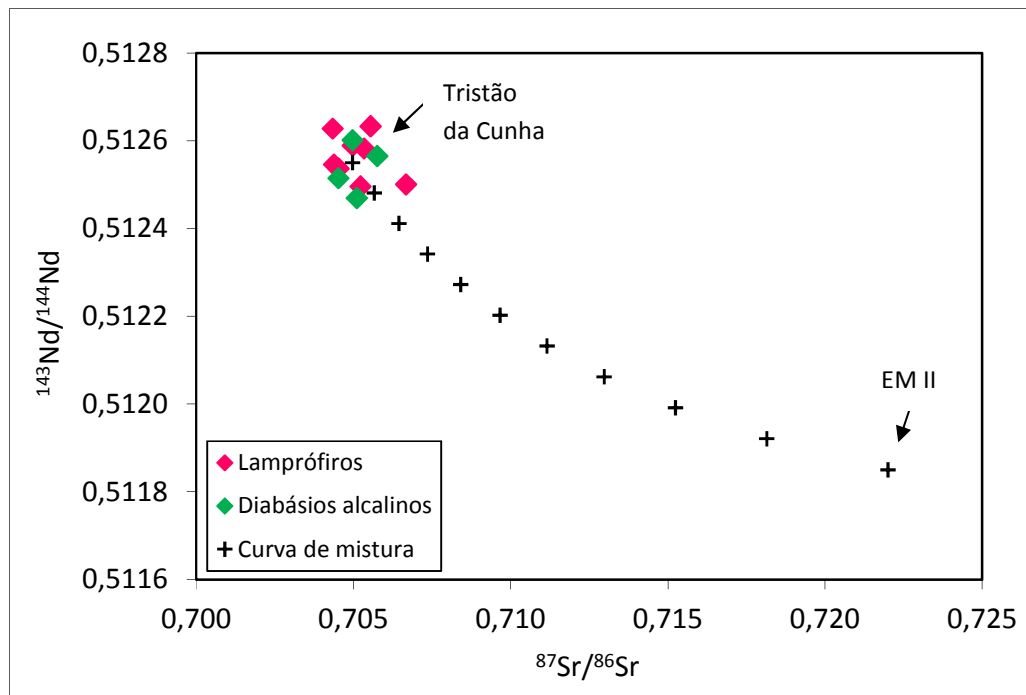


Figura 108 - Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ com resultados do modelo binário entre um componente fértil de Tristão da Cunha (TDC91; LE ROEX et al., 1990) e um componente enriquecido tipo EM II (WEAVER, 1991; ZINDLER e HART, 1986). Os dados isotópicos foram corrigidos para 85 Ma. As amostras de lamprófiros e diabásios alcalinos estudados aparecem plotadas no diagrama. Os intervalos (f) da curva de mistura são de 10%.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

5.1 Apresentação

Este capítulo final apresenta uma comparação regional, com base nos dados litogeoquímicos e isotópicos, com os vários diques de lamprófiros estudados ao longo da costa dos estados de São Paulo e Rio de Janeiro (GARDA, 1995; VALENTE, 1997), em áreas contíguas à estudada nesta dissertação.

Um tópico final expõe a discussão dos resultados que poderá servir de base a investigações futuras dentro da mesma temática na região da Província Alcalina Serra do Mar.

5.2 Comparações regionais

O magmatismo alcalino máfico do sudeste do Brasil, diferentemente dos basaltos de afinidade toleítica da Província Paraná-Etendeka, não se apresenta discriminado em suítes reconhecidas na literatura. À semelhança de estudos anteriores (GARDA, 1995; VALENTE, 1997), não foi possível discriminar as suítes para as séries de lamprófiros e diabásios alcalinos nesta dissertação (subcapítulo 3.4). Mesmo assim, as características geoquímicas dos lamprófiros alcalinos analisados neste mestrado serão comparadas a de lamprófiros do sudeste do Brasil.

O estudo comparativo regional entre os dados litogeoquímicos dos lamprófiros estudados nesta dissertação e os dados de trabalhos anteriores realizados na mesma área (GARDA, 1995; REGELOUS, 1993; THOMPSON et al., 1998) e áreas próximas (ENRICH, 2005) mostra que os diques mapeados abrangem um espectro de valores de elementos muito semelhante àqueles presentes nas análises litogeoquímicas disponíveis na literatura para os lamprófiros da região de São Sebastião.

Assim, por exemplo, para um mesmo intervalo de MgO (5 a 15% peso), os lamprófiros estudados nesta dissertação e os lamprófiros analisados pelos autores acima mencionados apresentam valores de K₂O muito próximos (Figura 109).

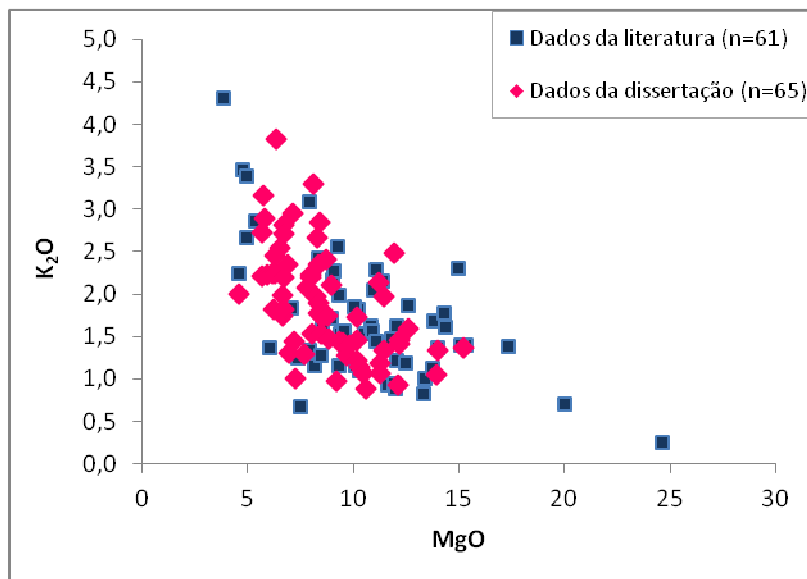


Figura 109 - Diagrama MgO *versus* K₂O com as amostras de lamprófiros alcalinos desta dissertação e as amostras disponíveis na literatura da área estudada (ENRICH, 2005; GARDA, 1995; REGELOUS, 1993; THOMPSON et al., 1998).

Os diagramas das figuras a seguir, que envolvem elementos traços incompatíveis como parâmetros comparativos, mostram que os diques de lamprófiros analisados nesta dissertação correlacionam-se bem com aqueles descritos na literatura geológica para a região de São Sebastião.

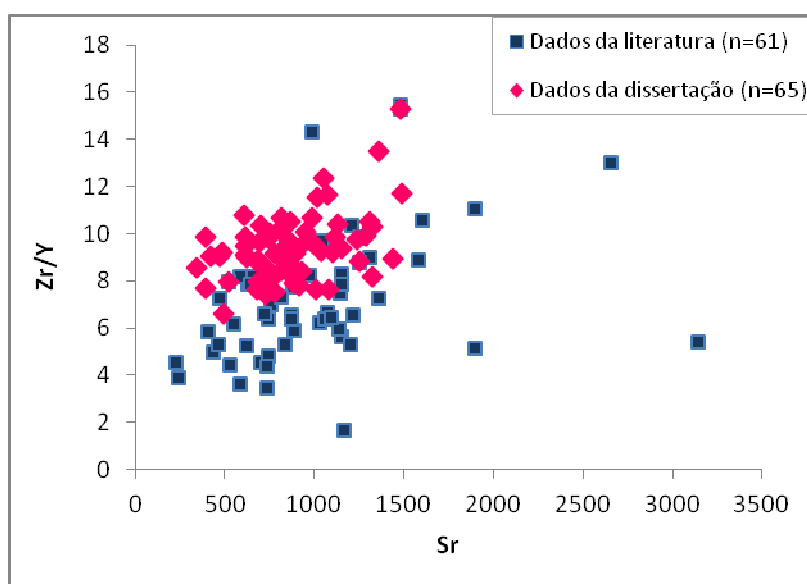


Figura 110 - Diagrama Sr *versus* Zr/Y com as amostras de lamprófiros alcalinos desta dissertação e as amostras disponíveis na literatura da área estudada (ENRICH, 2005; GARDA, 1995; REGELOUS, 1993; THOMPSON et al., 1998).

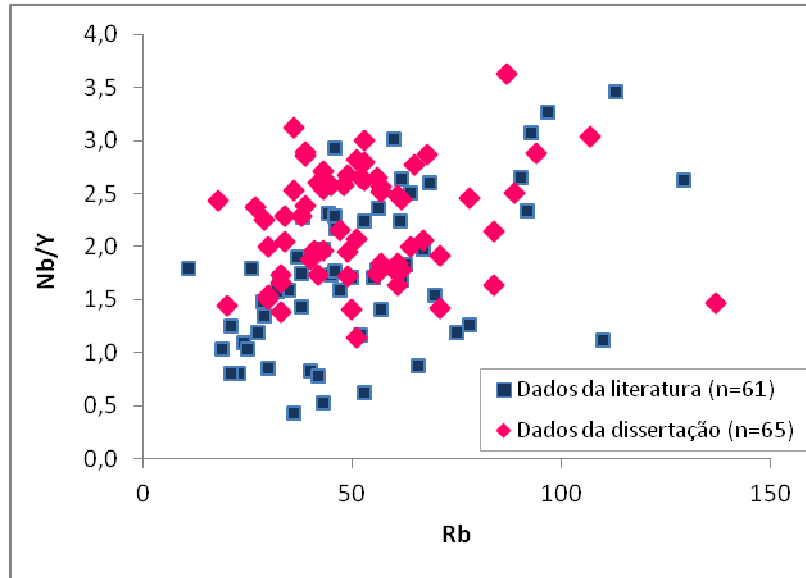


Figura 111 - Diagrama Rb *versus* Nb/Y com as amostras de lamprófiros alcalinos desta dissertação e as amostras disponíveis na literatura da área estudada (ENRICH, 2005; GARDA, 1995; REGELOUS, 1993; THOMPSON et al., 1998).

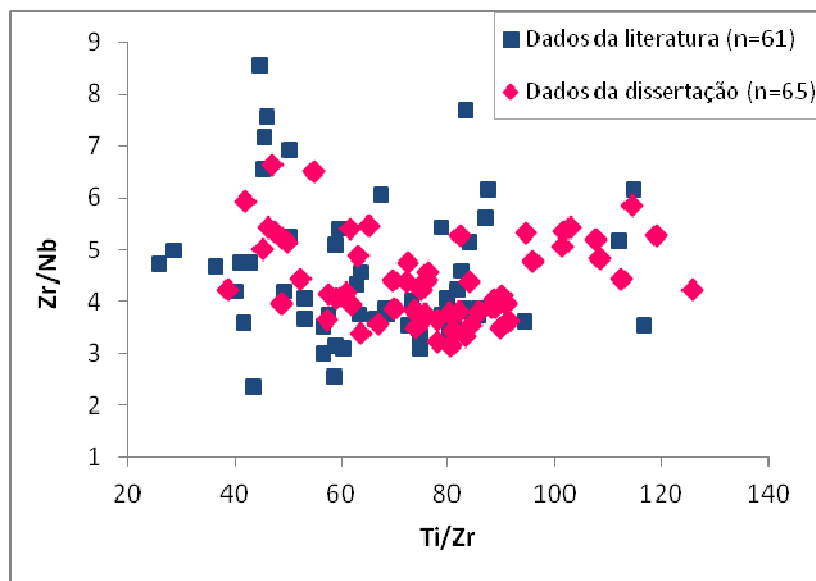


Figura 112 - Diagrama Ti/Zr *versus* Zr/Nb com as amostras de lamprófiros alcalinos desta dissertação e as amostras disponíveis na literatura da área estudada (ENRICH, 2005; GARDA, 1995; REGELOUS, 1993; THOMPSON et al., 1998).

Os dados litogeoquímicos dos lamprófiros alcalinos desta dissertação também foram utilizados em comparações com os lamprófiros alcalinos da região do Rio de Janeiro (VALENTE, 1997), pertencentes à Província do Lineamento Magmático de Cabo Frio (RICCOMINI et al., 2005). A comparação se justifica porque os lamprófiros desta província apresentam intervalo de idades semelhantes àqueles da área de estudo e estão inseridos no

mesmo contexto da evolução da margem passiva continental ao qual o Enxame de Diques da Serra do Mar está associado.

A Tabela 28 lista os índices discriminantes para os diques lampróficicos dos estados do Rio de Janeiro e São Paulo. As comparações mostram que para o mesmo intervalo de MgO (4-16% peso), os lamprófiros da região do Rio de Janeiro (RJ) apresentam teores mais elevados de K₂O que os lamprófiros desta dissertação, no litoral norte de São Paulo (SP) (Figura 113). De uma maneira geral, os diques de lamprófiros alcalinos do RJ exibem valores de Sr e Rb comparativamente maiores que os diques em SP (Figuras 114 e 115). Com base nas razões entre elementos traços incompatíveis, os lamprófiros do RJ também mostram razões mais elevadas de Nb/Y e Ti/Zr que os de SP (Figuras 115 e 116), enquanto que, os lamprófiros de SP exibem razões Zr/Y e Zr/Nb maiores que os do RJ (Figuras 114 e 116).

Tabela 28 - Índices discriminantes para os lamprófiros alcalinos desta dissertação no litoral norte de São Paulo (SP) e os lamprófiros alcalinos na região do Rio de Janeiro.

Lamprófiros	K ₂ O(%peso)	Sr(ppm)	Rb(ppm)	Zr/Y	Nb/Y	Ti/Zr	Zr/Nb
SP	0,9 - 3,8	339-1486	18 - 137	6,6 - 15,3	1,1 - 4,4	20 - 126	2,2 - 6,6
RJ	2,0 - 6,0	447-2124	50 - 300	1,9 - 8,7	1,0 - 5,5	< 350	< 5,0

Fonte: Dados de lamprófiros do Rio de Janeiro (RJ) compilados de VALENTE, 1997.

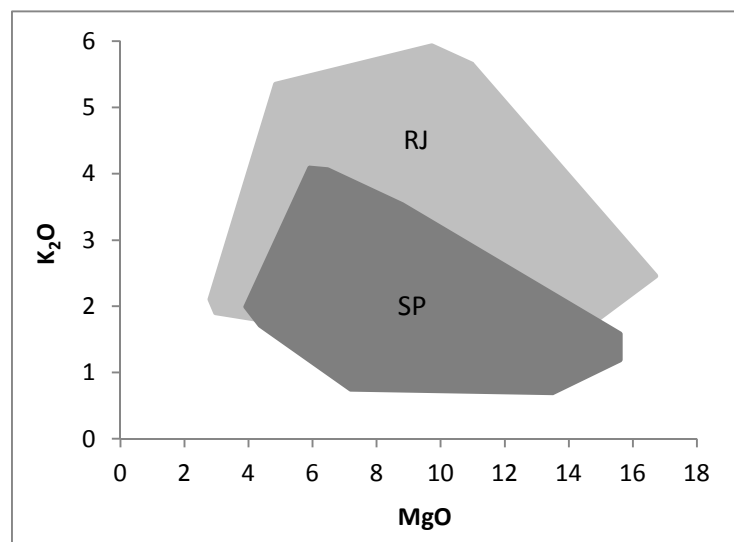


Figura 113 - Diagrama discriminante MgO *versus* K₂O dos lamprófiros alcalinos desta dissertação no litoral norte de São Paulo (SP) e os lamprófiros alcalinos na região do Rio de Janeiro (RJ; VALENTE, 1997).

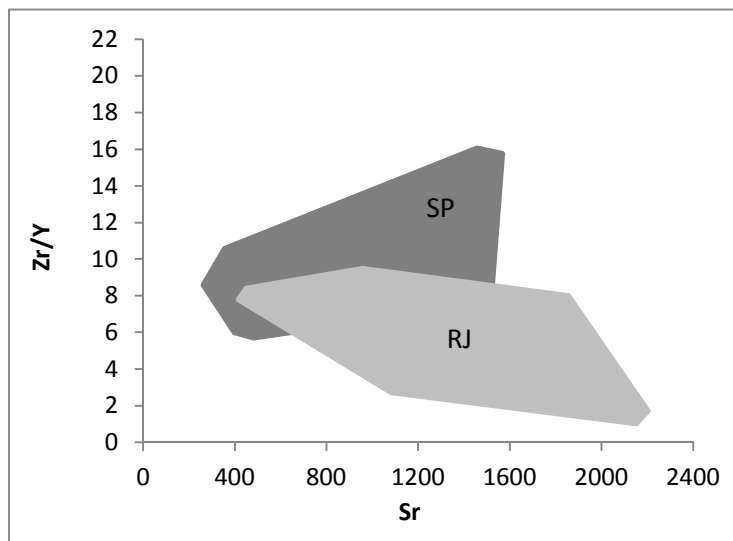


Figura 114 - Diagrama discriminante Sr *versus* Zr/Y dos lamprófios alcalinos desta dissertação no litoral norte de São Paulo (SP) e os lamprófios alcalinos na região do Rio de Janeiro (RJ; VALENTE, 1997).

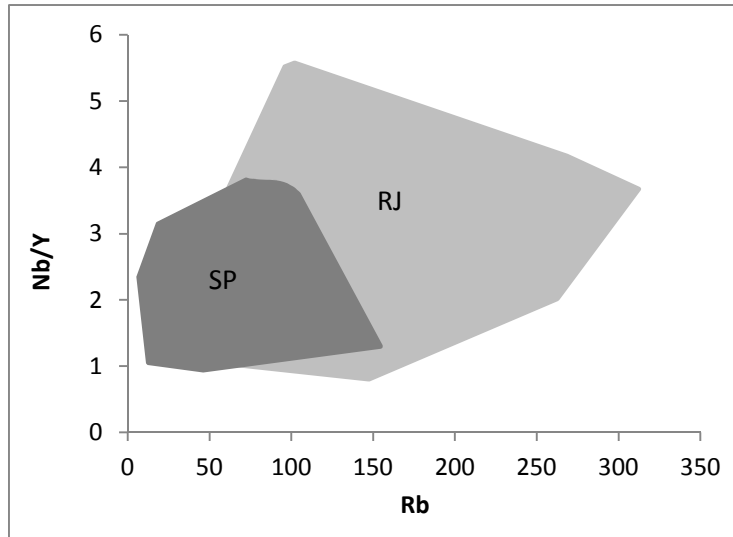


Figura 115 - Diagrama discriminante Rb *versus* Nb/Y dos lamprófios alcalinos desta dissertação no litoral norte de São Paulo (SP) e os lamprófios alcalinos na região do Rio de Janeiro (RJ; VALENTE, 1997).

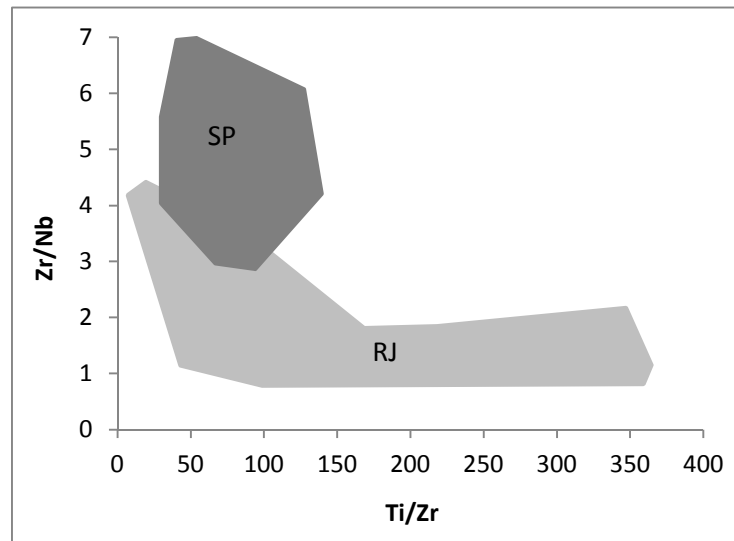


Figura 116 - Diagrama discriminante Ti/Zr *versus* Zr/Nb dos lamprófiros alcalinos desta dissertação no litoral norte de São Paulo (SP) e os lamprófiros alcalinos na região do Rio de Janeiro (RJ; VALENTE, 1997).

Os dados isotópicos dos lamprófiros estudados nesta dissertação foram tentativamente comparados aos dados das amostras de lamprófiros alcalinos do Rio de Janeiro (VALENTE, 1997). Para tal, foi utilizado o diagrama bivalente $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ *versus* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, com as razões iniciais calculadas para 85 Ma. Neste estudo comparativo, os dados isotópicos de lamprófiros da área de estudo disponíveis na literatura (GARDA, 1995; REGELOUS, 1993; THOMPSON et al., 1998) também foram inseridos no diagrama (Figura 117).

O diagrama mostra que os lamprófiros do litoral norte de São Paulo apresentam valores ϵNd e, portanto, razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ mais elevados, comparativamente aos valores dos lamprófiros do Rio de Janeiro. Os lamprófiros de SP possuem predominantemente valores de ϵNd positivos, ao contrário dos lamprófiros do RJ, cuja quase totalidade exhibe valores ϵNd negativos. No entanto, os lamprófiros do litoral de São Paulo e Rio de Janeiro apresentam o mesmo intervalo de razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

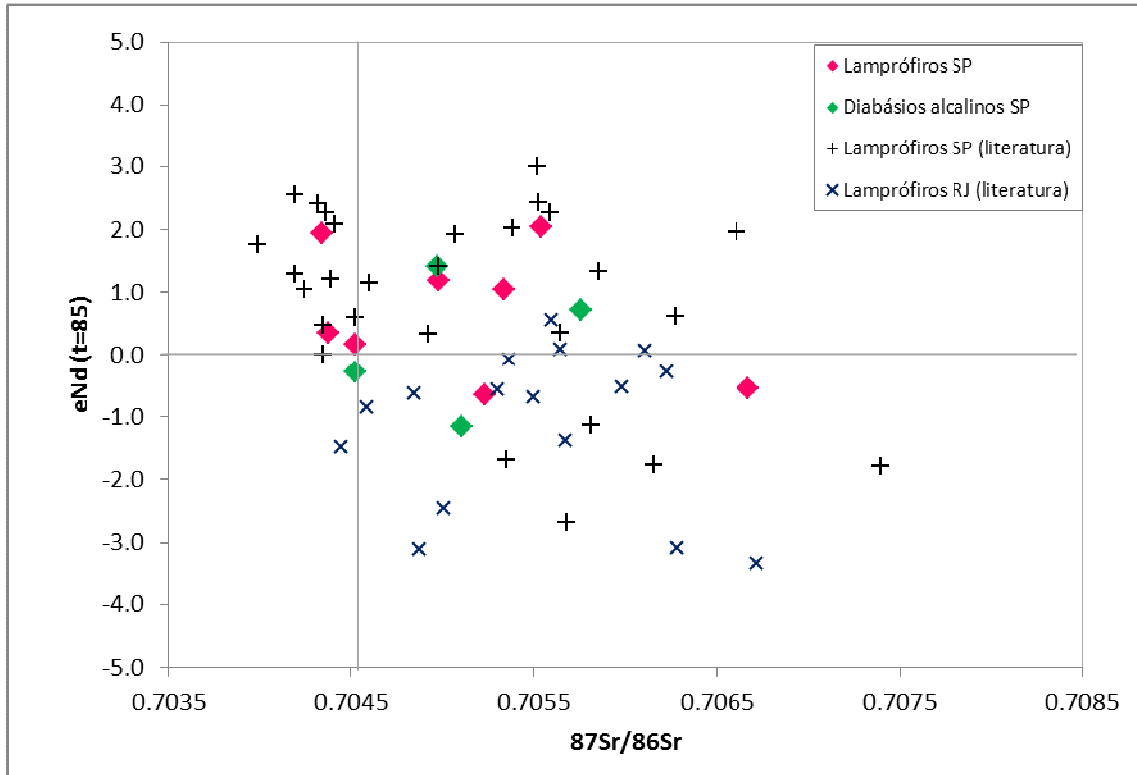


Figura 117 - Diagrama bivalente $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, calculado para 85 Ma, com os dados isotópicos dos lamprófiros (losangos vermelhos) e diabásios alcalinos (losangos verdes) estudados nesta dissertação, dados de lamprófiros disponíveis na literatura (cruzes pretas) para área estudada (GARDA, 1995; REGELOUS, 1993; THOMPSON et al., 1998) e dados isotópicos de lamprófiros no Rio de Janeiro (VALENTE, 1997). $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(\text{CHUR})} = 0,512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{(\text{CHUR})} = 0,1967$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(\text{UR})} = 0,7047$ e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_{(\text{UR})} = 0,083$.

5.3 Discussões e conclusões

A geração dos lamprófiros e diabásios estudados (rochas máficas alcalinas formadas por pequenas taxas de fusão parcial), pode ser investigada considerando algumas hipóteses.

Uma primeira hipótese seria a geração deste magmatismo alcalino da região sudeste do Brasil a partir de uma fonte litosférica, sem nenhuma contribuição de componentes astenosféricos, conforme proposto por alguns autores (p.ex.: RICCOMINI et al., 2005). No entanto, o manto litosférico subcontinental é uma fonte caracterizada por razões $\text{La}/\text{Yb} > 1$, $\text{La}/\text{Nb} > 1$ e valores de ϵNd negativos, enquanto que o manto sublitosférico apresenta razões $\text{La}/\text{Yb} > 1$, $\text{La}/\text{Nb} < 1$ e valores de ϵNd positivos. Considerando-se esses parâmetros, os lamprófiros e diabásios alcalinos da região entre São Sebastião e Parati não parecem ter sua

gênese atribuída exclusivamente ao manto litosférico subcontinental (MLSC), pois parte das amostras desta dissertação possui razões $La/Nb < 1$ e valores ϵNd positivos.

Uma outra hipótese possível seria a geração das rochas estudadas predominantemente pela fusão do manto litosférico subcontinental, como proposto para as rochas máficas alcalinas da região de Lages (GIBSON et al., 1999). Neste caso, poderia haver uma menor contribuição de fontes sublitosféricas empobrecidas (como N-MORB) ou férteis (tipo OIB), por exemplo. Modelos de mistura binária envolvendo o MLSC (lampróito – ROCK, 1991) e N-MORB (SALTERS e STRACKE, 2004; SUN e MCDONOUGH, 1989; WORKMAN e HART, 2005) mostram que a partir de 1% de contribuição do MLSC as razões La/Yb e La/Nb já passam a ser maiores que a unidade. Essa hipótese, portanto, não reproduz as razões $La/Nb < 1$ da maioria dos lamprófiros e diabásios alcalinos analisados neste trabalho, tornando improvável a geração das rochas estudadas envolvendo um componente empobrecido. Um modelo binário, envolvendo o MLSC (lampróito – ROCK, 1991) e uma composição OIB (SUN e MCDONOUGH, 1989), revela que razões $La/Nb < 1$ são geradas se o componente MLSC contribuir com, no máximo, 2% na mistura. Logo, havendo uma contribuição predominante do MLSC, a razão do híbrido apresentará razão $La/Nb > 1$, o que não explica as razões $La/Nb < 1$ dos lamprófiros e diabásios alcalinos estudados. A rigor, considerando essa composição padrão de OIB (SUN e MCDONOUGH, 1989), apenas 13% do MLSC (ou seja, bastante subordinada em oposição à predominante) seriam necessários para gerar a maior razão La/Nb (1,71; amostra SSE-JM-19B) dos lamprófiros estudados. No caso dos diabásios alcalinos, o maior valor de La/Nb (1,54; amostra SSE-1-2-dq1C) implicaria ainda menor envolvimento do MLSC (cerca de 9%).

Os cálculos apresentados acima corroboram os resultados apresentados nos itens 2.5, 3.5 e 4.4, que apontam para uma mistura de fontes predominantemente sublitosféricas férteis e subordinadamente litosféricas para a geração dos lamprófiros e diabásios alcalinos da área de estudo. A derivação de uma composição sublitosférica fértil é difícil, mas é comumente associada às composições OIB's. No caso do magmatismo alcalino do sudeste do Brasil, vários autores (GIBSON et al., 1995; THOMAZ-FILHO et al., 2005; THOMPSON et al., 1998) apontam os basanitos e nefelinitos da Ilha de Trindade como o melhor representante desta composição sublitosférica na região. Conforme discutido nos capítulos precedentes, no presente estudo a composição isotópica Sr-Nd OIB poderia ser representada pelas rochas máficas alcalinas de Trindade, enquanto que o componente listosférico mais adequado parece ser aquele representado pelo manto enriquecido do tipo EM II.

De acordo com o exposto no item 2.5, as razões isotópicas obtidas para as rochas estudadas são variáveis e essas variações não podem ser explicadas por erro analítico (Apêndice C), alteração das amostras analisadas, assimilação (Capítulo 3) e nem diferentes quantidades de fusão da mesma fonte. Logo, as variações isotópicas e de elementos das rochas alcalinas devem resultar da ampla heterogeneidade do componente EM II. Talvez, os processos de enriquecimento tenham introduzido heterogeneidades na fonte em uma escala local, desafiando as tentativas em se definir associações (item 3.4). Essa hipótese é razoável, considerando a complexa história evolutiva desse manto, associada aos processos de amalgamação do Gondwana e formação do Orógeno Ribeira do Neoproterozóico ao Cambro-ordoviciano, seguidas da fragmentação continental do Gondwana e posterior abertura do Oceano Atlântico Sul no Cretáceo. Idades T_{DM} (760-557 Ma) obtidas neste trabalho sugerem idades de remobilização do manto litosférico no Neoproterozóico, talvez relacionadas à subducção da Placa São Francisco preteritamente à colisão do Orógeno Ribeira.

Adicionalmente, os resultados da modelagem apresentados no capítulo 4, associados à ocorrência de nódulos de espinélio lherzolitos de Ubatuba (ALMEIDA, 2009), indicam que esta é a fonte mais provável para a geração dos lamprófiros alcalinos estudados. No entanto, a modelagem mostrou que a fonte mantélica teria que ter teores de TiO_2 mais elevados que valores comumente observados em espinélio lherzolitos em diferentes localidades do mundo (FODOR et al., 2002; RIECK JR., 2008). Com base nestes dados, foi sugerido que este teor relativamente mais elevado de TiO_2 poderia ser explicado por venulações do manto litosférico subcontinental resultantes de processos metassomáticos. Os dados de modelagem também indicaram que as fases residuais desta mesma fonte (isto é, olivina + ortopiroxênio + clinopiroxênio + espinélio) podem explicar a pequena anomalia negativa de Sr da amostra representativa do líquido parental dos lamprófiros estudados (Figura 90).

Muitos autores reconhecem processos de enriquecimento do manto como precursores para o magmatismo alcalino (BOETTCHER e O'NEILL, 1980; GIBSON et al., 1995a; MENZIES e MURTHY, 1980; WASS e ROGERS, 1980). Também é geralmente aceito que os processos de enriquecimento do manto podem ser causados por líquidos derivados de uma litosfera subductada (MAURY et al., 1992) ou líquidos ricos em voláteis e pouco viscosos que migraram da astenosfera e acumularam no manto litosférico subcontinental, MLSC (p.ex. FREY e GREEN, 1974; MCKENZIE, 1989). A falta de feições características relacionadas à subducção nos lamprófiros e diabásios alcalinos, tais como a anomalia negativa de Nb, sugere que o metassomatismo do manto não foi associado com os fluidos ou fundidos derivados de uma litosfera em subducção. Em vez disso, o enriquecimento metassomático do MLSC

abaixo da área estudada parece ter sido causado pela migração de pequenas frações de líquidos, de relativa baixa temperatura, da astenosfera subjacente. Tais frações, ricas em voláteis, são carbonáticas ou silicáticas em composição, dependendo da razão $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ (MCKENZIE, 1989). Estudos experimentais e geoquímicos mostram que o metassomatismo carbonatítico é caracterizado por aumento concomitante de La/Yb e $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, juntamente com aumento de Zr/Hf e diminuição das razões de Ti/Eu e Rb/Sr (DALTON e WOOD, 1993; RUDNICK et al., 1993). Províncias máficas alcalinas que mostram evidência de metassomatismo carbonatítico são frequentemente associadas com carbonatitos e melilitos (GIBSON et al., 1995b). A alta razão $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (1,35 para os líquidos lamprófiricos menos evoluídos; $\text{MgO} > 10\%$), altos teores de Zr (~213 ppm), as correlações negativas Zr/Hf e Ti/Eu e associação, ainda que restrita, com carbonatitos (COUTINHO, 2008) indicam condições metassomáticas de alto $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ para os lamprófiros estudados.

Pelo exposto, de um modo geral a proposição de um modelo geodinâmico parece ter que incluir necessariamente mecanismos de interação litosfera-astenosfera. Os modelos geodinâmicos apresentados por diferentes autores para explicar o magmatismo alcalino do Cretáceo Superior e Paleógeno no sudeste do Brasil podem ser divididos, em termos mais amplos, considerando-se duas possibilidades diferentes, quais sejam: 1) o manto astenosférico é isotérmico ($1280^\circ \pm 20^\circ\text{C}$) em larga escala (p.ex.: MCKENZIE e BICKLE, 1988); e 2) o manto astenosférico não é isotérmico em diferentes escalas e tem uma temperatura potencial igual a $1400^\circ \pm 200^\circ\text{C}$ (p.ex.: ANDERSON, 2000).

O modelo de manto astenosférico isotérmico implica necessidade de anomalias profundas no manto de modo a movimentar as isotermais gerando convecção e advecção mantélica. A possível existência dessas anomalias profundas (próximas da discontinuidade “D”) encontrou apoio nos estudos petrológicos do Arquipélago do Havaí, originando o modelo que ficou conhecido como *hotspots* (MORGAN, 1971) e que, posteriormente, derivou diferentes propostas de anomalias térmicas semelhantes que ficaram conhecidas genericamente como plumas mantélicas (p.ex.: CAMPBELL e GRIFFITHS, 1990). Em contraste, o modelo de manto astenosférico não isotérmico contesta a proposta de anomalias térmicas profundas como geradoras de gradientes térmicos na astenosfera. Apoiados em modelos matemáticos e geofísicos, os defensores desse modelo atribuem os gradientes térmicos laterais na astenosfera à interações entre a litosfera menos quente (em placas subductadas ou raízes de regiões cratônicas, por exemplo) e a astenosfera mais quente. Estes

gradientes laterais seriam suficientes para iniciar convecções rasas no manto astenosférico quente, gerando até 20% de fundido (ANDERSON, 2000).

Segundo trabalhos de Gibson et al. (1999) e Thompson et al. (1998), após o impacto da pluma de Trindade na região da Província Alto Paranaíba, a cabeça desta pluma (*plume head*) teria sofrido expansão para o sul, em função das raízes litosféricas profundas dos crátons Amazonas e São Francisco. A litosfera espessa nessa região teria impedido significativo processo de fusão por descompressão. A cabeça da pluma teria se expandido rapidamente até sofrer descompressão e fusão, “vazando” magma abaixo da litosfera mais fina da margem continental. Assim, o material da pluma teria sido canalizado para o sul, enquanto a mesma passava abaixo da litosfera espessa do Cráton do São Francisco, sendo responsável pela geração do magmatismo na área de estudo. De acordo com o modelo geodinâmico de manto isotérmico, a temperatura potencial de fusão do mesmo seria da ordem de 1280°C. Esta temperatura poderia equivaler àquela das bordas da cabeça da pluma de Trindade que teria vazado para sul atingindo a região de São Sebastião. O baixo valor de temperatura potencial possivelmente inibiria a fusão rápida do manto sublitosférico ascendente que teria, assim, que descomprimir consideravelmente sob o *thin spot*, representado pela litosfera continental bastante atenuada, possivelmente existente há *c.a.* 85 Ma (ou seja, em estágios já avançados de abertura do Oceano Atlântico Sul). Isto também poderia propiciar a fusão de pequenas frações do manto litosférico subcontinental sobrejacente, em acordo com o modelo petrogenético proposto.

Alguns autores desassociaam o magmatismo alcalino no sudeste do Brasil de plumas (isto é, de anomalias térmicas profundas) e atribuem o mesmo à existência de falhas ou discontinuidades com vários quilômetros de extensão capazes de atingir profundidades equivalentes ao manto litosférico ou mesmo até mesmo à astenosfera (COMIN-CHIARAMONTI et al., 2002; OREIRO et al., 2008). Em alguns casos, é proposto que estas discontinuidades causam o alívio de pressão necessário à fusão. As relações P-T entre geotermas calculadas para mantos peridotíticos secos e volatizados com temperaturas potenciais entre 1280°C e 1350°C (SMITH e LEWIS, 1999) mostram que essas discontinuidades não causam alívio de pressão necessário à fusão, mas sim, atingem porções mantélicas cuja fusão já teve início por outros processos geodinâmicos.

Estas mesmas relações P-T mostram que a fusão de espinélio lherzolito seco na zona do espinélio (conforme indicado pelos modelos petrogenéticos para o magmatismo alcalino deste estudo), no caso de um manto com temperaturas potenciais em torno de 1350°C (modelo geodinâmico de astenosfera não isotérmica) requer muito pouca descompressão. A perda

rápida de calor resultante torna improvável a fusão do manto litosférico sobreposto por condução térmica, o que estaria em desacordo com o modelo petrogenético proposto. Temperaturas potenciais mais baixas (em torno de 1280°C) inibiriam o rápido processo de fusão porque requereriam maior descompressão das células convectivas rasas (isto é, maior tempo de atividade do manto convectivo antes de atingir a *solidus*). Isso poderia facilitar a ascensão de calor e fundir restritamente o manto litosférico subjacente, o que estaria mais de acordo com o modelo petrogenético proposto. Dados de tomografia sísmica (ESCALANTE, 2002; SCHIMMEL et al., 2003) mostram que a área de estudo está localizada sobre uma anomalia de baixa velocidade rasa (200 km) que poderia estar relacionada à uma anomalia térmica pré-existente. O gradiente térmico lateral necessário ao estabelecimento de células convectivas rasas (ANDERSON, 2000) poderia ter sido imposto pelas raízes do cráton de São Francisco e do bloco cratônico inferido abaixo da Bacia do Paraná.

De uma maneira geral, Gibson et al. (1999) e Thompson et al. (1998) propõem um modelo, envolvendo a pluma de Trindade, capaz de relacionar o magmatismo alcalino da região centro-sudeste do Brasil, considerando as Províncias Serra do Mar, Lineamento Magmático Cabo-Frio e Alto Paranaíba. Esse modelo parece estar de acordo com os dados de tomografia sísmica existentes para toda esta região (ESCALANTE, 2002). Em contrapartida, os modelos que envolvem convecções rasas na astenosfera (ANDERSON, 2000), apesar de serem relacionáveis aos dados de anomalias de baixa velocidade (interpretados como anomalias térmicas) na região de São Sebastião a Parati, não são suportados regionalmente por essa tomografia sísmica, como, por exemplo, as anomalias profundas na região do Alto Paranaíba, muito embora tenham aplicação localmente à área de estudo, desde que se considere temperaturas potenciais (cerca de 1280°C) abaixo das calculadas de acordo com o modelo de astenosfera não isotérmica (cerca de 1350°C).

Um último aspecto a ser discutido neste item é referente às estruturas associadas ao magmatismo estudado. As antigas estruturas neoproterozóicas e cambrianas do Orógeno Ribeira, que foram possivelmente reativadas no Cretáceo como resultado dos processos extensionais de fragmentação do Gondwana, parecerem ter servido como conduto para os diques de lamprófios e diabásios alcalinos, caracterizado fortemente pelo *trend* NE-SW. Intrusões múltiplas e compostas também foram observadas em campo e a densidade de diques (embora não calculada com exatidão) parece grande (Apêndice A), chegando localmente a um dique a cada 12 m (Ponta do Araçá – São Sebastião). Todas estas feições apontam para uma crosta bastante fraturada na região no Cretáceo Superior e Paleógeno. Esta característica estrutural, associada a uma litosfera continental muito atenuada, talvez explique a

incapacidade de segregação dos líquidos lamprofíricos em câmaras magmáticas com longo tempo de residência, inibindo processos evolutivos por cristalização fracionada, conforme atestado pelos modelos petrogenéticos apresentados nos capítulos precedentes.

REFERÊNCIAS

- ADAM, J.; GREEN, T. Trace element partitioning between mica- and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behavior. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Heidelberg, v. 52, p. 1-17, 2006.
- AL-KHIRBASH, S.; AL-SELWI, K.; WHITEHOUSE, M. Geochemistry and Sm-Nd geochronology of Al-Selw dike swarms: Evidence for OIB Proterozoic mafic magmatism in SW Yemen. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 33, 2008, Oslo. *Abstracts...* Oslo: Geological Survey of Norway, 2008. CD-ROM.
- ALMEIDA, F.F.M. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, São Paulo, v. 48 (supl.), p. 15-26, 1976.
- _____. Relações Tectônicas das Rochas Alcalinas Mesozóicas da Região Meridional da Plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 13, nº 3, p. 139-158, 1983.
- _____. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 16, p. 325-349, 1986.
- ALMEIDA, V.V. *Mineralogia e petrologia de xenólitos mantélicos das regiões de Ubatuba (SP) e Monte Carmelo (MG): evidências de fusão parcial e metassomatismo no manto superior do sudeste do Brasil*. 2009. 112 p. Dissertação (Mestrado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009
- ALMEIDA, F. F. M.; BRITO NEVES, B. B.; CARNEIRO, C. D. The origin and evolution of the south American Platform. *Earth Science Reviews*, [S.l.], v. 50, p. 77 – 111, 2000.
- 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.
- ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C. D. R.; MIZUSAKI, A.M.P. Correlação do magmatismo da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 26, nº 3, p. 125-138, 1996.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo: Ed. Edgard Blücher, 1984. 378 p.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, 1977, Campina Grande. *Atas...* Campina Grande: SBG/NE, 1977. p. 363-391.
- ALVES, F. R. *Contribuição ao conhecimento geológico e petrográfico das rochas alcalinas da Ilha dos Búzios, SP*. 1997. 274 p. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.

ALVES, F.R.; GOMES, C.B. *Ilha dos Búzios, Litoral Norte do Estado de São Paulo: Aspectos Geológicos e Petrográficos. Revista do Instituto de Geociências - USP, Série Científica*, São Paulo, v. 1, p. 101-114, 2001.

ANDERSON, D. L. *The thermal state of the upper mantle: no roles for mantle plumes. Geophysical Research Letters*, [S.l.], v. 27, p. 3623-3626, 2000.

ARAÚJO, A.L.N. *Geologia, geoquímica e petrologia das rochas alcalinas da Ilha do Cabo Frio e das áreas continentais adjacentes, Arraial do Cabo - RJ*. 121 p. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal Fluminense, Niterói, 1995.

AZZONE, R.G.; RUBERTI, E.; ENRICH, G.E.R.; GOMES, C.B. Geologia e geocronologia do maciço alcalino máfico-ultramáfico Ponte Nova (SP-MG). *Boletim do IG-USP - Série Científica*, São Paulo, v. 9, p. 23-46, 2009.

BAILEY, D.K. Mantle metasomatism perspective and prospect. In: FITTON, J.G.; UPTON, B.G.J. (Eds.). *Alkaline Igneous rocks*. London: Geological Society of London special publication, 1987, v. 30, p. 1- 14.

BEATTIE, P. *Systematics and energetics of trace-element partitioning between olivine and silicate melts: Implications for the nature of mineral/melt partitioning. Chemical Geology*, [S.l.], v. 117, p. 57-71, 1994.

BECKER, H. Crustal trace element and isotopic signatures in garnet pyroxenites and megacrysts from garnet peridotite massifs from Lower Austria. *Journal of Petrology*, Oxford, [S.l.], v. 37, p. 785 – 810, 1996.

BELLIENI, G.; MONTES-LAUAR CR.; DE MIN, A.; PICCIRILLO, E.M.; CAVAZZINI, G.; MELFI, A.J.; PACCA, I.G. *Early and Late Cretaceous magmatism from São Sebastião Island (SE-Brazil): Geochemistry and petrology. Geochimica Brasiliensis*, São Paulo, v. 4, nº 1, p. 59-83, 1990.

BERGMAN, S. C. Lamproites and other potassium-rich igneous rocks: a review of their occurrences, mineralogy and geochemistry. In: FITTON, J.G. ; UPTON, B.G.J (Eds.). *Alkaline Igneous rocks*. London: Geological Society of London special publication, 1987, v. 30, p. 103-190.

BEVINS, R.E; KOKELAAR, B.P; DUNKLEY, P.N. Petrology and geochemistry of lower to middle Ordovician igneous rocks in Wales: a volcanic arc to marginal basin transition. *Proceedings of the Geologists' Association*, [S.l.], v. 95, n. 4, p. 337-347, 1984.

BOETTCHER, A. L.; O'NEIL. *Stable isotope, chemical and petrographic studies of high-pressure amphiboles and micas: evidence for metasomatism in the mantle source regions of alkali basalts and kimberlites. American Journal of Science*, [S.l.], v. 280a, p. 594-621, 1980.

BROTZU, P.; GOMES, C. B.; MELLUSO, L.; MORBIDELLI, L.; MORRA, V.; RUBERTI, E. *Petrogenesis of coexisting SiO₂-undersaturated to SiO₂-oversaturated felsic igneous rocks: the alkaline complex of Itatiaia, southern eastern Brazil. Lithos*, [S.l.], v. 40, p. 133-156, 1997.

BROTZU, P.; MELLUSO, L.; D'AMELIO, F.; LUSTRINO, M. Potassic dykes and intrusions of the Serra do Mar Igneous Province (SE Brazil). In: COMIN CHIARAMONTI, P.; GOMES, C.B. (Eds.). *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazillian Platform*. São Paulo: EDUSP-FAPESP, 2005. p. 443-472.

CAMPBELL, I.H. ; GRIFFITHS, R.W. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, [S.l.], v. 99, p. 79-93, 1990.

CARLSON, R.W.; ARAÚJO, A.L.N.; JUNQUEIRA-BROD, T.C.; GASPAR, J.C.; BROD, J.A.; PETRINOVIC, I.A.; HOLLANDA, M.H.B.M.; PIMENTEL, M.M.; SICHEL, S. Chemical and isotopic relationships between peridotites xenoliths and mafic-ultrapotassic rocks from Southern Brazil. *Chemical Geology*, [S.l.], v. 242, p. 415-434. 2007.

CHANG, H.K.; KOWSMAN, R.O.; FIGUEIREDO, A.M.F.; BENDER, A.A. Tectonics and Stratigraphy of the East Brazil Rift System – An overview. *Tectonophysics*, [S.l.], v. 213, p. 97-138. 1992.

CLARKE, D. *NewPet for DOS*. St. John's: Memorial University of Newfoundland, Dept. of Earth Sciences, 1993. CD-ROM.

COMIN-CHIARAMONTI, P.; CUNDARI, A.; DEGRAI, J.M.; GOMES, C.B.; PICCIRILLO, E.M. *Early Cretaceous Tertiary magmatism in Eastern Paraguay (western Paraná Basin): geological, geophysical and geochemical relationships*. *Journal of Geodynamics*, [S.l.], v. 28, p. 375-391, 1999.

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.

COMIN-CHIARAMONTI, P.; GOMES, C.B.; CASTORINA, F.; CENSI, P.; ANTONINI, P.; FURTADO, S.; RUBERTI, E.; SCHEIBE F. Geochemistry and geodynamic implications of the Anitápolis and Lages alkaline-carbonatite complexes, Santa Catarina State, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, Curitiba, v. 32, p. 43-58, 2002.

COMIN-CHIARAMONTI, P.; GOMES, C. B.; MARQUES, L. S.; CENSI, P.; RUBERTI, E.; ANTONINI, P. Carbonatites from southeastern Brazil: geochemistry, O-C, Sr-Nd-Pb isotopes and relationships with the magmatism from the Paraná-Angola-Namibia Province. In: COMIN-CHIARAMONTI, P.; GOMES, C. B. (Eds.). *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo: EDUSP-FAPESP, 2005. p. 657-688.

CONCEIÇÃO, J.C.J.; ZALÁN, P.V.; WOLFF, S. Mecanismo de evolução e cronologia do rift sulatlântico. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, v. 2, p. 255-265, 1988.

CORRÊA GOMES, L. C.; TANNER DE OLIVEIRA, M. A. F.; MOTTA, C. A.; CRUZ, M. J. M. *Província de diques máficos do Estado da Bahia: mapas, estágio atual do conhecimento e evolução temporal*. Salvador: UFBA, 1996. 114p.

COUTINHO, J.M.V. Dyke swarms of the Paraná triple junction, southern Brazil. *Boletim do IG-USP - Série Científica*, São Paulo, v. 8, nº 2, p. 29-52, 2008.

COUTINHO, J.M.V.; ENS, H.H. Diques lamprofíricos e diferenciados carbonatíticos da região de São Sebastião e Itanhaém - SP (resultados preliminares). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*. São Paulo: SBG/NSP, 1992. p. 512-513.

COUTINHO, J.M.V.; ENS, H.H.; RODRIGUES, E.P.; TASSINARI, C.C.G. Mafic dyke swarms in the northern coast of São Paulo, Brazil (a preliminary report). In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON MAFIC DYKES, 1991, São Paulo. *Extended Abstracts*. São Paulo: IG-USP/SBGq, 1991. p. 111-115.

DALTON, J.A.; WOOD, B.J. The compositions of primary carbonate melts and their evolution through wall rock reaction in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, [S.l.], v. 119, p. 511-525, 1993.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSUMAN, J. N. A introduction to the Rock-Forming Minerals. 2 e.d. Essex: Longman, 1992. 696 p.

DEPAOLO, D.J. Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet Science Letters*, [S.l.], v. 53, p. 189-202, 1981a.

_____. Neodymium isotopes in the Colorado front range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, [S.l.], v. 291, p.193–196, 1981b.

EDGAR, A. D. The genesis of alkaline magmas with emphasis on their source regions: inferences from experimental studies. In: FITTON, J.G. ; UPTON, B.G.J. (Eds.). *Alkaline Igneous rocks*. London: Geological Society of London special publication, 1987, v. 30, p. 29–52.

ELKINS, L.; GAETANI, G.; SIMS, K. *Partitioning of U and Th during garnet pyroxenite partial melting*: Constraints on the source of alkaline ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, [S.l.], v. 265, p. 270-286, 2008.

ENRICH, G.E.R. *Petrogênese da Suíte Alcalina da Ilha Monte de Trigo, SP*. 2005. 229 p. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.

ENRICH, G.E.R.; AZZONE R.G.; RUBERTI E.; GOMES C.B.; COMIN-CHIARAMONTI, P. Itatiaia, Passa Quatro and São Sebastião island, the major alkaline syenitic complex from Serra do Mar region. In: COMIN CHIARAMONTI, P. ; GOMES, C.B. (Eds.). *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazillian Platform*. São Paulo: EDUSP-FAPESP, 2005. p. 443-472.

ENRICH, G.E.R.; RUBERTI. E.; GOMES, C. B. Geology and geochronology of Monte de Trigo Island Alkaline Suite, southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 39, nº1, p. 67-80, 2009.

ERNESTO M.; MARQUES L.S.; PICCIRILLO E.M.; MOLINA E.C.; USSAMI N.; COMIN-CHIARAMONTI P.; BELLINI G. *Paraná Magmatic Province - Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. Journal of Volcanology and Geothermal Research*, [S.l.], v. 118, nº 1-2, p. 15-36, 2002.

ESCALANTE, C. Tomografia sísmica do manto superior sob o sudeste e centro oeste do Brasil. 2002. 74 p. Dissertação (Mestrado) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2002.

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

FERRARI, A.L. A geologia do “rift” da Guanabara (RJ) na sua porção centro ocidental e sua relação com o embasamento pré-cambriano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. *Anais...* Natal: SBG/NE. p. 2851-2872.

FODOR, R.V.; SIAL, A.N.; GANDHOK, G. Petrology of spinel peridotite xenoliths from northeastern Brazil: lithosphere with a high geothermal gradient imparted by Fernando de Noronha plume. *Journal of South America Earth Sciences*, [S.l.], v. 15, p.199-214, 2002.

FOLEY, S. F.; ANDRONIKOV, A. V.; MELZER, S. Petrology of ultramafic lamprophyres from the Beaver Lake area of Eastern Antarctica and their relation to the breakup of Gondwanaland. *Mineralogy and Petrology*, [S.l.], v. 74, p.361–384, 2002.

FOLEY, S.F.; JACKSON, S.E.; FRYER, B.J.; GREENOUGH, J.D.; JENNER, G.A. Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by LAM-ICP-MS. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, [S.l.], v. 60, nº 4, p. 629-638, 1996.

FOLEY, S.; JENNER, G. Trace element partitioning in lamproitic magmas - the Gausberg olivine leucitite. *Lithos*, [S.l.], v. 75, p. 19-38, 2004.

FREY, F.A.; GREEN, D.H. The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolitic inclusions in Victorian basanites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, [S.l.], v. 38, p. 1023-1059, 1974.

FUJIMAKI, H.; TATSUMOTO, M.; AOKI, K.I. Partition coefficients of Hf, Zr and REE between phenocrysts and groundmasses. *Journal of Geophysical Research*, [S.l.], v. 89, p. 662-672, 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. 156p. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

_____. Os piroxênios dos diques máficos e ultramáficos do litoral entre São Sebastião e Ubatuba, SP. *Geochimica Brasiliensis*, São Paulo, v.10, nº 2, p. 297-323, 1996.

GARDA, G.M.; ESPERANÇA, S.; CARLSON, R.W. The petrology and geochemistry of coastal dikes from São Paulo State, Brazil: implications for variable lithospheric contributions to alkaline magmas from the western margin of the South Atlantic. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE PHYSICS AND CHEMISTRY OF THE UPPER MANTLE, 1994, São Paulo. *Extended Abstracts...* São Paulo: CPRM/FAPESP, 1994. p. 62-64.

GARDA, G.M.; SCHORSCHER, J.H.D. Os diques costeiros básicos e ultrabásicos adjacentes ao Canal de São Sebastião (Litoral Norte do Estado de São Paulo). *Revista do IG*, São Paulo, v. 17, nº 1/2, p. 7-31, 1996.

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*, [S.l.], v. 136, p. 149-165, 1995b.

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*, [S.l.], v. 36, p.189-229, 1995a.

GIBSON, S.A.; THOMPSON, R.N.; LEONARDOS, O.H.; DICKIN, A.P.; MITCHELL, J.G. The limited extent of plume lithosphere interactions during continental flood-basalt genesis: geochemical evidence from Cretaceous magmatism in southern Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, [S.l.], v. 137, p. 147-169, 1999.

GOOGLE MAPS. Serviço de pesquisa e visualização de mapas e imagens de satélite. Disponível em: < <http://maps.google.com.br>>. Acesso em 05 de julho de 2011.

GUEDES, E. *O magmatismo Mesozóico-Cenozóico no embasamento da Bacia de Santos: região entre Resende e a Baía da Ilha Grande*. 2007. 300 p. Tese de (Doutorado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 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 Tertiary reactivation. *Journal of South American Earth Sciences*, [S.l.], v. 1, p. 145-178, 2005.

HARKER, A. *The natural history of igneous rocks*. Londres: Methuen, 1909. 384 p.

HASKIN, L.A.; WILDEMAN, T.R.; HASKIN, M.A. An accurate procedure for the determination of the rare earths by neutron activation. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, [S.l.], v. 1, p. 337-348, 1968.

HAWKESWORTH, C.J.; MARSH, J.S., DUNCAN, A.R.; ERLANK, A.J.; NORRY, M.J. 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.. Mantle hotspots, plumes and regional tectonics as causes of intraplate magmatism. *Terra Nova*, [S.l.], v. 5, p. 552-559, 1993.

HAWKESWORTH, C. J.; GALLAGHER, K.; HERGT, J. M.; MCDERMOTT, F. M. Trace element fractionation processes in the generation of island arc basalts. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, Londres, v. 342, n. 1663, p. 179-191, 1993.

HAWKESWORTH, C.J.; KEMPTON, P.D.; ROGERS, N.W.; ELLAM, R.M.; VAN CALSTEREN, P.W. Continental mantle lithosphere, and shallow level enrichment processes in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, [S.l.], v. 96, p. 256-268, 1990.

HEILBRON, M. ; MACHADO, N. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira Orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, [S.l.], v. 125, p. 87-112, 2003.

HEILBRON, M.; MOHRIAK, W.; VALERIANO, C.M.; MILANI, E.; ALMEIDA, J.C.A.; TUPINAMBÁ, M. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: MOHRIAK, W.U.; TALWANI, M. (Eds.) *Atlantic rifts and continental margins*. Washington: American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, 2000, p. 1-32.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A C.; CAMPOS NETO, M. C.; SILVA, L. C.; TROUW, R. A. J.; JANASI, V. A. Província Mantiqueira. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca Produções Culturais Ltda, 2004, p. 203-234.

HEILBRON, M.; VALERIANO C.M.; VALLADARES, C.S.; MACHADO, N. A orogênese Brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 25, p. 249-266, 1995.

HORN, I.; FOLEY, S.F.; JACKSON, S.E.; JENNER, G.A. Experimentally determined partitioning of high field strength- and selected transition elements between spinel and basaltic melt. *Chemical Geology*, [S.l.], v. 117, p. 193-218, 1994.

HUMPHRIS, S.E.; THOMPSON, G.; SCHILLING, J.G.; KINGSLEY, R.H. Petrological and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge between 46° S and 32° S: Influence of the Tristan da Cunha mantle plume. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, [S.l.], v. 49, p. 1445-1464, 1985.

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

IRVING, A.J.; FREY, F.A. Distribution of Trace-Elements between Garnet Megacrysts and Host Volcanic Liquids of Kimberlitic to Rhyolitic Composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, [S.l.], v. 42, nº 6, p. 771-787, 1978.

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*, Berlin / Heidelberg, v. 73, p. 287-310, 1980.

KELEMAN, P.B.; DUNN, J.T. Depletion of Nb relative to other highly incompatible elements by melt/rock reaction in the upper mantle. *Transactions of the American Geophysical Union*, [S.l.], v. 73, p. 656-657, 1992.

KELEMAN, P.B.; SHIMIZU, N.; DUNN, T. Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt-rock reaction in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, [S.l.], v. 120, p. 111–134, 1993.

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*, [S.l.], v. 63, p. 341–344, 1987.

LE MAITRE, R.W. Some problems of the projection of chemical data into mineralogical classifications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, [S.l.], v. 56, p. 181–189, 1976.

LE MAITRE, R.W. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*.

Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell, 1989. 193 p.

_____. *Igneous rocks: a classification and glossary of terms*. 2 ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2002. 236 p.

LE ROEX, V.; BODINIER J. L.; TOMMASI, A.; ALARD, O.; DAUTRIA, J.M.; VAUCHEZ, A.; RICHES, A. J. V. The Lherz spinel lherzolite: Refertilized rather than pristine mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, [S.l.], v. 259, p. 599 – 612, 2007.

LE ROEX, 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.

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*, [S.l.], v. 28, p. 439–458, 1999.

MAURY, R., DEFANT, C.; JORON, M.J. Metasomatism of the sub-arc mantle inferred from trace elements in Philippines xenoliths. *Nature*, [S.l.], v. 360, p. 661, 1992.

MCDONALD, R. The role of fractional crystallization in the formation of the alkaline rocks. In: SORENSON, H. (Ed.). *The Alkaline Rocks*. New York: John Wiley and Sons, 1974, p. 442–459.

MCDONOUGH, W.F. Partial melting of subducted oceanic crust and isolation of its residual eclogitic lithology. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, Londres, Série A335, p. 407–418, 1991.

MCKENZIE, D. Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, [S.l.], v. 95, p. 53–72, 1989.

MCKENZIE, D.; BICKLE, M.J. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere, *Journal of Petrology*, Oxford, v. 29, p. 625–629, 1988.

MCKENZIE, D.; O'NIONS, R.K. Partial melt distributions from inversion of rare Earth element concentrations. *Journal of Petrology*, Oxford, v. 32, p. 1021–1091, 1991.

MCKENZIE, W.S.; DONALDSON, C.H.; GUILFORD, C. *Atlas of igneous rocks and their textures*. Londres: Longman, 1982. 148p.

MELO, M.S. RICCOMINI, C.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F. F. M.; COIMBRA, A. M. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, Curitiba, v. 15, n. 3, p. 193-201, 1985.

MENZIES, M.; MURTHY, V.R. Enriched mantle: Nd and Sr isotopes in diopsides from kimberlite nodules. *Nature*, [S.l.], v. 283, p. 634-636, 1980.

MIZUSAKI, A.M.P.; MOHRIAK, W.U. Sequências vulcano-sedimentares na região da plataforma continental de Cabo Frio, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo. *Anais...* São Paulo SBG/SP, 1992. p. 468-469.

MONTES-LAUAR, C. R.; PACCA, I. G.; MELFI, A. J.; KAWASHITA, K. Late Cretaceous alkaline complexes, southeastern Brazil: paleomagnetism and geochronology. *Earth Planetary Science Letters*, [S.l.], v. 134, p. 425-440, 1995.

MORGAN, W.J. Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, [S.l.], v. 230, p. 42-43, 1971.

MYSEN, B. O.; KUSHIRO, I. Compositional variation of coexisting phases with degree of melting of peridotite in the upper mantle. *American Mineralogist*, [S.l.], v. 62, p. 843-865, 1977.

MOTOKI, A. *Geologia e petrologia do maciço alcalino da Ilha de Vitória, SP*. 1986. 245 p. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1986.

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.

OREIRO, S.G. Magmatismo e sedimentação em uma área na Plataforma Continental de Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasil, no intervalo Cretáceo Superior- Paleógeno. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, v. 14, p. 95-112, 2006.

OREIRO, S.G.; CUPERTINO, J.A.; SZATMARI, P.; THOMAZ-FILHO, A. Influence of pre-salt alignments in post-Aptian magmatism in the Cabo Frio High and its surroundings, Santos and Campos basins, SE Brazil: An example of non-plume-related magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, [S.l.], v. 25, p. 116-131, 2008.

PEARCE, J. A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: HAWKESWORTH, C.J.; NORRY, M.J. (Eds). *Continental basalts and mantle xenoliths*. Cheshire: Shiva Publications, 1983. p. 230-249.

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. 438 p.

PIN, C.; ZALDUEGUI, J.F.S. Sequential separation of light rare earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: application to isotopic analysis of silicate rocks. *Analytica Chimica Acta*, [S.l.], v. 339, p. 79-89, 1997.

PHILPOTTS, J.A.; SCHNETZLER, C.C. Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba, with applications to anorthosite and basalt genesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, [S.l.], v. 34, n 3, p. 307-322, 1970.

REGELOUS, M. *Geochemistry of dolerites from the Paraná flood basalt province, southern Brazil*. 1993. 200 p. Tese (PhD) - Open University, Milton Keynes, 1993.

RICCOMINI, C. *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. 1989. 256 p. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989.

RICCOMINI, C.; RODRIGUES-FRANCISCO, B.H. Idade potássio-argônio do derrame de ankaramito da Bacia de Itaboraí, Rio de Janeiro, Brasil: implicações tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos...* São Paulo: SBG, 1992. v. 2, p. 469-470.

RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L.G.; FERRARI, A.L. Evolução Geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca Produções Culturais Ltda, 2004. p. 383-405.

RICCOMINI, C.; VELÁZQUEZ, V. F.; GOMES, C. B. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in the central-southeastern Brazilian Platform. In: COMIN-CHIARAMONTI, P.; GOMES, C. B. (Eds.). *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo: EDUSP-FAPESP, 2005. p. 31-56.

RIECK JR., N. *Suíte de xenólitos de Cerro de los Chenques (Argentina): evolução dos processos de metassomatismo durante a diferenciação do manto litosférico*. 2008. 82 p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2008.

ROCK, N.M.S. *The nature and origin of lamprophyres: some definitions, distinctions, and derivations*. *Earth-Science Reviews*, [S.l.], v. 13, p. 123-169, 1977.

_____. The nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: minettes, vogesites, kersantites and spessartites. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, Edinburgh, v. 74, p. 193-227, 1984.

_____. *The nature and origin of lamprophyres: an overview*. In: FITTON, J.G. ; UPTON, B.G.J (Eds.). *Alkaline Igneous rocks*. London: Geological Society of London special publication, 1987. v. 30, p. 191-226.

_____. *Lamprophyres*. Glasgow: Blackie, 1991. 285 p.

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

- RUDNICK, R.L.; GAO, S.; LING, W.L.; LIU, Y.S.; MCDONOUGH, W.F. Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from Hannuoba and Qixia, North China craton. *Lithos*, [S.l.], v. 77, p. 609–637, 2004.
- RUDNICK, R.L.; MCDONOUGH, W.F.; CHAPPEL, B.W. Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle: petrographic and geochemical characteristics. *Earth and Planetary Science Letters*, [S.l.], v. 114, p. 463-474, 1993.
- SALTERS, V.; STRACKE, A. Composition of the depleted mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, [S.l.], v. 5, 27 p., 2004.
- SCHIMMEL, M.; ASSUMPÇÃO, M.; VANDECAR J.C. Seismic velocity anomalies beneath SE Brazil from P and S wave travel time inversions. *Journal of Geophysical Research*, [S.l.], v. 108, p. 2191 – 2206, 2003.
- SCHMIDT, K.; BOTTAZZI, P.; VANNUCCI, R.; MENGEL, K. Trace element partitioning between phlogopite, clinopyroxene, and leucite lamproite melt. *Earth and Planetary Science Letters*, [S.l.], v. 168, p. 287-299, 1999.
- SCHMITT R.S. *Um evento tectono-metamórfico Cambro-Ordoviciano caracterizado no domínio tectônico Cabo Frio, Faixa Ribeira - sudeste do Brasil*. 2000. 273 p. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2002.
- SCHMITT, R.S.; TROUW, R.A.J.; VAN SSHMUS, W.R.; PIMENTEL, M.M. Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, [S.l.], v. 133, p. 29-61, 2004.
- SHIMIZU, H. Experimental study on rare-earth element partitioning in minerals formed at 20 and 30kb for basaltic systems. *Geochemical Journal*, [S.l.], v. 14, n. 4, p. 185-202, 1980.
- SIEBEL, W.; BECCHIO, R.; VOLKER, F.; HANSEN, M.A.F.; VIRAMONTE, J.; TRUMBULL, R.B.; HAASE, G.; ZIMMER, M. Trindade and Martin Vaz Islands, South Atlantic: Isotopic (Sr, Nd, Pb) and trace element constraints on plume related magmatism. *Journal of South America Earth Sciences*, [S.l.], v. 13, p. 79–103, 2000.
- SMITH, A.D.; LEWIS, C. The planet beyond the plume hypothesis. *Earth Sciences Reviews*, [S.l.], v. 48, p. 135-182, 1999.
- SONOKI, I.K.; GARDA, G.M. Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: compilação e adaptação às novas constantes de decaimento. *Boletim IG-USP, Série Científica*, São Paulo, v. 19, p. 63-85, 1988.
- STRECKEISEN, A. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks: recommendations and suggestions of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, [S.l.], v. 7, p. 331-335, 1979.

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*, Londres, v. 297, p. 409-445, 1980.

SUN, S.S.; MCDONOUGH, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: SAUNDERS, A.D.; NORRY, M.J. (Eds). 1989. *Magmatism in the ocean basins*. Londres: Special Publication of the Geological Society of London, 1989. V.42, p. 313-345.

TAPPE S.; FOLEY, S. F.; JENNER, G. A.; KJARSGAARD, B. A. *Integrating ultramafic lamprophyres into the IUGS classification of igneous rocks: rational and implications*. *Journal of Petrology*, [S.l.], v. 46, p. 1893–1900, 2005.

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

TAYLOR, S.R.; MCLENNAN, S.M. The Composition and Evolution of the Continental Crust – Rare Earth Element Evidence from Sedimentary Rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, London, v. 301, n 1461, p. 381-399, 1981.

_____. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell Scientific, 1985. 312 p.

TELLO SAENZ, C.A.; HACKSPACHER, P. C.; HADLER NETO, J.C.; IUNES, P.J.; GUEDES, P.S.R.; RIBEIRO, L.F.B. Recognition of Cretaceous, Paleocene and Neogene Tectonic Reactivation, through Apatite Fission-Track Analysis, in Precambrian areas of the Southeast Brazil: Association with the South Atlantic Ocean Opening. *Journal of South American Earth Science*, [S.l.], v. 15, p. 137 – 142, 2003.

THOMAZ FILHO, A.; CESERO, P.; MIZUSAKI, A. M.; LEÃO, J. G. Hot spot volcanic tracks and their implications for south american plate motion, Campos basin (Rio de Janeiro state), Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, [S.l.], v. 18, n. 3-4, p. 383-389, 2005.

THOMAZ-FILHO, A; MIZUSAKI, A.M.P.; ANTONIOLI, L. Magmatismo nas bacias sedimentares brasileiras e sua influência na geologia do petróleo. *Revista Brasileira de Geociências*, Curitiba, v. 38, n. 2, p. 128-137, 2008.

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

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 Brasil: melts from the deflected Trindade mantle plume? *Journal of Petrology*, [S.l.], v. 39, p. 1493-1526, 1998.

TROUW, R.A.J.; HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M.; ANDREIS, R.R. The Central Segment of the Ribeira Belt. In: CORDANI U.G; MILANI E.J.; THOMAZ FILHO A. (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. p. 287-310.

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; DUARTE, B.D.; NOGUEIRA, J.R.; VALLADARES, C.; ALMEIDA, J.; EIRADO SILVA, L.G.; MEDEIROS, S.R.; ALMEIDA, C.G.; MIRANDA, A.; RAGATKY, C.D.; MENDES, J. ; LUDKA, I. *Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: Estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí*. Geonomos, Belo Horizonte, v. 15. n. 1, p. 67-79, 2007.

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C.; PORTO JÚNIOR, R.; BLANCO DE DIOS, F.; MACHADO, N.; SILVA, L.G.E.; HORTA DE ALMEIDA, J.C. Juvenile contribution of the Neoproterozoic Rio Negro Magmatic Arc (Ribeira Belt, Brazil): Implications for Western Gondwana Amalgamation. *Gondwana Research*. [S.l.], v. 21, p. 422-438, 2012.

TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M. Neoproterozoic western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt, southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, Curitiba, v. 30, n. 1, p. 07-11, 2000.

TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M.; BASEI, M.A.S. U/Pb zircon age and lithogeochemistry of the Rio Negro Complex tonalitic gneiss: evidence of 630 Ma magmatic arc at the Costeiro Domain of the Ribeira Belt. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998, Belo Horizonte, *Anais...* Belo Horizonte: SBG, 1998. p.51.

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*, [S.l.], v. 121, p. 333-348, 1994.

UPTON, B. G. J. The petrology of a camptonite sill in south Greenland. *Bulletin Grønlands Geologiske Undersøgelse*, [S.l.], v. 169, 19 p., 1965.

VALENTE, S.C. *Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of the Cretaceous dykes of Rio de Janeiro, Brazil*. 1997. 400 p. Tese (Doutorado) - Queen's University of Belfast, Reino Unido, 1997.

VALENTE, S.C. 2009. Sistemas petrolíferos atípicos: um lugar para o magmatismo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 11, 2009, Manaus. *Anais...*Manaus: SBG-NO, 2009. CDROM.

VANDECAR, J. C.; JAMES, D. E.; ASSUMPCÃO, M. Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces. *Nature*, [S.l.], v. 378, p. 25-31, 1995.

VILLEMANT, B.; JAFFREZIC, H.; JORON, J.L.; TREUIL, M. Distribution Coefficients of Major and Trace-Elements - Fractional Crystallization in the Alkali Basalt Series of Chaine-Des-Puys (Massif Central, France). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, [S.l.], v. 45, n. 11, p. 1997-2016, 1981.

WALTER, M. J.; PRESNALL, D. C. Melting behavior of simplified lherzolite in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-Na₂O from 7 to 35 Kbar. *Journal of Petrology*, [S.l.], v. 35, p. 329-359, 1994.

WASS, S.Y.; ROGERS, N.W. *Mantle metasomatism: precursor to continental alkaline volcanism*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, [S.l.], v. 44, p. 1811-1823, 1980.

WEIS, D.; KIEFFER, B.; MAERSCHALK, C.; PRETORIUS, W.; BARLING, J. High precision Pb-Sr-Nd-Hf isotopic characterization of USGS BHVO-1 and BHVO-2 reference materials. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, [S.l.], v. 6, 10 p., 2005.

WILSON, M. *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*. New York: Harper Collins Academic, 1989. 466 p.

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.

WOOD, B.J.; FRASER, D.G. *Elementary thermodynamics for geologists*. Oxford: Oxford University Press, 1976. 303 p.

WOOD, B.; TRIGILA, R. Experimental determination of aluminous clinopyroxene-melt partition coefficients for potassic liquids, with application to the evolution of the Roman province potassic magmas. *Chemical Geology*, [S.l.], v. 172, p. 213-223, 2001.

WOOLLEY, A. R.; BERGMAN, S. C.; EDGAR, A. D.; LE BAS, M. J.; MITCHELL, R. H.; ROCK, N. M. S.; SCOTT SMITH, B. H. Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, melilitic, and leucitic rocks. *Canadian Mineralogist*, [S.l.], v. 34, p. 175-186, 1996.

WORKMAN, R.K.; HART, S.R. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters*, [S.l.], v. 231, p. 53-72, 2005.

WROBEL, P. *Postcollisional Lamprophyres and hydrous basaltic dykes from the mid German crystalline rise: resolution of the effects of mantle metasomatism, wedge depletion, melting degree, fractionation and crustal assimilation*. 2000. 180 p. These (PhD) - University of Würzburg, Würzburg, 2000.

YODER, H. S.; TILLEY, C.E. *Origin of Basalt Magmas: An Experimental Study of Natural and Synthetic Rock Systems*. *Journal of Petrology*, [S.l.], v. 3, n. 3, p. 342-532, 1962.

ZACK, T.; BRUMM, R. Ilmenite/liquid partition coefficients of 26 trace elements determined through ilmenite/clinopyroxene partitioning in garnet pyroxenite. *Seventh International Kimberlite Conference*, Cape Town, p. 986 – 988, 1998.

ZALÁN, P.V. A Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca Produções Culturais Ltda, p. 595-612. 2004.

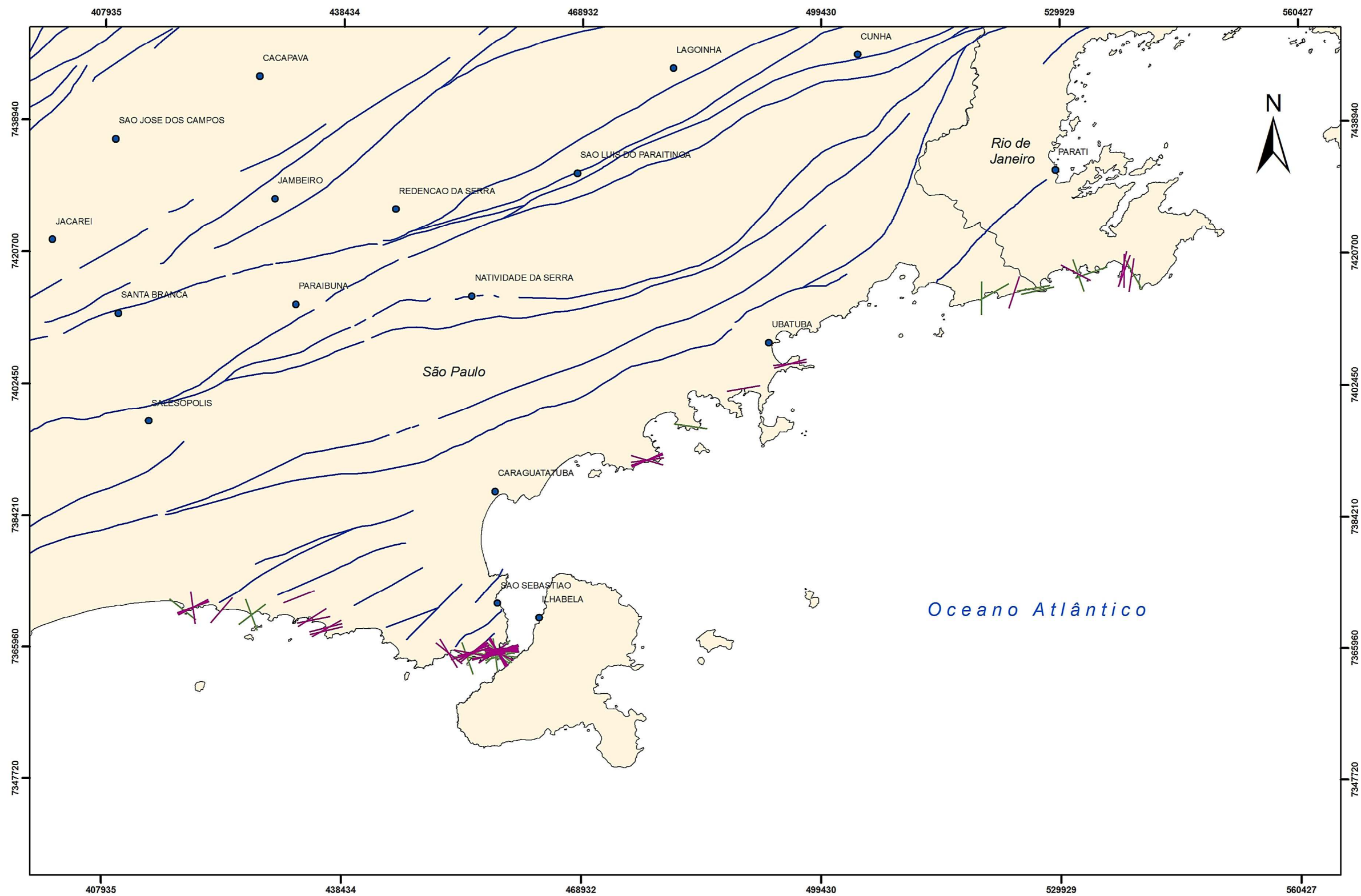
ZALÁN, P.V.; OLIVEIRA, J.A.B. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, v.13, n.2, p. 269- 300, 2005.

ZINDLER, A.; HART, S. R. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth Planetary Science*, Palo Alto, v. 14, p. 493-571, 1986.




APÊNDICE A

MAPAS DOS DIQUES MÁFICOS ALCALINOS E DE PONTOS

Mapa dos diques máficos alcalinos do litoral entre São Sebastião (SP) e Parati (RJ)



Legenda:

-  Diques de lamprófiros
-  Diques de diabásios alcalinos
-  Lineamentos de relevo

Projeção Universal Transversa de Mercator
South American Datum 1969

Escala 1:600.000

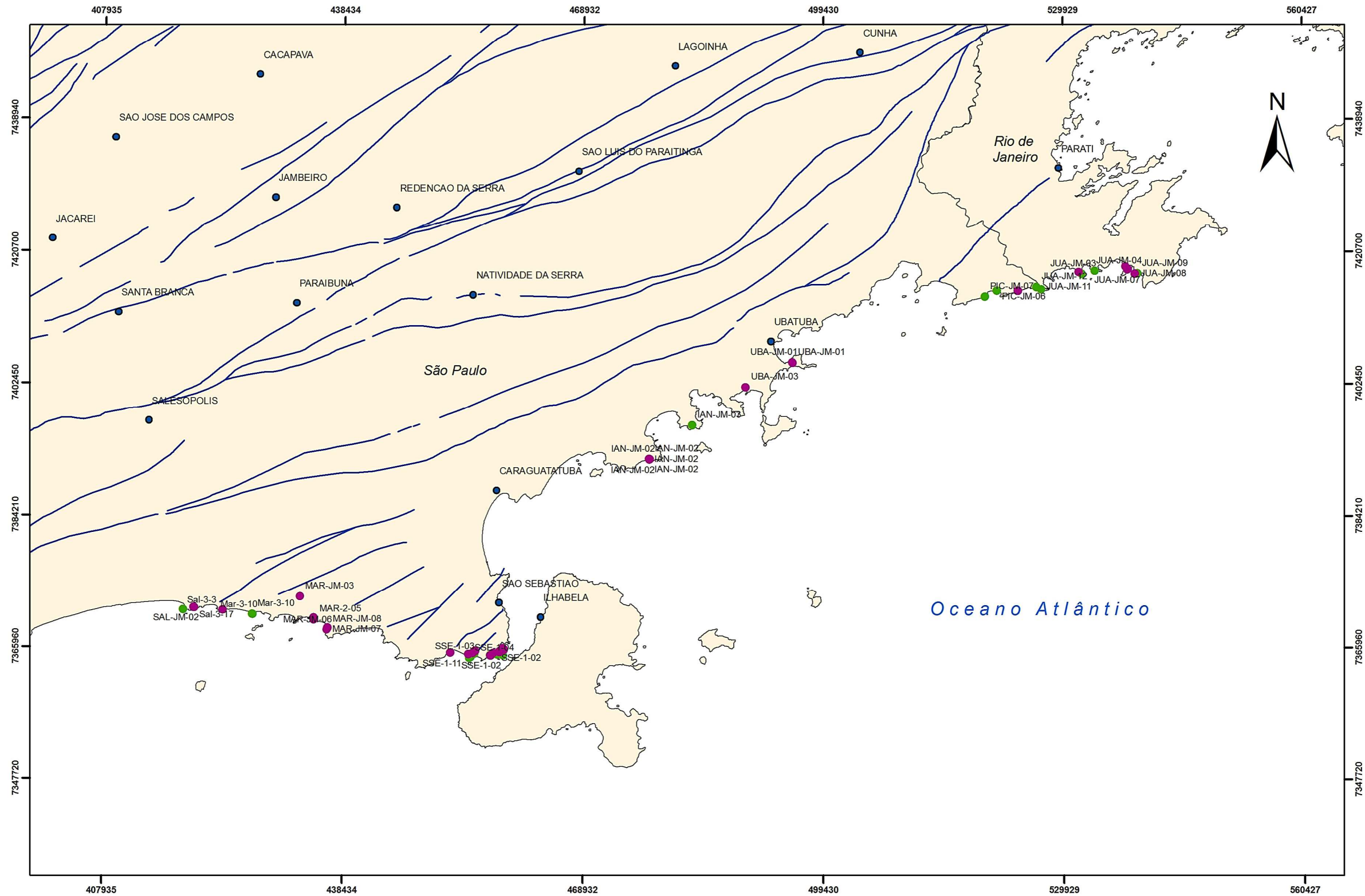


Localização:



Universidade do Estado do Rio de Janeiro
Programa de Pós-graduação em Análises de
Bacias e Faixas Móveis da Faculdade de Geologia
Mestranda: Joana T. Reis Magalhães
Orientador: Sérgio de Castro Valente

Mapa de pontos dos diques máficos alcalinos do litoral entre São Sebastião (SP) e Parati (RJ)



Legenda:

- Diques de lamprófiros
- Diques de diabásios alcalinos
- Lineamentos de relevo

Projeção Universal Transversa de Mercator
South American Datum 1969

Escala 1:600.000



Localização:



Universidade do Estado do Rio de Janeiro
Programa de Pós-graduação em Análises de
Bacias e Faixas Móveis da Faculdade de Geologia

Mestranda: Joana T. Reis Magalhães

Orientador: Sérgio de Castro Valente

Tabela 29 - Tabela de pontos. Juatinga (JUA), Picinguaba (PIC), Ubatuba (UBA), Ilha Anchieta (IAN), São Sebastião (SSE), Maresias (MAR) e Salesópolis (SAL).

UTM N	UTM E	PONTO	UTM N	UTM E	PONTO
7392097	477282	IAN-JM-02	7371180	423121	SAL-JM-03
7396806	482709	IAN-JM-03	7365314	452006	SSE-1-11*
7417968	531919	JUA-JM-02	7365296	451928	SSE-1-12B*
7417650	532335	JUA-JM-03	7365480	458284	SSE-1-1-DQ5A*
7418070	533974	JUA-JM-04	7365101	457937	SSE-1-2-DQ3*
7418720	537920	JUA-JM-06	7364750	454537	SSE-1-3-DQ2A*
7418298	538131	JUA-JM-07	7364572	454462	SSE-1-4
7417650	539077	JUA-JM-08	7634590	455013	SSE-1-9B
7417721	539328	JUA-JM-09	7365215	455058	SSE-JM-04
7415586	527064	JUA-JM-11	7365137	454309	SSE-JM-05
7415864	526474	JUA-JM-12	7365319	454827	SSE-JM-06
7368418	440063	MAR-2-1*	7365541	455167	SSE-JM-07
7366340	445211	MAR-2-13*	7365024	457082	SSE-JM-08
7370154	434635	MAR-2-4*	7364974	457089	SSE-JM-09
7369869	434715	MAR-2-5B*	7365315	457549	SSE-JM-12
7370845	426537	MAR-3-7*	7365508	458302	SSE-JM-13
7373074	432934	MAR-JM-03	7365511	458335	SSE-JM-14
7370183	434606	MAR-JM-04	7365956	458655	SSE-JM-15
7368394	436363	MAR-JM-06	7365903	458671	SSE-JM-16
7368661	436411	MAR-JM-07	7365002	458699	SSE-JM-17
7368788	436401	MAR-JM-08	7365836	458730	SSE-JM-18
7415314	524106	PIC-JM-04	7365805	458754	SSE-JM-19
7415373	521478	PIC-JM-06	7365785	458771	SSE-JM-20
7414518	519907	PIC-JM-07	7365763	458781	SSE-JM-21
7371471	419422	SAL-3-17-DQ1C*	7365733	458780	SSE-JM-22
7371471	419422	SAL-3-17-DQ3B*	7405477	495443	UBA-JM-01
7371458	420009	SAL-3-18-DQ1*	7402080	489484	UBA-JM-03
7371517	419431	SAL-JM-02			

* Amostras coletadas pelo geólogo Leonardo Corrêa Gomes

APÊNDICE B

TABELAS DAS ANÁLISES LITOGEOQUÍMICAS

Tabela 30 - Dados litogeoquímicos dos lamprófiros alcalinos da área de estudo. Fe₂O₃^(t) é ferro total medido sob a forma de ferro férrico. PF é a medida de perda ao fogo. Valores dos óxidos e PF em % peso. Elementos medidos em ppm.

Amostra	IAN-JM-02	IAN-JM-02A	IAN-JM-02B	IAN-JM-02C	IAN-JM-02D
MgO	9.54	11.94	11.48	10.27	10.18
SiO ₂	42.84	38.54	38.00	36.21	37.74
TiO ₂	2.29	2.53	2.70	2.65	2.71
Al ₂ O ₃	12.69	8.05	8.13	8.10	8.99
Fe ₂ O ₃ ^(t)	12.32	13.09	13.09	12.97	12.83
MnO	0.13	0.19	0.19	0.19	0.20
CaO	12.41	12.11	13.32	14.07	13.00
Na ₂ O	1.43	1.09	0.77	2.06	2.60
K ₂ O	1.42	2.49	1.97	1.14	1.21
P ₂ O ₅	0.35	0.47	0.48	0.46	0.48
PF	4.40	9.34	9.75	11.08	9.03
Total	99.82	99.84	99.87	99.20	98.97
Ni	160	340	260	270	230
Cr	310	1430	1230	1260	1130
Sc	34	31	31	30	29
Co	64	72	69	67	64
V	377	388	403	394	418
Ba	533	1208	1189	807	944
Sr	678	699	614	862	949
Rb	30	94	89	43	39
Nb	42	46	45	46	52
Y	21	16	18	17	18
Zr	160	166	178	179	181
La	31.30	43.00	45.20	46.70	50.60
Ce	66.10	88.50	92.90	93.90	96.80
Pr	7.69	10.00	10.60	10.70	10.70
Nd	33.50	41.30	44.40	44.40	44.60
Sm	6.90	8.00	8.70	8.60	8.70
Eu	2.06	2.33	2.49	2.49	2.53
Gd	6.00	6.40	6.70	6.60	6.80
Tb	0.80	0.80	0.90	0.90	0.90
Dy	4.30	4.10	4.30	4.30	4.30
Ho	0.80	0.70	0.70	0.70	0.70
Er	2.00	1.70	1.80	1.80	1.80
Tm	0.26	0.21	0.23	0.22	0.22
Yb	1.60	1.20	1.30	1.30	1.30
Lu	0.25	0.19	0.20	0.21	0.20
Hf	3.90	4.20	4.50	4.50	4.50
Ta	2.80	3.00	3.10	3.20	3.40
Pb			6.00	6.00	6.00
Th	3.20	5.30	5.10	5.20	5.60
U	0.90	1.00	1.20	0.80	1.20

Tabela 30 - (continuação).

Amostra	JUA-JM-02A	JUA-JM-02B	JUA-JM-06B	JUA-JM-08	MAR-2-13
MgO	6.66	8.3	12.18	8.02	10.18
SiO ₂	42.99	42.22	39.76	44.3	34.19
TiO ₂	2.653	2.582	2.541	2.357	2.12
Al ₂ O ₃	14.37	13.4	10.75	14.24	9.56
Fe ₂ O ₃ ^(t)	10.84	10.72	11.64	11.61	11.35
MnO	0.168	0.161	0.157	0.177	0.19
CaO	9.51	9.27	9.86	8.72	13.26
Na ₂ O	3.35	3.22	2.11	3.34	2.46
K ₂ O	1.98	2.66	1.46	2.2	1.73
P ₂ O ₅	0.81	0.68	0.59	0.56	1.23
PF	5.54	5.96	7.5	5.15	13.01
Total	98.87	99.17	98.55	100.67	99.28
Ni	120	180	320	160	170
Cr	230	280	440	260	570
Sc	14	16	21	18	22
Co	42	46	60	44	52
V	195	194	204	183	246
Ba	1568	1122	589	1024	481
Sr	1486	1014	813	990	1076
Rb	68	65	36	57	43
Nb	66	61	48	59	51
Y	23	22	19	23	26
Zr	269	254	203	245	303
La	51.6	47.6	42.6	44.8	52.90
Ce	103	96.4	86.3	91.6	111.00
Pr	12.7	11.9	10.6	11.6	13.90
Nd	48.2	45.9	42	44.2	55.80
Sm	9.4	9.2	8.6	9	10.40
Eu	2.83	2.77	2.58	2.74	3.12
Gd	7.4	7.3	6.9	7.3	8.90
Tb	1.1	1.1	1	1	1.20
Dy	5.4	5.3	5	5.5	5.80
Ho	1	0.9	0.8	1	1.10
Er	2.4	2.3	2.1	2.5	2.70
Tm	0.32	0.31	0.28	0.35	0.35
Yb	2	1.9	1.7	2.2	2.10
Lu	0.28	0.27	0.24	0.34	0.29
Hf	6.4	6.5	5.5	6.1	4.50
Ta	4.8	4.6	3.5	4.3	4.40
Pb	6	5			5.00
Th	5.6	5.1	5.1	5.2	3.80
U	1.5	1.4	1.4	1.4	0.80

Tabela 30 - (continuação).

Amostra	MAR-2-5B	MAR-JM-03A	MAR-JM-03B	MAR-JM-04	MAR-JM-05
MgO	6.33	8.86	12.10	7.26	8.50
SiO ₂	36.76	38.26	38.24	37.10	40.70
TiO ₂	3.41	4.44	4.03	3.71	2.30
Al ₂ O ₃	13.02	11.26	9.45	12.51	11.74
Fe ₂ O ₃ ^(t)	12.96	14.03	14.27	14.78	12.09
MnO	0.22	0.19	0.20	0.21	0.19
CaO	11.34	10.98	11.78	12.74	12.00
Na ₂ O	1.90	2.38	1.48	2.94	2.22
K ₂ O	3.83	1.48	0.93	1.00	1.54
P ₂ O ₅	1.31	1.51	1.16	1.45	0.93
PF	8.28	5.95	5.97	5.10	6.79
Total	99.36	99.34	99.61	98.81	99.00
Ni	50	190	320	60	150
Cr	50	450	880	60	360
Sc	15	21	29	19	21
Co	44	53	62	50	49
V	290	350	331	357	246
Ba	1024	601	548	1248	619
Sr	1362	1150	817	1132	1010
Rb	107	56	20	38	42
Nb	88	49	36	64	45
Y	29	28	25	28	26
Zr	391	262	211	292	198
La	68.90	54.30	39.40	58.80	53.90
Ce	140.00	131.00	97.10	132.00	116.00
Pr	16.80	16.10	12.10	15.30	12.80
Nd	65.10	67.30	50.90	60.50	49.70
Sm	11.50	12.80	10.20	11.60	9.70
Eu	3.35	3.70	2.93	3.41	2.89
Gd	9.20	9.50	7.50	8.80	7.70
Tb	1.20	1.30	1.10	1.20	1.10
Dy	6.20	6.50	5.20	6.10	5.60
Ho	1.10	1.10	0.90	1.00	1.00
Er	2.90	2.70	2.10	2.60	2.50
Tm	0.39	0.35	0.27	0.33	0.32
Yb	2.30	2.10	1.70	2.00	2.00
Lu	0.33	0.30	0.25	0.30	0.30
Hf	7.20	3.80	5.30	5.50	4.00
Ta	10.20	5.30	3.90	7.70	5.50
Pb	5.00				
Th	4.80	3.60	2.60	4.30	4.10
U	4.20	1.00	0.90	2.50	3.30

Tabela 30 - (continuação).

Amostra	MAR-JM-06A	MAR-JM-06B	MAR-JM-07A	MAR-JM-07B	MAR-JM-08A
MgO	6.72	6.67	7.23	7.70	6.99
SiO ₂	38.25	40.77	41.92	42.91	39.63
TiO ₂	3.52	3.44	3.54	3.18	3.67
Al ₂ O ₃	13.22	13.31	13.69	13.20	13.20
Fe ₂ O ₃ ^(t)	13.12	12.39	14.37	13.07	13.43
MnO	0.15	0.16	0.15	0.17	0.15
CaO	8.38	10.15	9.52	10.69	10.03
Na ₂ O	2.42	2.71	2.60	2.47	2.34
K ₂ O	1.82	1.74	1.44	1.29	1.30
P ₂ O ₅	0.75	0.82	0.53	0.46	0.66
PF	10.25	6.69	4.77	4.45	7.46
Total	98.60	98.85	99.76	99.58	98.87
Ni	110	120	80	120	120
Cr	230	260	190	350	290
Sc	15	16	20	23	19
Co	46	49	56	50	67
V	271	258	314	299	274
Ba	518	732	432	383	736
Sr	1286	1435	828	752	1250
Rb	49	40	33	30	33
Nb	41	45	38	34	35
Y	21	24	22	22	21
Zr	208	215	197	185	185
La	43.00	47.40	38.60	33.80	35.10
Ce	97.20	105.00	83.70	75.50	79.70
Pr	11.30	12.20	9.70	8.75	9.46
Nd	46.80	50.40	40.00	36.40	39.60
Sm	9.70	10.30	8.30	8.00	8.70
Eu	3.07	3.28	2.65	2.42	2.99
Gd	7.60	8.00	6.90	6.40	7.00
Tb	1.10	1.10	1.00	1.00	1.00
Dy	5.10	5.40	5.10	4.80	4.90
Ho	0.90	0.90	0.90	0.80	0.80
Er	2.00	2.20	2.20	2.10	2.00
Tm	0.26	0.26	0.27	0.26	0.24
Yb	1.50	1.60	1.70	1.60	1.40
Lu	0.22	0.22	0.26	0.24	0.20
Hf	4.60	4.80	4.60	4.50	4.50
Ta	3.60	3.80	3.30	2.80	3.40
Pb					
Th	4.00	4.10	3.80	3.40	3.10
U	1.10	1.30	1.50	1.20	1.10

Tabela 30 - (continuação).

Amostra	SAL-3-17-DQ1C	SAL-3-17-DQ3B	SAL-3-18-DQ1	SAL-JM-02A	SAL-JM-02B
MgO	6.71	7.78	7.99	5.66	6.92
SiO ₂	41.08	40.63	40.93	40.25	41.58
TiO ₂	4.19	3.34	3.28	4.26	4.15
Al ₂ O ₃	14.10	12.53	12.92	13.48	14.16
Fe ₂ O ₃ ^(t)	12.81	11.24	10.94	12.91	13.10
MnO	0.20	0.16	0.16	0.14	0.19
CaO	8.22	8.71	9.42	10.69	7.93
Na ₂ O	2.67	2.51	2.81	2.67	2.70
K ₂ O	2.19	2.07	2.23	2.21	2.34
P ₂ O ₅	1.39	1.00	0.81	1.28	1.47
PF	4.64	8.29	6.90	5.44	4.26
Total	98.20	98.26	98.39	98.99	98.80
Ni	60	210	180	50	50
Cr	90	340	300	110	100
Sc	19	20	19	20	19
Co	46	70	47	45	40
V	274	253	229	291	267
Ba	2146	1202	1197	2112	2198
Sr	879	855	1052	912	888
Rb	60	57	51	61	62
Nb	48	46	62	48	50
Y	27	25	22	26	28
Zr	232	243	272	203	221
La	42.20	42.80	46.10	44.50	48.90
Ce	101.00	96.50	101.00	112.00	122.00
Pr	14.30	12.70	13.00	14.20	15.20
Nd	63.70	53.50	53.40	61.20	65.20
Sm	12.50	10.50	10.20	11.90	12.70
Eu	3.80	3.16	3.06	3.57	3.93
Gd	9.90	7.90	7.60	9.10	9.50
Tb	1.30	1.20	1.10	1.20	1.30
Dy	6.50	5.80	5.50	5.90	6.20
Ho	1.10	1.00	0.90	1.00	1.10
Er	2.70	2.50	2.30	2.60	2.70
Tm	0.34	0.33	0.29	0.31	0.33
Yb	2.00	1.90	1.60	1.90	1.90
Lu	0.27	0.28	0.23	0.28	0.30
Hf	5.50	5.70	6.10	5.10	5.30
Ta	4.80	5.00	5.60	4.80	4.80
Pb	5.00	5.00	5.00		
Th	3.40	4.20	4.20	3.40	3.60
U	0.90	1.00	1.10	0.90	0.90

Tabela 30 - (continuação).

Amostra	SAL-JM-02C	SAL-JM-03B	SSE-1-11	SSE-1-12B	SSE-1-1-DQ5A
MgO	8.37	5.76	11.28	13.93	9.83
SiO ₂	40.52	42.03	40.67	45.32	34.24
TiO ₂	3.62	3.44	2.11	1.77	2.07
Al ₂ O ₃	12.08	14.62	10.69	9.14	9.21
Fe ₂ O ₃ ⁽¹⁾	12.17	12.36	11.04	9.49	10.48
MnO	0.16	0.19	0.15	0.14	0.18
CaO	9.57	7.49	14.60	15.59	17.30
Na ₂ O	2.46	3.41	0.65	1.34	0.46
K ₂ O	1.89	3.16	1.06	1.05	1.40
P ₂ O ₅	1.03	0.84	0.33	0.27	0.68
PF	6.77	5.40	6.96	2.05	12.40
Total	98.64	98.71	99.54	100.09	98.25
Ni	170	30	280	310	220
Cr	520	110	770	1130	360
Sc	25	18	39	49	37
Co	45	35	59	61	50
V	280	261	290	269	274
Ba	1164	1361	443	331	638
Sr	891	808	418	483	752
Rb	49	84	27	18	43
Nb	43	60	45	34	51
Y	25	28	19	14	20
Zr	229	285	172	129	200
La	43.40	57.20	30.70	23.10	55.30
Ce	102.00	120.00	66.50	49.70	112.00
Pr	12.50	13.40	8.33	6.29	13.30
Nd	53.10	52.50	34.70	26.50	52.40
Sm	10.20	10.00	6.90	5.40	9.60
Eu	3.04	3.01	2.12	1.63	2.86
Gd	7.90	8.00	5.60	4.40	7.30
Tb	1.10	1.10	0.80	0.70	1.00
Dy	5.60	6.00	4.20	3.40	4.80
Ho	1.00	1.10	0.70	0.60	0.80
Er	2.50	2.80	1.80	1.50	2.00
Tm	0.31	0.37	0.25	0.20	0.26
Yb	2.10	2.40	1.40	1.20	1.60
Lu	0.30	0.37	0.20	0.16	0.20
Hf	5.70	6.40	4.00	3.10	4.70
Ta	4.30	4.90	3.20	2.50	5.10
Pb			5.00	5.00	5.00
Th	4.10	6.30	3.40	2.40	4.90
U	1.00	1.60	1.00	0.70	3.40

Tabela 30 - (continuação).

Amostra	SSE-1-2-DQ3	SSE-1-3-DQ2A	SSE-1-4	SSE-1-9B	SSE-JM-05C
MgO	6.70	11.25	10.15	4.62	7.12
SiO ₂	39.60	39.10	41.72	43.46	43.73
TiO ₂	2.07	2.21	2.25	2.65	2.52
Al ₂ O ₃	13.62	9.16	11.91	16.51	12.46
Fe ₂ O ₃ ^(t)	11.48	11.10	11.16	12.12	11.08
MnO	0.19	0.15	0.15	0.19	0.17
CaO	12.95	14.72	14.54	9.97	10.84
Na ₂ O	1.70	0.68	1.23	2.70	2.16
K ₂ O	2.82	1.19	1.46	2.00	2.95
P ₂ O ₅	0.98	0.27	0.32	0.45	0.63
PF	6.50	8.94	4.83	4.42	5.39
Total	98.61	98.78	99.72	99.09	99.05
Ni	140	230	190	60	130
Cr	130	440	510	30	240
Sc	20	48	40	11	29
Co	48	58	70	44	46
V	268	339	370	303	316
Ba	846	421	538	811	938
Sr	1236	396	743	1040	782
Rb	78	29	36	43	67
Nb	64	36	53	56	72
Y	26	16	17	22	35
Zr	254	158	167	204	263
La	66.50	26.00	31.80	40.90	63.10
Ce	134.00	56.40	66.90	83.90	132.00
Pr	15.40	7.17	8.14	10.40	14.30
Nd	59.50	30.50	33.30	41.30	54.80
Sm	10.60	6.40	6.60	7.90	9.90
Eu	3.15	1.89	2.02	2.46	2.68
Gd	8.00	5.10	5.30	6.10	7.40
Tb	1.20	0.70	0.80	0.90	1.10
Dy	5.90	3.80	3.90	4.70	5.80
Ho	1.10	0.70	0.70	0.90	1.10
Er	2.70	1.60	1.80	2.20	2.80
Tm	0.38	0.21	0.24	0.30	0.37
Yb	2.30	1.30	1.40	1.90	2.40
Lu	0.33	0.17	0.19	0.26	0.38
Hf	4.70	4.50	4.00	4.30	6.10
Ta	5.20	2.70	4.00	4.10	5.40
Pb	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Th	6.40	2.60	3.50	4.60	7.40
U	2.70	0.80	1.00	1.30	2.10

Tabela 30 -(continuação).

Amostra	SSE-JM-06	SSE-JM-07A	SSE-JM-07B	SSE-JM-07C	SSE-JM-07D
MgO	11.47	10.47	8.80	8.53	8.24
SiO ₂	39.35	41.86	41.23	41.47	41.71
TiO ₂	2.17	2.17	2.27	2.43	2.45
Al ₂ O ₃	10.17	10.44	11.36	11.81	12.59
Fe ₂ O ₃ ^(t)	10.91	10.81	11.26	12.16	12.19
MnO	0.17	0.16	0.15	0.17	0.17
CaO	13.59	15.07	14.17	14.43	13.76
Na ₂ O	1.02	1.73	1.70	1.74	1.85
K ₂ O	1.33	1.07	1.74	1.73	1.97
P ₂ O ₅	0.42	0.43	0.35	0.37	0.40
PF	10.13	5.95	6.52	5.36	4.98
Total	100.72	100.16	99.55	100.20	100.30
Ni	260	210	160	140	130
Cr	400	510	380	260	210
Sc	39	44	39	39	35
Co	53	54	53	55	54
V	315	318	332	366	364
Ba	467	615	1662	583	663
Sr	684	622	682	616	702
Rb	34	39	48	45	52
Nb	43	43	49	49	53
Y	21	18	19	19	20
Zr	161	162	168	173	176
La	35.30	36.80	33.90	34.60	37.10
Ce	77.60	80.40	74.40	75.50	81.80
Pr	8.88	9.23	8.31	8.81	9.26
Nd	35.80	36.70	33.80	34.70	37.10
Sm	6.90	7.00	6.70	7.00	7.30
Eu	1.95	2.08	1.98	2.08	2.16
Gd	5.30	5.30	5.30	5.50	5.50
Tb	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80
Dy	3.90	3.90	3.90	4.20	4.30
Ho	0.70	0.70	0.70	0.70	0.80
Er	1.80	1.80	1.80	1.90	1.90
Tm	0.23	0.22	0.23	0.26	0.27
Yb	1.40	1.40	1.40	1.60	1.60
Lu	0.22	0.21	0.22	0.25	0.24
Hf	3.90	4.00	4.00	4.30	4.30
Ta	3.20	3.30	3.60	3.60	3.90
Pb					
Th	3.70	3.90	3.80	3.90	4.10
U	1.10	2.50	1.20	1.30	1.30

Tabela 30 - (continuação).

Amostra	SSE-JM-07F	SSE-JM-09B	SSE-JM-12B	SSE-JM-13	SSE-JM-13A
MgO	8.96	9.21	6.74	6.21	15.23
SiO ₂	42.20	42.35	38.91	39.88	37.03
TiO ₂	2.39	1.51	1.86	3.27	1.80
Al ₂ O ₃	11.80	11.86	12.94	13.93	9.38
Fe ₂ O ₃ ^(t)	11.57	9.22	12.01	16.48	10.80
MnO	0.15	0.15	0.20	0.19	0.16
CaO	13.85	12.20	13.91	12.59	12.05
Na ₂ O	1.73	1.75	1.85	1.91	0.47
K ₂ O	2.11	0.97	2.71	1.82	1.36
P ₂ O ₅	0.42	0.21	1.20	0.46	0.55
PF	4.70	10.29	8.42	4.18	12.03
Total	99.88	99.72	100.75	100.92	100.86
Ni	160	160	90	70	430
Cr	340	590	60		1080
Sc	37	37	20	24	28
Co	51	42	45	69	68
V	339	247	287	521	246
Ba	847	315	1109	686	1279
Sr	693	492	1322	757	616
Rb	53	30	84	41	56
Nb	57	27	49	53	45
Y	19	18	30	27	17
Zr	183	119	246	218	161
La	39.80	22.00	75.60	46.20	42.90
Ce	85.20	47.50	147.00	95.60	79.90
Pr	9.61	5.46	16.00	11.10	8.63
Nd	38.00	22.20	65.90	47.90	35.40
Sm	7.30	4.60	11.60	9.70	6.50
Eu	2.22	1.49	3.40	2.77	2.02
Gd	5.50	4.00	9.20	7.90	5.50
Tb	0.80	0.60	1.20	1.10	0.70
Dy	4.20	3.50	6.40	5.90	4.00
Ho	0.70	0.70	1.10	1.00	0.70
Er	1.80	1.90	3.00	2.70	1.90
Tm	0.25	0.27	0.40	0.36	0.25
Yb	1.50	1.70	2.40	2.10	1.50
Lu	0.25	0.27	0.39	0.35	0.25
Hf	4.30	3.00	4.70	5.50	3.50
Ta	4.20	2.00	4.50	3.60	3.40
Pb				6.00	
Th	4.30	2.50	6.70	5.30	4.20
U	1.30	0.60	3.20	1.40	1.30

Tabela 30 - (continuação).

Amostra	SSE-JM-15	SSE-JM-17A	SSE-JM-17B	SSE-JM-18A	SSE-JM-18B
MgO	8.08	5.91	6.17	12.63	14.02
SiO ₂	35.03	41.28	40.77	40.29	40.50
TiO ₂	2.22	3.205	3.223	1.59	1.43
Al ₂ O ₃	10.56	13.95	14.03	11.68	10.86
Fe ₂ O ₃ ^(t)	11.25	15.75	15.91	11.66	10.36
MnO	0.18	0.179	0.191	0.17	0.16
CaO	14.61	11.34	11.69	11.68	12.01
Na ₂ O	0.25	1.94	1.67	0.93	0.82
K ₂ O	1.53	2.22	2.24	1.59	1.33
P ₂ O ₅	0.52	0.5	0.48	0.36	0.27
PF	14.19	3.59	4.05	7.84	8.51
Total	98.43	99.864	100.424	100.41	100.26
Ni	170	70	80	340	420
Cr	380			1040	1140
Sc	36	21	23	26	31
Co	57	66	68	64	87
V	303	500	506	272	243
Ba	934	1035	915	419	366
Sr	611	928	853	524	390
Rb	64	47	51	61	50
Nb	40	56	54	31	24
Y	20	26	26	19	17
Zr	216	218	218	151	131
La	41.20	49.1	45.3	26.20	20.50
Ce	84.80	100	96.6	56.90	45.80
Pr	9.73	11.6	11.2	6.67	5.47
Nd	41.70	50.1	48.6	29.30	24.80
Sm	8.30	9.9	9.8	6.00	5.30
Eu	2.52	2.88	2.81	1.88	1.68
Gd	6.80	8.3	8.3	5.30	4.70
Tb	0.90	1.1	1.1	0.80	0.70
Dy	4.70	5.9	5.9	4.20	3.80
Ho	0.80	1	1	0.80	0.70
Er	2.10	2.7	2.7	2.00	1.80
Tm	0.27	0.35	0.36	0.28	0.25
Yb	1.70	2.2	2.2	1.70	1.50
Lu	0.27	0.34	0.35	0.28	0.26
Hf	5.00	5.4	5.4	3.30	3.20
Ta	3.50	3.7	3.6	2.10	2.10
Pb			5		
Th	4.10	5.4	5.3	2.20	1.70
U	2.00	1.5	1.5	0.60	0.50

Tabela 30 - (continuação).

Amostra	SSE-JM-18F	SSE-JM-19B	SSE-JM-19C	SSE-JM-20A	SSE-JM-20C
MgO	9.72	8.38	12.17	5.71	10.59
SiO ₂	38.49	39.03	40.71	32.98	36.05
TiO ₂	2.16	1.88	1.49	1.85	1.87
Al ₂ O ₃	10.56	13.78	10.19	13.33	10.73
Fe ₂ O ₃ ^(t)	11.07	10.77	10.52	11.66	11.51
MnO	0.18	0.12	0.16	0.19	0.19
CaO	15.36	10.92	14.44	13.53	15.07
Na ₂ O	1.87	1.38	0.86	0.36	1.53
K ₂ O	1.28	2.35	1.41	2.72	0.89
P ₂ O ₅	0.81	1.34	0.72	1.24	0.95
PF	9.20	9.73	7.22	15.68	9.79
Total	100.70	99.68	99.89	99.24	99.17
Ni	190	130	310	130	210
Cr	320		850		400
Sc	36	19	34	20	30
Co	51	47	57	53	54
V	296	289	266	275	287
Ba	596	1632	629	1545	350
Sr	985	1079	726	688	1103
Rb	39	71	51	137	33
Nb	60	44	25	44	36
Y	21	31	22	30	26
Zr	203	236	163	239	239
La	62.90	75.10	38.00	71.70	56.40
Ce	126.00	146.00	81.30	141.00	114.00
Pr	13.80	16.10	9.35	15.70	13.10
Nd	56.30	66.20	40.20	64.00	54.70
Sm	10.10	11.80	7.90	11.70	10.30
Eu	2.94	3.46	2.39	3.33	3.07
Gd	8.20	9.80	6.90	9.70	8.60
Tb	1.10	1.30	0.90	1.30	1.10
Dy	5.30	6.90	5.10	6.70	6.10
Ho	0.90	1.20	0.90	1.10	1.10
Er	2.20	3.30	2.40	3.20	2.80
Tm	0.28	0.44	0.32	0.43	0.37
Yb	1.60	2.60	2.00	2.60	2.20
Lu	0.26	0.41	0.32	0.39	0.35
Hf	4.70	3.80	3.80	4.20	4.90
Ta	5.50	3.10	1.80	3.10	2.70
Pb				19.00	
Th	6.00	6.60	3.40	6.60	3.70
U	4.00	2.30	1.10	2.30	1.20

Tabela 30 - (continuação).

Amostra	SSE-JM-21D	SSE-JM-21F	SSE-JM-22A	SSE-JM-22B	SSE-JM-22C
MgO	9.32	8.35	5.81	6.53	6.30
SiO ₂	42.68	42.13	40.34	41.15	42.06
TiO ₂	2.23	2.23	2.89	2.91	2.92
Al ₂ O ₃	11.41	11.42	13.74	13.18	14.04
Fe ₂ O ₃ ^(t)	11.80	11.65	13.88	13.34	14.12
MnO	0.14	0.16	0.19	0.18	0.19
CaO	12.80	13.08	11.88	11.65	12.42
Na ₂ O	2.10	2.39	1.61	2.12	1.44
K ₂ O	1.44	1.78	2.89	2.54	2.24
P ₂ O ₅	0.34	0.35	0.54	0.59	0.52
PF	5.57	6.00	5.36	4.57	2.63
Total	99.83	99.54	99.13	98.76	98.88
Ni	160	160	80	110	90
Cr	310	330		110	30
Sc	36	35	23	21	25
Co	57	61	61	56	60
V	349	338	423	369	419
Ba	693	1126	1340	993	992
Sr	339	468	782	962	814
Rb	34	42	62	53	57
Nb	48	52	61	63	63
Y	21	20	25	24	25
Zr	180	181	229	234	232
La	40.00	35.60	52.40	54.70	54.40
Ce	76.10	74.90	107.00	112.00	110.00
Pr	8.88	8.93	12.40	12.50	12.40
Nd	37.70	38.00	52.00	52.40	51.90
Sm	7.50	7.50	9.90	9.90	9.90
Eu	2.35	2.34	2.90	2.90	2.87
Gd	6.50	6.50	8.20	8.00	8.10
Tb	0.90	0.90	1.10	1.10	1.10
Dy	4.80	4.70	5.80	5.60	5.70
Ho	0.90	0.80	1.00	0.90	1.00
Er	2.20	2.10	2.60	2.40	2.60
Tm	0.29	0.28	0.34	0.33	0.34
Yb	1.70	1.70	2.10	1.90	2.10
Lu	0.28	0.28	0.33	0.31	0.34
Hf	4.30	4.50	5.70	5.40	5.60
Ta	3.30	3.40	4.10	4.20	4.10
Pb					
Th	3.80	3.90	5.40	5.70	5.70
U	1.10	1.10	1.50	1.50	1.60

Tabela 30 - (continuação).

Amostra	SSE-JM-22D	UBA-JM-01A	UBA-JM-01B	UBA-JM-01C	UBA-JM-03
MgO	6.32	8.71	8.44	11.23	8.10
SiO ₂	42.15	39.83	43.04	39.91	41.47
TiO ₂	2.91	3.19	2.78	3.01	2.66
Al ₂ O ₃	14.00	12.20	12.06	11.26	12.81
Fe ₂ O ₃ ^(t)	13.93	11.79	10.61	11.82	11.32
MnO	0.18	0.16	0.15	0.17	0.19
CaO	12.10	10.66	9.58	10.92	8.48
Na ₂ O	1.52	2.61	2.43	2.45	3.53
K ₂ O	2.45	2.41	2.84	2.13	3.30
P ₂ O ₅	0.53	0.80	0.87	0.93	0.72
PF	2.93	6.65	5.83	4.88	7.40
Total	99.01	99.01	98.64	98.71	99.98
Ni	90	180	190	260	120
Cr	30	390	360	520	210
Sc	25	20	19	21	17
Co	90	48	49	55	41
V	425	254	216	243	193
Ba	1108	967	985	900	987
Sr	903	1311	1118	1327	1478
Rb	61	53	71	49	87
Nb	62	67	65	67	98
Y	25	24	34	25	27
Zr	233	252	335	258	413
La	55.00	65.90	94.20	77.90	60.60
Ce	109.00	127.00	180.00	148.00	119.00
Pr	12.50	14.10	19.90	16.60	13.50
Nd	52.30	55.30	76.10	64.90	54.90
Sm	9.80	10.40	13.20	11.50	10.50
Eu	2.86	3.05	3.30	3.43	3.18
Gd	8.00	7.80	10.20	8.90	8.10
Tb	1.10	1.00	1.40	1.10	1.10
Dy	5.80	5.10	7.20	5.70	5.80
Ho	1.00	0.90	1.30	1.00	1.00
Er	2.60	2.10	3.30	2.40	2.50
Tm	0.35	0.26	0.44	0.30	0.33
Yb	2.10	1.60	2.60	1.70	2.00
Lu	0.33	0.24	0.42	0.27	0.31
Hf	5.60	5.00	7.00	5.30	8.40
Ta	4.50	4.10	4.00	4.20	7.20
Pb			8.00	5.00	6.00
Th	5.50	6.80	12.90	8.60	10.10
U	1.50	1.70	2.30	2.20	2.20

Tabela 31 - Dados litogeoquímicos dos diabásios alcalinos da área de estudo. $\text{Fe}_2\text{O}_3^{(t)}$ é ferro total medido sob a forma de ferro férrico. PF é a medida de perda ao fogo. Valores dos óxidos e PF em % peso. Elementos medidos em ppm.

Amostra	JUA-JM-11A	JUA-JM-11B	MAR-2-1	MAR-2-4	MAR-JM-08B
MgO	5.34	4.80	7.06	8.37	8.49
SiO ₂	41.98	44.35	40.00	41.46	45.51
TiO ₂	3.386	3.505	3.28	2.78	2.28
Al ₂ O ₃	14.17	15.27	12.79	12.11	13.05
Fe ₂ O ₃ ^(t)	13.33	12.42	12.14	11.69	12.55
MnO	0.172	0.181	0.17	0.16	0.19
CaO	7.95	9.25	11.10	10.45	11.55
Na ₂ O	3.26	3.28	2.66	2.23	2.85
K ₂ O	1.4	1.5	1.87	1.92	0.97
P ₂ O ₅	1.4	1.44	1.12	0.71	0.58
PF	5.97	3.69	6.63	8.03	1.50
Total	98.36	99.69	98.82	99.91	99.52
Ni	30		90	130	340
Cr	40	40	160	300	400
Sc	16	16	19	21	26
Co	42	36	45	49	60
V	211	211	251	252	240
Ba	525	555	1067	492	476
Sr	1176	1297	1405	784	821
Rb	32	31	38	45	24
Nb	44	46	49	49	46
Y	28	29	27	24	24
Zr	182	189	234	246	186
La	41.5	43	53.80	39.30	40.70
Ce	94.7	96.7	112.00	84.80	87.50
Pr	13.1	12.6	14.20	10.90	9.89
Nd	56	53.2	59.20	45.40	39.50
Sm	12.1	11.4	11.90	9.30	7.80
Eu	3.85	3.64	4.09	2.87	2.37
Gd	10	9.4	9.90	7.90	6.40
Tb	1.4	1.3	1.40	1.10	1.00
Dy	6.8	6.4	6.40	5.30	5.00
Ho	1.2	1.1	1.10	0.90	0.90
Er	2.9	2.7	2.60	2.20	2.30
Tm	0.39	0.36	0.33	0.28	0.31
Yb	2.3	2.1	1.90	1.60	1.90
Lu	0.32	0.3	0.24	0.20	0.29
Hf	4.8	4.4	4.90	5.60	4.50
Ta	3.3	3.1	4.30	5.10	5.30
Pb			5.00	5.00	
Th	3.4	3.7	4.20	3.90	4.00
U	0.9	0.9	1.70	1.80	2.90

Tabela 31 - (continuação).

Amostra	MAR-JM-08D	SSE-1-1-DQ4A	SSE-1-2-DQ1C	SSE-1-2-DQ2B	SSE-1-6-DQ2C
MgO	4.90	7.38	7.53	9.11	7.05
SiO ₂	39.42	42.34	38.94	39.25	41.52
TiO ₂	4.19	1.87	1.93	1.72	2.79
Al ₂ O ₃	13.92	13.44	13.05	11.71	14.23
Fe ₂ O ₃ ⁽⁰⁾	14.34	10.83	11.31	10.39	13.72
MnO	0.21	0.16	0.19	0.17	0.19
CaO	11.06	9.99	13.73	14.80	12.79
Na ₂ O	2.75	2.29	2.04	1.28	2.45
K ₂ O	1.50	1.33	1.40	1.14	1.23
P ₂ O ₅	1.50	0.37	1.11	0.31	0.87
PF	4.92	8.89	7.09	8.74	2.47
Total	98.71	98.89	98.32	98.62	99.31
Ni	30	130	150	210	120
Cr	60	130		370	110
Sc	14	28	22	33	24
Co	46	49	48	51	62
V	273	248	280	291	373
Ba	738	505	542	507	703
Sr	1588	717	1066	736	1278
Rb	32	33	37	32	34
Nb	43	39	42	33	50
Y	27	21	30	21	24
Zr	184	187	255	169	188
La	57.30	34	64.8	26.4	51.3
Ce	128.00	70.5	130	56.7	108
Pr	15.20	8.66	15.5	7.19	13.5
Nd	64.80	34.6	61.7	30.3	55.3
Sm	12.70	6.9	11.5	6.2	10.3
Eu	4.31	2.08	3.38	1.97	3.04
Gd	9.70	5.4	9	5.3	8
Tb	1.30	0.8	1.3	0.8	1.1
Dy	6.40	4.5	6.8	4.4	5.7
Ho	1.00	0.8	1.2	0.8	1
Er	2.50	2.2	3.1	2.2	2.5
Tm	0.30	0.33	0.45	0.31	0.33
Yb	1.80	2	2.6	1.9	1.9
Lu	0.26	0.29	0.39	0.27	0.27
Hf	3.80	4.1	4.1	3.9	4.3
Ta	3.80	2.8	3.2	2.5	3.7
Pb		6			
Th	3.80	3.6	5.9	2.3	4.4
U	1.30	1	2.2	0.6	1.3

Tabela 31 - (continuação).

Amostra	SSE-JM-04	SSE-JM-08	SSE-JM-13B	SSE-JM-14A	SSE-JM-14C
MgO	6.75	8.68	7.03	7.17	7.43
SiO ₂	41.77	42.28	41.11	43.83	41.12
TiO ₂	2.80	2.03	1.85	2.00	1.86
Al ₂ O ₃	14.17	13.30	14.12	14.17	13.48
Fe ₂ O ₃ ⁽⁰⁾	14.58	10.88	12.00	11.11	11.12
MnO	0.19	0.16	0.16	0.16	0.18
CaO	13.30	11.86	13.22	9.75	9.83
Na ₂ O	2.55	1.83	2.12	2.54	2.36
K ₂ O	0.80	1.49	1.69	1.49	1.39
P ₂ O ₅	0.89	0.28	1.14	0.47	0.41
PF	1.49	7.16	6.07	7.58	11.30
Total	99.29	99.95	100.51	100.27	100.47
Ni	50	150	130	80	90
Cr	70	420		100	100
Sc	25	31	20	28	26
Co	73	50	48	46	54
V	389	293	269	270	250
Ba	677	731	599	554	575
Sr	1340	619	1173	667	760
Rb	29	37	41	34	32
Nb	50	35	48	48	42
Y	24	19	30	24	22
Zr	179	154	248	206	183
La	55.60	25.30	67.50	40.90	36.50
Ce	122.00	55.70	134.00	83.40	75.30
Pr	13.70	6.35	14.80	9.44	8.58
Nd	55.20	25.80	60.10	39.40	35.60
Sm	10.20	5.40	11.20	7.70	7.00
Eu	3.00	1.66	3.37	2.28	2.09
Gd	7.70	4.70	9.00	6.60	6.00
Tb	1.10	0.70	1.20	1.00	0.90
Dy	5.70	3.70	6.60	5.10	4.70
Ho	1.00	0.70	1.10	0.90	0.90
Er	2.50	1.80	3.10	2.60	2.40
Tm	0.31	0.27	0.42	0.37	0.33
Yb	2.00	1.70	2.60	2.30	2.10
Lu	0.30	0.26	0.42	0.38	0.35
Hf	4.50	3.80	4.70	4.70	4.20
Ta	4.20	2.90	3.30	3.10	2.90
Pb					6.00
Th	4.60	2.50	6.80	4.40	4.10
U	1.50	0.70	2.50	1.20	1.10

Tabela 31 - (continuação).

Amostra	SSE-JM-16A	SSE-JM-16B	SSE-JM-18C	SSE-JM-18D	SSE-JM-21A
MgO	8.59	8.28	8.69	8.58	7.71
SiO ₂	43.28	44.69	42.08	41.82	39.86
TiO ₂	1.77	1.72	1.75	1.83	2.13
Al ₂ O ₃	12.75	13.40	13.13	13.22	12.04
Fe ₂ O ₃ ⁽⁰⁾	10.57	10.85	11.06	10.48	10.53
MnO	0.17	0.17	0.15	0.13	0.15
CaO	12.44	11.33	14.77	14.28	12.46
Na ₂ O	1.96	2.27	1.72	1.71	1.12
K ₂ O	0.92	1.43	1.27	1.25	1.77
P ₂ O ₅	0.39	0.42	0.41	0.39	0.68
PF	7.19	5.09	5.39	6.43	10.92
Total	100.02	99.66	100.42	100.12	99.37
Ni	150	150	160	150	140
Cr	350	250	420	450	150
Sc	35	30	35	36	34
Co	54	64	64	64	64
V	280	260	298	322	300
Ba	553	1240	457	2323	1276
Sr	649	713	649	720	796
Rb	23	37	36	36	55
Nb	30	42	41	38	39
Y	23	22	22	22	22
Zr	153	194	173	170	197
La	36.20	40.70	33.30	31.30	50.00
Ce	66.90	77.40	71.20	66.90	103.00
Pr	7.60	8.45	8.11	7.85	11.50
Nd	32.20	35.00	34.60	34.00	48.50
Sm	6.50	6.90	6.90	7.00	9.40
Eu	2.02	2.13	2.18	2.23	2.79
Gd	5.90	6.10	6.20	6.10	7.80
Tb	0.80	0.90	0.80	0.90	1.00
Dy	4.70	4.90	4.80	4.80	5.40
Ho	0.80	0.90	0.90	0.90	0.90
Er	2.30	2.50	2.30	2.40	2.40
Tm	0.31	0.34	0.32	0.33	0.31
Yb	1.90	2.10	2.00	2.00	1.90
Lu	0.32	0.37	0.34	0.33	0.31
Hf	3.80	4.40	3.80	4.00	4.70
Ta	2.10	3.10	2.80	2.80	3.60
Pb					5.00
Th	3.60	5.10	3.00	2.70	4.60
U	1.20	1.70	0.70	0.70	3.10

APÊNDICE C

TABELAS DAS ANÁLISES ISOTÓPICAS Sr-Nd

Tabela 32 - Resultados das análises isotópicas Sm-Nd das amostras de lamprófios e diabásios alcalinos entre São Sebastião e Parati.

Amostra	Litotipo	Sm (ID)	Nd (ID)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(m)}$	Erro 2 σ	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{(m)}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$	$\xi\text{Nd}_{(i)}$	T _{DM}
IAN-JM-02D	Lamprófio alcalino - Camptonito	8.62	45.41	0.512560	0.000015	0.114762	0.512496	-0.6	756
IAN-JM-02B	Lamprófio alcalino - Monchiquito	8.52	44.54	0.512570	0.000016	0.115676	0.512506	-0.4	748
IAN-JM-02B *	Lamprófio alcalino - Monchiquito	8.41	43.76	0.512565	0.000010	0.116137	0.512500	-0.5	758
JUA-JM-06B	Lamprófio alcalino - Monchiquito	8.48	42.62	0.512604	0.000016	0.120231	0.512537	0.2	732
JUA-JM-06B *	Lamprófio alcalino - Monchiquito	8.45	42.54	0.512611	0.000014	0.120104	0.512544	0.3	719
MAR-2-13	Lamprófio alcalino - Monchiquito	10.71	58.24	0.512689	0.000011	0.111149	0.512628	1.9	557
SSE-1-3-DQ2A	Lamprófio alcalino - Monchiquito	6.30	30.36	0.512645	0.000016	0.125536	0.512575	0.9	707
SSE-1-3-DQ2A *	Lamprófio alcalino - Monchiquito	6.36	30.50	0.512653	0.000041	0.126069	0.512582	1.1	699
SSE-JM-06	Lamprófio alcalino - Monchiquito	7.20	36.76	0.512655	0.000020	0.118375	0.512593	1.2	639
SSE-JM-06 *	Lamprófio alcalino - Monchiquito	7.24	37.18	0.512659	0.000013	0.117702	0.512587	1.1	644
SSE-JM-19C	Lamprófio alcalino - Camptonito	7.82	39.41	0.512700	0.000009	0.119936	0.512633	2.0	588
UBA-JM-01C	Lamprófio alcalino - Camptonito	12.13	67.54	0.512606	0.000013	0.108604	0.512546	0.3	654
UBA-JM-01C *	Lamprófio alcalino - Camptonito	12.26	68.10	0.512599	0.000014	0.108799	0.512539	0.2	665
JUA-JM-11B	Diabásio alcalino	12.54	60.17	0.512539	0.000009	0.126003	0.512469	-1.2	875
MAR-JM-08D	Diabásio alcalino	13.37	67.54	0.512581	0.000011	0.119664	0.512515	-0.3	760
SSE-JM-16A	Diabásio alcalino	6.51	32.28	0.512633	0.000011	0.122017	0.512565	0.7	700
SSE-JM-18D	Diabásio alcalino	6.54	32.42	0.512669	0.000025	0.121946	0.512601	1.4	646

* Análises realizadas em duplicatas.

Tabela 33 - Resultados das análises isotópicas de Sr das amostras de lamprófiro e diabásios alcalinos entre São Sebastião e Parati.

Amostra	Litotipo	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(m)}$	Erro 2σ	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$	$\xi\text{Sr}_{(i)}$
IAN-JM-02D	Lamprófiro alcalino - Camptonito	0.705370	0.000030	0.705226	8.9
IAN-JM-02B	Lamprófiro alcalino - Monchiquito	0.707180	0.000040	0.706657	29.2
IAN-JM-02B *	Lamprófiro alcalino - Monchiquito	0.707164	0.000035	0.706673	29.5
JUA-JM-06B	Lamprófiro alcalino - Monchiquito	0.704680	0.000030	0.704525	-1.0
MAR-2-13	Lamprófiro alcalino - Monchiquito	0.704480	0.000030	0.704340	-3.7
SSE-1-3-DQ2A	Lamprófiro alcalino - Monchiquito	0.705590	0.000040	0.705334	10.5
SSE-JM-06	Lamprófiro alcalino - Monchiquito	0.705150	0.000030	0.704976	5.4
SSE-JM-19C	Lamprófiro alcalino - Camptonito	0.705790	0.000030	0.705544	13.4
UBA-JM-01C	Lamprófiro alcalino - Camptonito	0.704510	0.000040	0.704381	-3.1
JUA-JM-11B	Diabásio alcalino	0.705190	0.000033	0.705107	7.2
MAR-JM-08D	Diabásio alcalino	0.704592	0.000031	0.704521	-1.1
SSE-JM-16A	Diabásio alcalino	0.705881	0.000040	0.705757	16.5
SSE-JM-18D	Diabásio alcalino	0.705142	0.000048	0.704968	5.3

* *Análise realizada em duplicata.*

APÊNDICE D

MÉTODOS ANALÍTICOS

MÉTODOS ANALÍTICOS

Amostras homogêneas e frescas foram selecionadas para análises litogeoquímicas e isotópicas. As amostras foram preparadas no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras da Faculdade de Geologia da UERJ (LGPA-UERJ). As amostras foram inicialmente lavadas sob água de torneira e destilada e secas posteriormente. A seguir, as amostras foram britadas manualmente em frações inferiores a 5 mm. As britas foram lavadas com água destilada e secas sob banho de luz por 24 horas. Depois, as britas foram colocadas num moinho de bolas de carbeto de tungstênio (WC) para moagem por cerca de vinte e cinco minutos até serem reduzidas a pó com uma granulometria inferior a 200#. As amostras pulverizadas foram acondicionadas em recipientes de plástico esterelizados e secos em forno a cerca de 120°C por pelo menos 12 horas para perda de água de umidade.

As análises litogeoquímicas de elementos maiores e traços, para estudos petrológicos, foram realizadas no *Activation Labs – ACTLABS*, Ontário, Canadá, pelo pacote 4litho, de acordo com a rotina do laboratório. 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 foram analisados por ICP-MS. O ACTLABS obteve, em 1998, o ISO Guide 25 e o CAN-P-1579 emitidos pelo *Standards Council of Canadá*. O nível de detecção para os óxidos é 0,01% peso, enquanto que para Ba, Sr, Rb, Zr, Nb e Y é menor que 4 ppm. O nível de detecção para Ni e Cr é 20 ppm, enquanto que para os elementos terras-raras é inferior a valores condriticos. A Tabela 34 mostra os valores médios de exatidão e precisão analítica para óxidos, enquanto que os dados da Tabela 35 são para elementos traços. A exatidão foi obtida utilizando-se os dados de padrões internacionais de rochas, sendo eles: SY-4, GBW07241 e DTS-2b.

Tabela 34 - Valores de exatidão e precisão para os elementos maiores dos lamprófiros e diabásios alcalinos da área de estudo. $\text{Fe}_2\text{O}_3^{(T)}$ é ferro total sob a forma de ferro férrico.

Óxido	Exatidão (SY-4) (%)	Precisão (SSE-JM-21c) (%)
SiO_2	0,1	0,0
TiO_2	0,3	1,0
Al_2O_3	0,2	2,9
$\text{Fe}_2\text{O}_3^{(T)}$	1,6	0,1
MnO	1,9	0,0
MgO	5,6	0,0
CaO	0,2	0,3
Na_2O	0,4	1,6
K_2O	2,4	1,3
P_2O_5	6,9	1,4

Tabela 35 - Valores de precisão para os elementos traços dos lamprófiros e diabásios alcalinos da área de estudo.

	Exatidão (GBW07241) (%)	Precisão (SSE-JM-21c) (%)		Exatidão (DTS-2b) (%)	Precisão (SSE-JM-21c) (%)
La	1,7	2,1	Rb	4,8	0,0
Ce	1,5	0,8	Ba	4,4	0,2
Pr	3,2	0,0	Sr	5,3	1,8
Nd	3,0	0,9	Y	16,7	3,2
Sm	1,6	2,0	Zr	11,7	0,0
Eu	31,3	1,9	Nb	24,1	0,0
Gd	3,4	1,1	Ni	0,0	11,1
Tb	3,0	0,0	Cr	13,0	0,0
Dy	1,9	1,4			
Ho	6,7	0,0			
Er	6,0	0,0			
Tm	4,1	0,0			
Yb	5,4	0,0			
Lu	4,2	0,0			

As análises isotópicas Sr-Nd foram realizadas no GEOTOP *Research Center*, da *Université du Québec à Montréal - UQAM*, Montreal, Canadá. As amostras foram dissolvidas em uma mistura de HF-HNO₃ em frascos Savillex ou bombas de teflon, aquecidos em chapa quente ou estufa, respectivamente, a temperaturas superiores a 100°C, por, pelo menos, sete dias. Quantidades específicas do traçador (*spike*) ¹⁵⁰Nd-¹⁴⁹Sm foram adicionadas para

determinar as concentrações de Nd e Sm. Os elementos terras raras foram purificados por cromatografia de troca catiônica e, subsequentemente, Sm e Nd foram separados, seguindo procedimentos descritos em Pin e Zalduegui (1997). As amostras foram depositadas, com auxílio de HNO₃, e evaporadas em filamentos de Re, simples (Rb, Sr) e duplos (Sm, Nd). As análises foram feitas por Espectrômetro de Massa de Ionização Térmica ou TIMS (*Thermal Ionization Mass Spectrometer*), no espectrômetro de massa *ThermoScientific Triton Plus*. As razões isotópicas foram determinadas no modo *static* multi-coletor, utilizando coletores Faraday. Razões de Sr e Nd foram normalizadas para $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ e $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, respectivamente, para o efeito de fracionamento de massa. Cinco amostras de lamprófiros foram analisadas em duplicata a fim de garantir a reprodutibilidade dos dados. Valores de brancos para Nd foram menores que 300 pg.

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 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710242 \pm 0.000014$ ($n = 4$) e com o padrão JNdi para Nd, resultando num valor médio de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512104 \pm 0.000007$ ($n = 7$). O padrão BHVO-2 da USGS (*United States Geological Survey*) apresentou $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512977 \pm 0.000011$, com concentrações de Sm e Nd de 6.1 e 24.4, respectivamente. Estes valores são idênticos, dentro do erro, aos obtidos por Weis et al. (2005).

APÊNDICE E

REGRESSÃO PELO MÉTODO DOS MÍNIMOS QUADRADOS

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:

$$y = \mathbf{ax} + \mathbf{b}$$

onde a constante \mathbf{b} é o valor de y dado pela reta no ponto $x = 0$ e a constante \mathbf{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 \mathbf{a} e \mathbf{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 \mathbf{a} e \mathbf{b} são calculadas da seguinte maneira:

$$\mathbf{a} = R \cdot (\mathbf{s}_y / \mathbf{s}_x)$$

$$\mathbf{b} = \underline{\mathbf{y}} - \mathbf{ax}$$

onde $\underline{\mathbf{x}}$ e $\underline{\mathbf{y}}$ são as médias das variáveis x e y , R é o coeficiente de correlação linear de Pearson e \mathbf{s}_x e \mathbf{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 ; $S_{x,y} = \sum(x - \bar{x})(y - \bar{y}) / (n - 1)$ 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 36).

Tabela 36 - 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 $R^2=0.276$) é considerado significante 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	0.260	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							