Universidade do Estado do Rio de Janeiro
Centro de Tecnologia e Ciências
Faculdade de Geologia

Gabriel Medeiros Marins

Estudo do magmatismo máfico de complexos alcalinos do sudeste do Brasil.

Rio de Janeiro
2012

Gabriel Medeiros Marins

Estudo do magmatismo máfico de complexos alcalinos do sudeste do Brasil.

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias e Faixas Móveis.

Orientador: Prof. Dr. Sérgio Valente

Rio de Janeiro

2012

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

M339 Marins, Gabriel Medeiros.
Estudo do magmatismo máfico de complexos alcalinos do sudeste do Brasil / Gabriel Medeiros Marins. – 2012.
161 f.: il.

Orientador: Sérgio Valente
Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.
Bibliografia

1. Geoquímica – Brasil, Sudeste – Teses. 2. Magmatismo – Brasil, Sudeste - Teses. 3. Rochas igneas alcalinas – Teses. I. Valente, Sérgio. II. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. III. Título.

CDU 550.4:552.3(815)

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

_____

Assinatura Data

Gabriel Medeiros Marins

Estudo do magmatismo máfico de maciços alcalinos do sudeste do Brasil.

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias e Faixas Móveis.

Aprovado em 12 de abril de 2012.

Banca Examinadora:

_____

Prof. Dr. Sérgio Valente (Orientador)

Departamento de Geociências da UFRRJ

_____

Prof[a]. Dra. Beatriz Paschoal

Faculdade de Geologia da UERJ

_____

Prof. Dr. Artur Corval
Departamento de Geociências da UFRRJ

Rio de Janeiro

2012

DEDICATÓRIA

À ciência. Não à ciência orgulhosa e ociosa, que se intitula dogmática e se estagna. Tampouco à ciência egoísta e vaidosa, que restringe o saber, limitando a si própria a fim de um status utópico. Dedico esta dissertação à ciência humilde e dinâmica, que por saber que verdades são relativas, questiona e avança; à ciência altruísta, modesta, porém ousada, que troca e dissemina, alavancando o progresso. Dedico esta dissertação à ciência pura, de que ainda pouco conheço.

AGRADECIMENTOS

A partir do momento que dividimos ideias, pensamentos e emoções, já não se aplica dizer se tratar este de um trabalho solitário. Sendo assim, gostaria de prestar meus profundos agradecimentos:

À Deus, pai querido e a Jesus, amigo incondicional de todas as horas. Àqueles que, de certo, foram presentes em todos os momentos desta pesquisa, seja na oração, na presença amiga ou na palavra confortadora.

Aos meus pais, José Hélito e Benimar, que muito além de palavras amorosas e disciplinadoras, são o exemplo reto do que ensinam. Ao meu irmão Caio, amigo de alegrias, trabalho e reflexões. À minha querida irmã Beatriz, exemplo de um coração solidário, dedicado e forte. Aos meus irmãos que a vida me permitiu escolher, Jadyr e Daniel, pela grande amizade que não se abala e que ainda nos permite sorrir como crianças.

Ao amigo e orientador, Dr. Sérgio Valente. Por ter sido um exemplo do que uma relação aluno-professor pode representar no desenvolvimento intelectual, ético e moral de um estudante. Agradeço ainda a sua hospitaleira família, sua esposa Cristiane e seus filhos Gabriel, Ana Beatriz e Mariana, que me acolheram com enorme carinho em sua casa.

À minha querida amiga Fernanda Setta. Por uma amizade grandiosa, que cresce a cada dia desde os tempo de UFRuralRJ. Além do apoio, das conversas, das descontrações, é um exemplo de grande coração.

À minha amada namorada, Tais Bisognin. Pelo exemplo de força e esperança. E que mesmo distante, sempre incentivou e vibrou, em cada etapa deste trabalho. Por vezes, quando trabalho exigia o pouco tempo que tínhamos juntos, se mostrava compreensiva e apoiava.

À todos os amigos e companheiros do grupo Jovem, COMEERJ, ACEDA, Grupo Só Risos – Os contadores de história e do Grupo Espírita Allan Kardec.

À amiga Mariana Vidal e ao amigo Rodrigo Restine (Baw) pelo auxílio sempre solícito.

Aos amigos do LGPA Sandro, Miguel, Gabi (e seu marido), Luiz, Silvana, Núbia, e do laboratório de petrografia da UERJ, Fábio. Aos amigos do Labgepro por cederem mapas digitalizados de parte da área de estudo.

À todos os amigos sem exceção.

À FAPERJ pelo apoio financeiro sem o qual este trabalho provavelmente não teria sido realizado.

À UFRuralRJ e todos os meus amigos que por lá fiz e que para a vida continuam. Por terem feito parte da minha formação profissional e pessoal.

Em tudo dai graça (...)

Paulo de Tarso

RESUMO

MARINS, Gabriel Medeiros. *Estudo do magmatismo máfico de complexos alcalinos do sudeste do Brasil.* 2012. Xxxf. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012.

Nesta dissertação foram estudas rochas máficas dos complexos alcalinos de Morro de São João, Rio Bonito, Tanguá, Gericinó-Mendanha, Morro Redondo, Itatiaia e Passa Quatro. Essas rochas ocorrem na forma de diques e/ou *sills*. As amostras coletadas foram classificadas como lamprófiros, fonolitos, gabros e diabásios alcalinos. A análise geoquímica permitiu identificar um *trend* fortemente insaturado e um *trend* moderadamente alcalino para os complexos estudados. O primeiro é caracterizado por foiditos e fonolitos como membros parentais e mais evoluídos, respectivamente, enquanto o segundo tem basaltos alcalinos como membros parentais e traquitos como os mais evoluídos. Todas as amostras plotam no campo da série alcalina, sendo majoritariamente miaskíticas, sódicas ou potássicas. Adicionalmente, o estudo geoquímico indicou que os complexos alcalinos representam câmaras magmáticas distintas, onde diferentes processos evolutivos tiveram lugar. As modelagens apontaram dois processos de diferenciação distintos nos complexos estudados. Os complexos alcalinos de Morro de São João, Morro Redondo, Gericinó-Mendanha e Itatiaia estariam relacionados a processos de cristalização fracionada. Por outro lado, o Complexo Alcalino de Passa Quatro teria sido diferenciado por processos de cristalização fracionada com esvaziamento e posterior reabastecimento da câmara magmática (RTF). De um modo geral, esses modelos indicaram a presença de mais do que uma série magmática nos complexos estudados e a não cogeneticidade entre as séries agpaíticas e miaskíticas. A discriminação de fontes foi feita com base na análise dos elementos terras raras das amostras parentais de cada um dos complexos (gabro em Morro de São João e lamprófiro nos demais). No entanto, este procedimento não foi aplicado para o Complexo Alcalino de Morro Redondo, uma vez que todas as suas amostras apresentaram valores de MgO muito abaixo do típico para líquidos parentais. O líquido parental do Complexo Alcalino do Gericinó-Mendanha apresentou razões de La/Yb e La/Nb, maior e menor que a unidade, respectivamente, típicas de derivação a partir fontes férteis. Os líquidos parentais dos outros complexos alcalinos tiveram suas razões La/Yb e La/Nb maiores que a unidade, típicas de derivação a partir de fontes enriquecidas. Os modelos desenvolvidos revelaram que os líquidos parentais de cada um dos complexos estudados estariam relacionados a fontes lherzolíticas com granada residual. Além disso, a fusão parcial destas fontes teria ocorrido num intervalo de 1 a 7% dentro da zona da granada. Finalmente, as modelagens petrogenéticas elaboradas permitiram a proposição de um cenário geodinâmico, envolvendo a descompressão adiabática do manto litosférico e sublitosférico anomalamente aquecidos. As características geoquímicas dos líquidos parentais parecem ter sido controladas essencialmente pela mistura desses dois tipos de fontes.

Palavras-chave: Complexos alcalinos. Magmatismo máfico alcalino. Diferenciação magmática. Fusão parcial. Modelagem petrogenética

ABSTRACT

Mafic rocks from the Morro de São João, Rio Bonito, Tanguá, Gericinó-Mendanha, Morro Redondo, Itatiaia and Passa Quatro alkaline complexes were studied based on field, petrographic and lithogeochemical data. The mafic rocks are mostly alkaline lamprophyres and alkaline gabbro (in Morro de São João). The complexes show both strongly undersaturated and mildly alkaline evolutionary trends, having foidites and alkaline basalts as parental compositions. Trachytes and phonolites are the most common evolved rocks. Geochemical modelling has show that miaskitic and agpaitic series are unlikely to be related by fractional crystallization. Enriched mantle sources predominate although a fertile mantle source seems to be related with the Gericinó-Mendanha complex. Parental compositions are related to small amounts of partial melting (1-7%) of garnet lherzolite within the garnet stability field in the mantle. Simple geodynamic models indicate that the alkaline complexes are related to the adiabatic decompression of anomalously hot (~1570ºC) mantle although unrelated to lithospheric translation over a fixed hotspot or mantle plume. Parental compositions are likely to be strongly controled by mixing of distinctive lithospheric mantle sources and a more homogeneous sublithospheric mantle. The lithospheric components seem to be related with the accreted terranes during the Gondwana amalgamation in Early Proterozoic times.

Keywords: Alkaline complexes. Mafic alkaline magmatism. Igneous differentiation. Partial melting. Petrogenetic modelling.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização dos maciços alcalinos estudados a leste da Baía de Guanabara. 1) Tanguá; 2) Rio Bonito; 3) Morro de São João. Vias de acesso indicadas. Fontes: www.maps.google.com.br e www.voyagesphotosmanu.com. 27

Figura 2 - Localização dos maciços alcalinos estudados a oeste da Baía de Guanabara. 1) Gericinó-Mendanha; 2) Morro Redondo; 3) Itatiaia e 4) Passa Quatro. Vias de acesso indicadas. Fontes: www.maps.google.com.br e www.voyagesphotosmanu.com..... 27

Figura 3 - Mapa tectônico do sudeste brasileiro mostrando as principais unidades do setor central do Sistema Orogênico Mantiqueira (modificado de Eirado et al., 2006). Legenda: 1) Bacia do Paraná e sedimentos cenozóicos; 2) rochas alcalinas do Cretáceo e Terciário; Orógeno Brasília: 3) *nappes* inferiores, 4) *nappes* superiores; Cráton do São Francisco (CSF): 5) embasamento, 6) Supergrupo São Francisco, 7) rochas metassedimentares do Domínio Autóctone; Orógeno Ribeira: 8 e 9) Terreno Ocidental (Domínios Andrelândia e Juiz de Fora), 10) Terreno Paraíba do Sul, 11) Terreno Oriental incluindo 12) arco magmático Rio Negro, 13) Terreno Cabo Frio, 14) Terreno Embu; 15) Orógeno Apiaí (Terreno São Roque). LTC – Limite Tectônico Central do Orógeno Ribeira..... 29

Figura 4 - Contexto geológico esquemático do Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RCSB). Bacias cenozóicas: segmento oriental (1- Bacia de Itaboraí; 2- Gráben de Barra de São João; 3- Bacia de Macacu); segmento central (4- Bacia de Volta Redonda; 5- Bacia de Resende; 6- Bacia de Taubaté;

7- Bacia de São Paulo); segmento ocidental: (8- Gráben de Sete Barras; 9- Formação Pariquerra-Açu; 10- Formação Alexandra e Gráben de Guaraqueçaba; 11- Bacia de Curitiba; 12- Gráben de Cananeia). Modificado de Riccomini et al., (2004)..... 32

Figura 5 - Mapa de distribuição dos quatro riftes do RCSB e seus respectivos grábens. (A) Paraíba do Sul: Grabén de São Paulo, Taubaté, Resende-Volta Redonda e do Baixo Paraíba do Sul; (B) Litorâneo: Grabén de Barra de São João, Guanabara, Ubatuba, Santos, Ribeira do Iguape, Cananeia e Paranaguá; (C) Ribeira: Gráben de sete barras e Alto Ribeira; (D) Marítimo. Fonte: Zalan e Oliveira (2005)..... 33

Figura 6 - Principais feições continentais e oceânicas do sudeste do Brasil. As idades dos complexos alcalinos (círculos fechados) estão indicadas (Cordani, 1971; Ulbrich e Gomes, 1981; Sonoki e Garda, 1988; Gibson et al., 1994, 1995a; Turner et al., 1994). O Alinhamento Poços de Caldas-Cabo Frio está indicado (círculos fechados vermelhos). Os sete complexos alcalinos estudados nesta dissertação estão com os nomes sublinhados..... 35

Figura 7 - Afloramento muito alterado de dique máfico. Complexo alcalino de Rio Bonito. Ponto: RB-GM-06..... 48

Figura 8 - Rochas encaixantes com alto grau de alteração no Complexo Alcalino de Morro Redondo. Ponto: RE-GM-02..... 48

Figura 9 - Rochas encaixantes no Complexo Alcalino de Itatiaia. Ponto: AGN-GM-03..... 49

Figura 10 - Blocos métricos *in situ* de lamprófiro (setas) em corte de estrada. Ponto: RE-GM-02..... 50

Figura 11 - Dique de diabasio (d) alterado transpassando uma estrada de chão. Ponto: RE-GM-01..... 50

Figura 12 - Parte oeste do Complexo Alcalino do Morro de São João. a) depósito de Talus; b) regolito. Ponto: RE-GM-03..... 51

Figura 13 - Blocos rolados em drenagem que corta o Complexo Alcalino de Passa Quatro. Ponto: PQ-GM-06..... 52
Figura 14 - Dique de lamprófiro (d) com 1,20 m de espessura cortando gnaisse encaixante (e) na Pedreira Serra da Lapa. Ponto: AGN-GM-05..... 52
Figura 15 - Blocos mostrando contato entre gnaisse encaixante (e) e dique de lamprófiro. As concentrações de vesículas variam de acordo com a proximidade do contato: pouca vesiculação (pv) e margem resfriada (mr) próximo ao contato e alta vesiculação (av) longe do contato. Ponto: AGN-GM-03a e b..... 53
Figura 16 - Dique de lamprófiro com enclave da rocha encaixante e pórfiros de biotita (bio). Observa-se o enclave principal (ep) e enclaves menores ao seu entorno (em). Ponto: AGN-GM-06..... 54
Figura 17 - Fenocristal anédrico de clinopiroxênio com corrosão internar e externa. Nicóis cruzados. Amostra: PQ-GM-06D..... 56
Figura 18 - Fenocristal zonado e euédrico de clinopiroxênio. Nicóis cruzados. Amostra: PSAF-12..... 57
Figura 19 - Fenocristal de biotita com clivagens perfeitas e hábito lamelar. Nicóis cruzados. Amostra: AGN-GM-05E..... 57
Figura 20 - Fenocristal zonado de kaersurtita. Nicóis cruzados. Amostra: RE-GM-02..... 58
Figura 21 - Grãos de biotita e kaersurtita em matriz de lamprófiro. Nicóis cruzados. Amostra: AGN-GM-05b..... 59
Figura 22 - Fenocristais de olivina. Nicóis cruzados. Amostra: PSAF-12..... 59
Figura 23 - Microxenocristal de feldspat. Nicóis cruzados. Amostra: PQ-GM-06a..... 60
Figura 24 - Fenocristais de clinopiroxênio formando textura radial. Nicóis cruzados. Amostra: PSAF–37..... 61
Figura 25 - Grãos de biotita contornando estrutura globular preenchida

por carbonato. Nicóis cruzados. Amostra: AGN-GM-04..... 61
Figura 26 - Fraturas e veios no contato do lamprófiro com a rocha encaixante (gnaisse). Nicóis cruzados. Amostra: AGN-GM-03a..... 62
Figura 27 - Fenocristal de feldspato alcalino com geminação simples e granulometria grossa. Nicóis cruzados. Amostra: MSJ-GM-02..... 63
Figura 28 - Aglomerados de fenocristais de nefelina. Nicóis cruzados. Amostra: MSJ-GM-02a..... 64
Figura 29 - Microfenocristais de piroxênio alcalino. Nicóis cruzados. Amostra: MSJ-GM-02..... 64
Figura 30 - Fenocristais de anfibólio sódico. Nicóis paralelos. Amostra: MSJ-GM-02a..... 65
Figura 31 - Fenocristais euédricos de titanita. Nicóis cruzados. Amostra: MSJ-GM-02..... 66
Figura 32 - Grãos prismáticos e hexagonais de apatita em matriz de fonolito. Nicóis paralelos. Amostra: MSJ-GM-04b..... 66
Figura 33 - Textura traquítica em fonolito. Nicóis cruzados. Amostra: ITB-GM-01..... 67
Figura 34 - Textura radial configurada a partir do arranjo dos fenocristais de feldspato alcalino. Nicóis cruzados. Amostra: AGN-GM-01..... 67
Figura 35 - Textura esqueletal configurada pela corrosão interna do fenocristal de anfibólio sódico. Nicóis cruzados. Amostra: ITB-GM-01..... 68
Figura 36 - Veios preenchendo fraturas no fonolito. Nicóis cruzados. Amostra: AGN-GM-01. 68
Figura 37 - Fenocristal de plagioclásio com geminação múltipla e corrosão. Nicóis cruzados. Amostra: MSJ-GM-03..... 69
Figura 38 - Textura mirmequítica com intercrescimento de quartzo e plagioclásio. Nicóis cruzados. Amostra: MSJ-GM-03..... 70
Figura 39 - Textura poiquilítica com inclusões de apatita em anfibólio. Nicóis cruzados. Amostra: MSJ-GM-03..... 71

Figura 40 - Fenocristal de plagioclásio com geminação múltipla corroído e parcialmente saussuritizado. Nicóis cruzados. Amostra: ITB-GM-02a..... 72

Figura 41 - Fenocristais de plagioclásio e piroxênios fraturados e alterados. Saussurita preenche as fraturas do plagioclásio. Nicóis cruzados. Amostra: ITB-GM-02a..... 73

Figura 42 - Enclave fonolítico em líquido lamprofírico alcalino denotando possível mistura de magmas. Notar, também, o zonamento e corrosão nos microfenocristais de clinopiroxênio e kaersurtita. Nicóis cruzados. Amostra: RE-GM-02..... 74

Figura 43 - Diagrama TAS (*total de álcalis x sílica*) de discriminação de séries magmáticas (Irvine e Baragar, 1971) para as amostras estudadas. Amostras recalculadas para 100% em base anídrica..... 76

Figura 44 - Diagrama SiO_2 x (Na+K)/Al (proporção molecular) de discriminação de séries magmáticas alcalinas (Sörensen, 1974) para as amostras estudadas..... 76

Figura 45 - Diagrama Na_2O x K_2O de discriminação de séries magmáticas alcalinas (Middlemost, 1975) para as amostras estudadas..... 77

Figura 46 - Diagrama TAS (*total de álcalis x sílica*) de classificação química de rochas (LeMaitre, 2002) para as amostras estudadas. Amostras recalculadas para 100% em base anídrica..... 78

Figura 47 - Diagrama de elementos terras raras normalizados ao condrito (Nakamura, 1974; Haskins et al., 1968) para as amostras de foidito (MSJ-GM-03 e 05) e fonolito (MSJ-GM-02, 02a e 06) do Complexo Alcalino do Morro de São João..... 82

Figura 48 - Concentrações estimadas de elementos terras raras (La e Yb, em ppm) geradas por diferentes quantidades de cristalização fracionada a partir da amostra MSJ-GM-05.

Símbolos: quadrado fechado (MSJ-GM-02a); triângulo fechado (MSJ-GM-03); losango fechado (MSJ-GM-02) e quadrado aberto (MSJ-GM-06). Valores de kd: olivina (Frey, 1969; Higuchi e Nagasawa, 1969), clinopiroxênio (Fujimaki et al., 1984; Lemarchand et al., 1987), anfibólio (Fujimaki et al., 1984; Dostal et al., 1983) e apatita (Paster et al., 1974)..... 84

Figura 49 - Diagrama de elementos terras raras normalizados ao condrito (Nakamura, 1974; Haskins et al., 1968) para as amostras de foidito (RB-GM-01) e traquito (RB-GM-09) do Complexo Alcalino de Rio Bonito..... 86

Figura 50 - Diagrama de elementos terras raras normalizados ao condrito (Nakamura, 1974; Haskins et al., 1968) para as amostras de basanito (ITB-GM-02), traquibasalto (ITB-GM-02a) e fonolito (ITB-GM-01) do Complexo Alcalino deTanguá 88

Figura 51 - Diagrama de elementos terras raras normalizados ao condrito (Nakamura, 1974; Haskins et al., 1968) para as amostras de traquibasalto e fonolito do Complexo Alcalino deTanguá. A anomalia negativa de Eu para o fonolito modelado está representada no diagrama..... 89

Figura 52 - Diagrama de elementos terras raras normalizados ao condrito (Nakamura, 1974; Haskins et al., 1968) para as amostras de tefrifonolito (RE-GM-02) e fonolito (RE-GM-01A, 01B e 03) do Complexo Alcalino de Morro Redondo..... 91

Figura 53 - Resultados da modelagem do processo de cristalização fracionada entre tefrifonolito e fonolito do Complexo Alcalino de Morro Redondo. Fatores de normalização: Nakamura (1974); Haskins et al. (1968)..... 92

Figura 54 - Diagrama Tas para as amostras do Complexo Alcalino de Passa Quatro. Lamprófiros (itálico, negrito e sublinhado). *Trend* fortemente insaturado: setas contínuas. *Trend* moderadamente alcalino: setas descontínuas. Membros

finais em possíveis processos de hibridização: círculos hachurados..... 94

Figura 55 - Diagrama de elementos terras raras normalizados ao condrito (Nakamura, 1974; Haskins et al., 1968) para as amostras de fonolito (PQ-GM-03A e 03B), basanito/tefrito (PQ-GM-06B e 06D), fonotefrito (PQ-GM-06A), tefrifonolito (PQ-GM-07), traquiandesito (PQ-GM-05) e traquito (PQ-GM-06C) do Complexo Alcalino de Passa Quatro..... 96

Figura 56 - Diagrama de elementos terras raras normalizados ao condrito (Nakamura, 1974; Haskins et al., 1968) para amostras de lamprófiros e fonolito do Complexo Alcalino de Passa Quatro..... 96

Figura 57 - Diagrama de elementos terras raras normalizados ao condrito (Nakamura, 1974; Haskins et al., 1968) para amostras de tefrito miaskítico sódico, traquito miaskítico potássico e traquiandesito agpaítico sódico do Complexo Alcalino de Passa Quatro..... 97

Figura 58 - Diagrama de elementos terras raras normalizados ao condrito (Nakamura, 1974; Haskins et al., 1968) para as amostras basanito (PSAF- 12 e 24), tefrito (PSAF-7B e 37) e fonotefrito (PSAF-17) do Complexo Alcalino do Gericinó-Mendanha..... 101

Figura 59 - Resultados da modelagem do processo de cristalização fracionada entre fonotefrito miaskítico sódico (PSAF-17) e basanito miaskítico sódico (PSAF-12) do Complexo Alcalino do Gericinó-Mendanha. Fatores de normalização: Bottazi et al. (1999); Adam e Green (2006); Lourrette et al. (1995)..... 102

Figura 60 - Diagrama de elementos terras raras normalizados ao condrito (Nakamura, 1974; Haskins et al., 1968) para as amostras de foidito (AGN-GM-03A, 05C, 05D e 05E), basanito (AGN-GM-02, 05B, 06 e 06B) e tefrito (AGN-GM-04) e fonolito (AGN-GM-01) do do Complexo Alcalino de

Itatiaia..... 104
Figura 61 - Diagrama multielementar normalizado ao condrito (Thompson, 1982; exceto Rb, K e P, do manto primitivo de Sun, 1980 e Ba=3,85 de Hawkesworth et al., 1984) para amostras representativas dos líquidos parentais nos complexos alcalinos de Morro de São João (MSJ), Rio Bonito (RB) e Tanguá (ITB)..... 109
Figura 62 - Diagrama multielementar normalizado ao condrito (Thompson, 1982; exceto Rb, K e P, do manto primitivo de Sun, 1980 e Ba=3,85 de Hawkesworth et al., 1984) para amostras representativas dos líquidos parentais nos complexos alcalinos de Itatiaia (AGN), Passa Quatro (PQ) e Gericinó-Mendanha (PSAF)..... 110
Figura 63 - Gráfico velocidade x tempo com quatro curvas de ascensão mantélica (km) para processo de descompressão adiabática do manto dentro da zona da granada. As espessuras litosféricas estão indicadas..... 120
Figura 64 - Gráfico ascensão x tempo para diferentes velocidades de ascensão mantélica, com base nos valores mínimo, máximo e médio de taxas de espalhamento de fundos oceânicos (Sciater et al., 1976; Hekinian, 1982; Jackson e Reid, 1983). As equações das curvas do gráfico estão indicadas..... 120
Figura 65 - Gráfico espessura x profundidade para uma velocidade média de ascensão mantélica igual a 0,65 cm/ano durante 20 Ma..... 121
Figura 66 - Curvas de diferenças de temperatura da *solidus* e de descompressão adiabática para diferentes quantidades de estiramento litosférico..... 124
Figura 67 - Diagrama multielementar normalizado ao condrito (Thompson, 1982; exceto Rb, K e P, do manto primitivo de Sun, 1980 e Ba=3,85 de Hawkesworth et al., 1984) para a amostra (PSAF-24) representativa do líquido parental do Complexo Alcalino do Gericinó-Mendanha e um dique de

basanito de Trindade (Siebel et al., 2000)..... 125

Figura 68 - Diagrama multielementar com os resultados de modelagem de mistura binária (Faure, 1986). OIB = *ocean island basalts;* Sun e McDonough (1989); MLSC = manto litosférico subcontinental; lamproíto de Rock (1991). Os fatores de normalização são os mesmos utilizados na Figura 66..... 127

Figura 69 - Desenho esquemático da ascensão mantélica e consequente descompressão adiabática na área de estudo. A região do Limite Tectônico Central (CTB; que separa o Terreno Oriental do Terreno Ocidental) é considerada uma zona de fraqueza litosférica sujeita a maior afinamento litosférico. PQ=Passa Quatro; IT=Itatiaia; MR=Morro Redondo; GM=Gericinó-Mendanha; TAN=Tanguá; RB=Rio Bonito; MSJ=Morro de São João; CFTB=Limite Tectônico Cabo Frio (separa o Terreno Cabo Frio do Terreno Oriental). 132

Figura 70 - Desenho esquemático da ascensão mantélica e consequente descompressão adiabática na área de estudo. Toda a área teria estado sujeita a uma mesma quantidade de estiramento litosférico. PQ=Passa Quatro; IT=Itatiaia; MR=Morro Redondo; GM=Gericinó-Mendanha; TAN=Tanguá; RB=Rio Bonito; MSJ=Morro de São João; CFTB=Limite Tectônico Cabo Frio (separa o Terreno Cabo Frio do Terreno Oriental); CTB=Limite Tectônico Central (separa o Terreno Oriental do Terreno Ocidental)..... 133

Figura 71 - Desenho esquemático da translação litosférica sobre um *hotspot* fixo.PQ=Passa Quatro; IT=Itatiaia; MR=Morro Redondo; GM=Gericinó-Mendanha; TAN=Tanguá; RB=Rio Bonito; MSJ=Morro de São João..... 134

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Litoestratigrafia simplificada do Orógeno Ribeira na área de estudo..... 30

Tabela 2 - Processos evolutivos inferidos a partir da modelagem geoquímica com base em dados isotópicos (Rb-Sr e Sm-Nd; Valente, 1997; Valente et al., 1998). AFC: (*Assimilation and Fractional Crystallisation*)..... 43

Tabela 3 - Terrenos encaixantes dos complexos alcalinos estudados no Orógeno Ribeira..... 49

Tabela 4 - Amostras coletadas nos complexos alcalino estudados..... 55

Tabela 5 - Características petrográficas gerais dos litotipos analisados.. 55

Tabela 6 - Valores mínimos, máximos, médias, desvios-padrões e coeficientes de variação dos óxidos analisados. PF = perda ao fogo. $Fe_2O_3^t$ = ferro total sob a forma de ferro férrico..... 75

Tabela 7 - Teores de elementos terras raras (em ppm) e de alguns óxidos (em %peso) das amostras coletadas no Complexo Alcalino do Morro de São João. A classificação química (TAS; LeMaitre, 2002) e petrográfica, bem como o índice agpaítico (IA; M=miaskítico, A=agpaítico), grupo e composição normativa CIPW (Ne=nefelina, Lc=leucita, Ol=olivina), estão listados na tabela..... 81

Tabela 8 - Teores de elementos terras raras (em ppm) e de alguns óxidos (em %peso) das amostras coletadas no Complexo Alcalino de Tanguá. A classificação química (TAS; LeMaitre, 2002) e petrográfica, bem como o índice agpaítico (IA; M=miaskítico, A=agpaítico), grupo e composição normativa CIPW (Ne=nefelina, Lc=leucita, Ol=olivina), estão listados na tabela..... 87

Tabela 9 - Teores de elementos terras raras (em ppm) e de alguns

óxidos (em %peso) das amostras coletadas no Complexo Alcalino do Morro Redondo. A classificação química (TAS; LeMaitre, 2002) e petrográfica, bem como o índice agpaítico (IA; M=miaskítico, A=agpaítico), grupo e composição normativa CIPW (Ne=nefelina, Lc=leucita, Ol=olivina), estão listados na tabela..... 91

Tabela 10 - Dados utilizados na modelagem geoquímica cujos resultados são apresentados na Figura 53. C_{oN} = concentração de elemento traço no líquido parental (tefrifonolito RE-GM-02); C_{LN} = concentração de elemento traço no líquido evoluído (fonolito RE-GM-03 e modelo); d% = diferença percentual entre os valores reais e calculados; D = coeficiente de partição total (calculado com base nos coeficientes de partição cristal/líquido de Bottazzi et al. (1999) e Adam e Green (2006)..... 92

Tabela 11 - Teores de elementos terras raras (em ppm) e de alguns óxidos (em %peso) das amostras coletadas no Complexo Alcalino Passa Quatro. A classificação química (TAS; LeMaitre, 2002) e petrográfica, bem como o índice agpaítico (IA; M=miaskítico, A=agpaítico), grupo e composição normativa CIPW (Ne=nefelina, Lc=leucita, Ol=olivina), estão listados na tabela..... 95

Tabela 12 - Resultados das modelagens de cristalização fracionada com as diferenças percentuais entre valores reais e modelados para uma seleção de elementos terras raras leves, médios e pesados. CF=quantidade de cristalização fracionada. d (%) = diferença percentual média entre o valor real e o valor modelado. Os líquidos parentais e evoluídos são representados pelas amostras de fonolito miaskítico PQ-GM-03A e de lamprófiros PQ-GM-06A, 06B, 06D e 07. Valores de Ce em modelos com a amostra PG-GM-07 não foram utilizados no cálculo de d (%). Valores de Kd: Matsui et al., 1977; Nicholls e Harris, 1980; Irving e Frey, 1984;

Green e Pearson, 1983; Vannucci, 1998..... 98

Tabela 13 - Teores de elementos terras raras (em ppm) e de alguns óxidos (em %peso) das amostras coletadas no Complexo Alcalino Gericinó-Mendanha. A classificação química (TAS; LeMaitre, 2002) e petrográfica, bem como o índice agpaítico (IA; M=miaskítico, A=agpaítico), grupo e composição normativa CIPW (Ne=nefelina, Lc=leucita, Ol=olivina), estão listados na tabela..... 100

Tabela 14 - Razões de elementos terras raras e MgO (em %peso) das amostras coletadas no Complexo Alcalino de Itatiaia. A classificação química (TAS; LeMaitre, 2002) e petrográfica, bem como o índice agpaítico (IA) e grupo estão listados na tabela..... 105

Tabela 15 - Resultados das modelagens de cristalização fracionada com as diferenças percentuais entre valores reais e modelados para uma seleção de elementos terras raras leves, médios e pesados. CF=quantidade de cristalização fracionada. d (%) = diferença percentual média entre o valor real e o valor modelado. O líquido parental é representado pela amostra AGN-GM-05C. Líquidos evoluídos são representados pelas amostras AGN-GM-05B e AGN-GM-02. Valores de Kd: Adam e Green, 2006…….. 107

Tabela 16 - Dados litogeoquímicos e classificações petrográficas e químicas (TAS) das amostras representativas dos líquidos parentais dos complexos alcalinos de Itatiaia (AGN), Tanguá (ITB), Morro de São João (MSJ), Passa Quatro (PQ), Gericinó-Mendanha (PSAF) e Rio Bonito (RB). PF = perda ao fogo. Óxidos em %peso. Elementos traços em ppm. a.n.d. = abaixo do nível de detecção..... 108

Tabela 17 - Dados litogeoquímicos e classificações petrográficas e químicas (TAS) das amostras representativas dos líquidos parentais dos complexos alcalinos de Itatiaia (AGN), Tanguá (ITB), Morro de São João (MSJ), Passa Quatro (PQ),

Gericinó-Mendanha (PSAF) e Rio Bonito (RB). PF = perda ao fogo. Óxidos em %peso. Elementos traços em ppm. a.n.d. = abaixo do nível de detecção..... 108

Tabela 18 - Sumário de dados de petrologia experimental para a geração de líquidos primários basáltico alcalinos e lamprofíricos. %FP = quantidade de fusão parcial. Fontes: 1) Mysen e Kushiro (1977); 2) Walter e Presnall (1994); 3) Wrobel (2000) 112

Tabela 19 - Valores de K_d utilizados na modelagem para geração de líquidos primários picríticos, basaníticos e alcalibasáltico..... 114

Tabela 20 - Resultados da modelagem de fusão parcial em equilíbrio modal para a geração de líquidos parentais picríticos e alcalibasálticos para o Complexo Alcalino de Morro de São João. A diferença corresponde às razões $La/Yb_{(0)}$ dos sólidos originais modelados comparativamente aos maiores valores destas razões em granada lherzolitos (5,3; McKenzie e O'Nions, 1991) e espinélio lherzolitos (12,4; Fodor et al., 2002)..... 114

Tabela 21 - Resultados da modelagem de fusão parcial em equilíbrio modal para a geração de líquidos parentais lamprofíricos basaníticos e tefríticos (Tanguá, Passa Quatro e Gericinó) e foidíticos (Agulhas Negras e Rio Bonito). FP=fusão parcial. Razões $La/Yb_{(0)}$ correspondem aos sólidos originais. Valores de FP em itálico foram obtidos utilizando-se valores de k_d para líquidos alcalibasálticos. Outros valores de FP referem-se a k_d para líquidos basaníticos..... 116

Tabela 22 - Dados geocronológicos disponíveis na literatura para os complexos alcalinos estudados. Fontes: 1) Soniki e Garda 1988; 2) Amaral et al. 1967; 3) Motoki et al. 2010; 4) Thompson et al. 1998; 5) Brotzu et al. 1989; 6) Woley, 1987. 118

Tabela 23 - Complexos alcalinos e respectivos processos de diferenciação magmática..... 128

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO 24

1 **APRESENTAÇÃO** 24

1.1 **Objetivos** 24

1.2 **Justificativa** 24

1.3 **Métodos** 25

1.4 **Localização da área de estudo** 26

2 **REVISÃO TEMÁTICA** 28

2.1 **Contexto geodinâmico do orógeno Ribeira** 28

2.2 **Contexto geodinâmico do cretáceo superior-paleógeno: o rifte continental do sudeste do Brasil** 31

2.3 M**agmatismo alcalino do cretáceo superior-paleógeno do sudeste do Brasil**. 34

2.4 **Geologia dos complexos alcalinos estudados**. 37

3 **Dados de campo, petrográficos e litogeoquímica** 47

3.1 **Introdução** 47

3.2 **Aspectos de campo** 47

3.3 **Petrografia** 54

3.4 **Evidências petrográficas para processos petrogenéticos** 72

4 **PETROGÊNESE E GEODINÂMICA** 80

4.1 **Processos evolutivos** 80

4.2 **Fontes geradoras e processos de fusão parcial** 107

5 **DISCUSSÃO E CONCLUSÕES** 118

5.1 **Discussão** 118

5.2 **Conclusão** 130

REFERÊNCIAS 136

ANEXO A – MAPA DE PONTOS GEOREFERÊNCIADO DAS ÁREAS ESTUDADAS 148

ANEXO B – DADOS LITOGEOQUÍMICOS DAS AMOSTRAS ESTUDAS 154

ANEXO C - MÉTODOS ANALÍTICOS E ESTATÍSTICOS 158

INTRODUÇÃO

1 APRESENTAÇÃO

A história de reativação tectônica no sudeste do Brasil está relacionada, no Cretácio Superior e Paleógeno, com magmatismo máfico alcalino gerador de centenas de diques de lamprófiros (Valente et al., 1998), além de outras rochas máficas, bem como derrames restritos de ankaramitos (Klein e Valença, 1984). Este magmatismo alcalino máfico tem sido investigado de maneira subordinada e quase que exclusivamente restrita à geocronologia (Riccomini et al., 1983, 1991; Riccomini e Francisco, 1992). Datações indicam um intervalo entre 72 e 43 milhões de anos para este magmatismo (Ar-Ar, rocha total e mineral, Sonoki e Garda, 1988; Riccomini et al., 1991), restringindo-o ao final do Cretáceo Superior e Paleógeno. O tema desta dissertação de mestrado é o magmatismo máfico do sudeste do Brasil, representado, mais especificamente, em sete maciços alcalinos, quais sejam: Morro de São João, Rio Bonito, Tanguá, Gericinó-Mendanha, Morro Redondo, Itatiaia e Passa Quatro.

1.1 Objetivos

O objetivo geral deste projeto é o estudo dos processos de fusão parcial e, subordinadamente, evolutivos, relacionados ao magmatismo alcalino máfico nos maciços de Morro de São João, Rio Bonito, Tanguá, Gericinó-Mendanha, Morro Redondo, Itatiaia e Passa Quatro.

Objetivos específicos incluem: modelagem petrogenética e proposição de modelo geodinâmico para o Cretáceo Superior-Paleógeno do sudeste do Brasil.

1.2 Justificativa

O estudo petrogenético do magmatismo alcalino máfico é essencial à compreensão dos processos geodinâmicos relacionados à reativação Cenozóica, dada a intrínseca relação entre distensão litosférica e quantidade de fusão parcial.

Ele também é relevante na modelagem termal, tanto em escala regional, uma vez que envolve interações entre anomalias térmicas litosféricas e sublitosféricas, quanto em escala local, considerando-se sua potencial capacidade difusora de calor devido às elevadas concentrações de voláteis em alguns tipos de magmas, tais como os lamprofíricos. O projeto proposto também torna-se relevante na medida em que envolve processos magmáticos contemporâneos à formação de sistemas petrolíferos nas bacias de Campos e 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, o magmatismo também está frequentemente associado aos processos de migração e de acumulação de petróleo (THOMAZ-FILHO et al., 2008).

1.3 **Métodos**

Os métodos de pesquisa aplicados ao projeto envolveram as seguintes etapas:

1. Pré-campo e compilação de dados: utilização de imagens de sensoriamento remoto disponíveis em várias escalas para a elaboração de um mapa de ocorrência de rochas alcalinas máficas na área de estudo; realização de uma revisão temática sobre o magmatismo alcalino do Cretáceo Superior e Paleógeno da região sudeste do Brasil; e compilação de dados petrográficos e geoquímicos disponíveis na literatura para as rochas alcalinas máficas nas regiões próximas à área de estudo.

2. Campo: utilização do mapa preliminar (item anterior) no campo para fazer a coleta de amostras representativas, com localização do afloramento (com uso de GPS), descrição (por exemplo: litotipos, tipos de rochas encaixantes e presença ou ausência de xenólitos e/ou nódulos) e medidas (por exemplo: espessura, orientação e possíveis estruturas de fluxo).

3. Laboratório: rochas inalteradas foram selecionadas para laminação, britagem e moagem, executadas no Laboratório Geológico de Preparação de

Amostras (LGPA) da Faculdade de Geologia da UERJ. Todas as amostras inalteradas coletadas no campo foram laminadas para análise petrográfica convencional (microscópio de luz polarizada), com classificação petrográfica das rochas, além de identificação e quantificação das assembleias de fenocristais. Amostras foram, então, selecionadas e enviadas para análises litogeoquímicas no ACTLABS, Canadá.

4. Gabinete: análise e interpretação dos dados; elaboração de trabalhos para eventos técnico-científicos e revistas especializadas, bem como do texto final da dissertação.

1.4 **Localização da área de estudo**

A área de pesquisa inclui os maciços de Tanguá, Rio Bonito e Morro de São João, a leste da Baía de Guanabara (Figura 1.1), e Gericinó-Mendanha, Morro Redondo, Itatiaia e Passa Quatro, a oeste (Figura 2).

Os trabalhos de campo foram feitos utilizando-se as seguintes folhas topográficas do IBGE, na escala de 1:50.000: Morro de São João (SF23-Z-B-VI-2), Rio Bonito (SF23-Z-B-V-2), Itaboraí (SF23-Z-B-V-1), Vila Militar (SF23-Z-B-IV-4), Resende (SF23-Z-A-II-3), Agulhas Negras (SF23-Z-A-I-4) e Passa Quatro (SF23-Z-A-I-3).

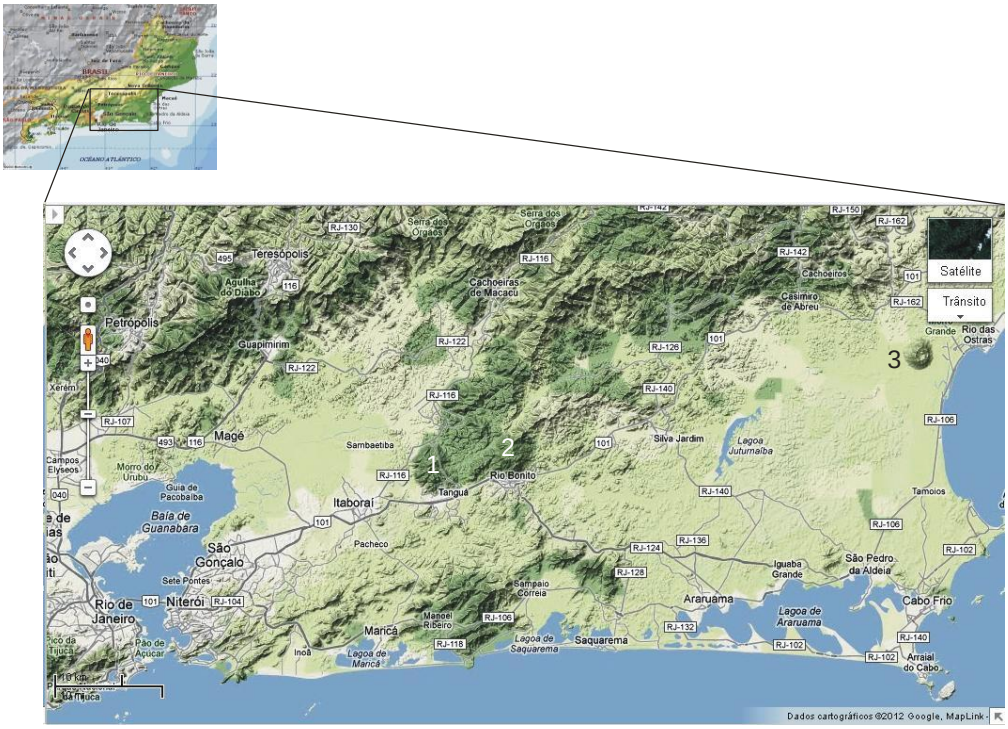

Figura 1 - Localização dos maciços alcalinos estudados a leste da Baía de Guanabara. 1) Tanguá; 2) Rio Bonito; 3) Morro de São João. Vias de acesso indicadas.
Fonte: www.maps.google.com.br e www.voyagesphotosmanu.com

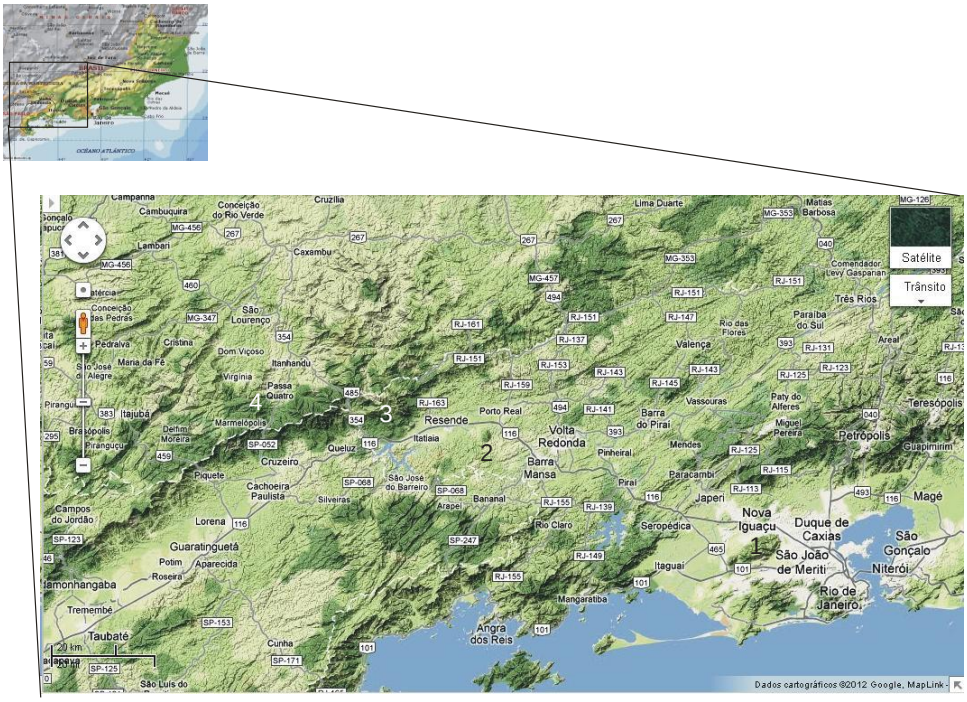

Figura 2 - Localização dos maciços alcalinos estudados a oeste da Baía de Guanabara. 1) Gericinó-Mendanha; 2) Morro Redondo; 3) Itatiaia e 4) Passa Quatro. Vias de acesso indicadas.
Fonte: www.maps.google.com.br e www.voyagesphotosmanu.com

2 **REVISÃO TEMÁTICA**

2.1 **Contexto geodinâmico do Orógeno Ribeira**

O Orógeno Ribeira compreende parte do Segmento Central do Sistema Orogênico Neoproterozóico da Província Mantiqueira que se estende por 1400 Km ao longo da costa Brasileira (TROUW et al*.,* 2000), entre o cráton de Luiz Alves, a sul, e o orógeno Araçuai, a norte. Trata-se de um orógeno colisional formado pela amalgamação de terrenos que deram origem ao Paleocontiente Gondwana Ocidental durante a Orogênese Brasiliana.

A subdivisão tectono-estratigráfica do Orógeno Ribeira é definida por cinco terrenos separados por falhas de empurrão ou zonas de cisalhamento oblíquas transpressivas e dispostos em faixas crustais imbricadas com vergência para oeste, em direção à margem do Cráton do São Francisco. Os cinco terrenos são assim denominados: Cabo Frio, Oriental; Paraíba do Sul; Ocidental e Embu, sendo que somente os quatro primeiros estão representados na área de estudo (Figura 3) (Tabela 1) (HEILBRON et al*.,* 2004).

A estruturação do Orógeno Ribeira é definida pelo diacronismo de uma série de eventos tectônicos. A etapa inicial deste processo é caracterizada por um evento pré-colisional, com o fechamento do oceano Adamastor devido à subducção da litosfera oceânica para leste. Como conseqüência deste evento, foi gerado um magmatismo pré-colisional restrito ao Terreno Oriental, representado pelo Arco Magmático Rio Negro, com idades de *ca.* 790 Ma e 635-620 Ma (HEILBRON et al*.,* 2004;TUPINAMBA et al*.,* 2000). Ao final do processo de subducção, houve colisões envolvendo a Placa São Francisco-Congo com outra(s) microplaca(s) situada(s) a leste (colisão II) (HEILBRON et al*.*, 2004), entre 590 e 560 Ma, resultando no *trend* estrutural regional NE-SW do orógeno.

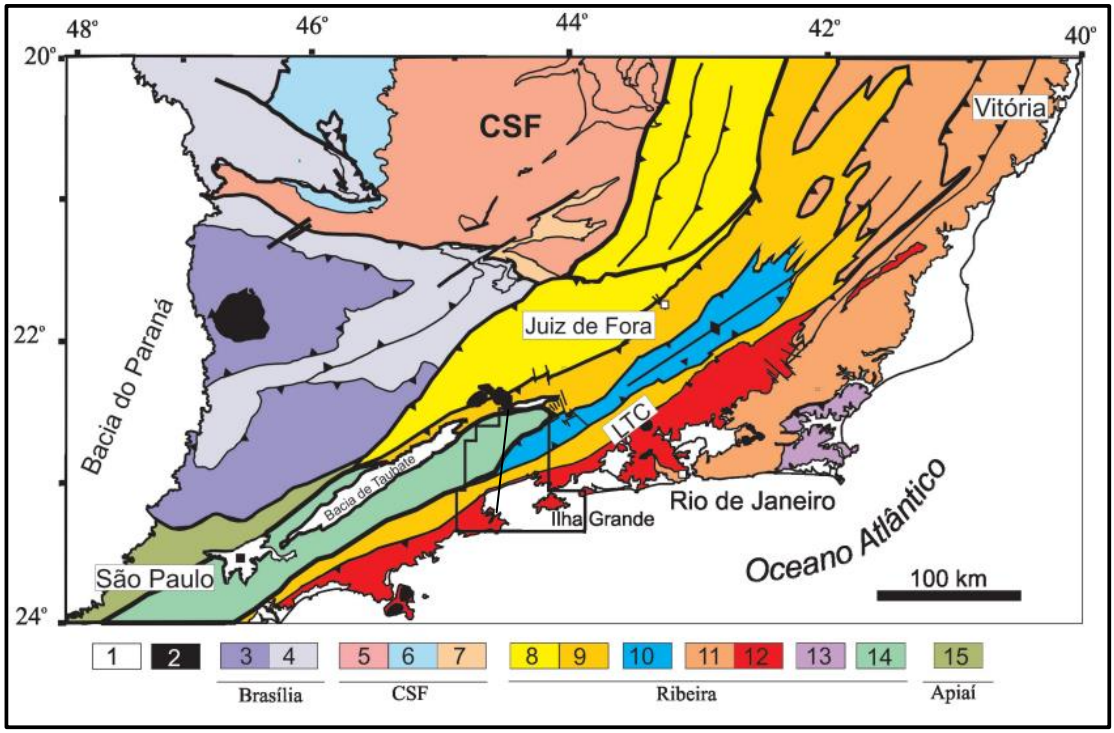

Figura 3 - Mapa tectônico do sudeste brasileiro mostrando as principais unidades do setor central do Sistema Orogênico Mantiqueira (modificado de Eirado et al., 2006). Legenda: 1) Bacia do Paraná e sedimentos cenozóicos; 2) rochas alcalinas do Cretáceo e Terciário; Orógeno Brasília: 3) *nappes* inferiores, 4) *nappes* superiores; Cráton do São Francisco (CSF): 5) embasamento, 6) Supergrupo São Francisco, 7) rochas metassedimentares do Domínio Autóctone; Orógeno Ribeira: 8 e 9) Terreno Ocidental (Domínios Andrelândia e Juiz de Fora), 10) Terreno Paraíba do Sul, 11) Terreno Oriental incluindo 12) arco magmático Rio Negro, 13) Terreno Cabo Frio, 14) Terreno Embu; 15) Orógeno Apiaí (Terreno São Roque). LTC – Limite Tectônico Central do Orógeno Ribeira.

A colisão II foi responsável ainda pelo empilhamento dos Terrenos Paraíba do Sul e Oriental sobre o Terreno Ocidental. Além disso, são registrados reflexos que atingiram o recém estruturado Orógeno Brasília, oriundo da Colisão I (630–625 Ma; HEILBRON et al., 2004). Esta colisão criou uma zona de interferência entre este Orógeno e o Orógeno Ribeira (TROUW et al., 2000). O limite tectônico entre os terrenos Ocidental e Oriental é chamado de Limite Tectônico Central (LTC, ou CTB de *Central Tectonic Boundary*). Em seguida, houve a docagem do Terreno Cabo Frio junto ao Orógeno Ribeira no último evento orogênico deste segmento, definido por Shmitt et al. (2000) como Orogênese Búzios (535 a 510 Ma), na chamada Colisão III (HEILBRON et al., 2004). O limite tectônico entre o Terreno Cabo Frio e o Terreno Oriental é denominado de Limite Tectônico Cabo Frio (LTCF). A Orogênese Búzios foi associada a um rápido fechamento de uma bacia oceânica de retro-arco, formada

a partir do Arco Rio Negro (Terreno Oriental), localizada entre este e a borda sul do Paleocontinente Congo (EIRADO et al., 2006; HEILBRON e MACHADO, 2003; HEILBRON et al., 2004).

Tabela 1 - Litoestratigrafia simplificada do Orógeno Ribeira na área de estudo.

Terrenos	**Domínios**	**Embasamento**	**Supracrustais**
Ocidental (Margem passiva retrabalhada do Paleocontinente São Francisco)	Autóctone Andrelândia Juiz de Fora	Faixas arqueanas *greenstone belt*; rochas ígneas de caráter bimodal (2,22 – 2,12 Ga).	Bacias intracontinentais Paleoproterozóicas a Mesoproterozóicas de São João Del Rei e Carandaí. Megassequência Neoproterozóica Andrelândia-Itapira.
Oriental	Cambuci Costeiro (Arco Magmático Rio Negro) Italva	Rochas ígneas de caráter bimodal (2,22 – 2,12 Ga). Ortognaisses migmatíticos, granitóides e metabasitos (2,8 – 2,7 Ga a 2,2 – 2,0 Ga).	Unidade Metassedimentar do Terreno Oriental.
Paraíba do Sul	-	Complexo Quirino (2,19 – 2,17 Ga): granitóides tonalítico-granodioríticos com enclaves de rochas meta-ultramáficas, metamáficas e calcio-silicáticas.	Unidades Metassedimentar do Terreno Paraíba do Sul.
Cabo frio	-	Complexo Região dos Lagos (1,9 Ga): ortognaisses tonalíticos a graníticos, com enclaves dioríticos e lentes decamétricas de anfibolitos.	Associação Búzios-Palmital.

Nesse contexto, os terrenos amalgamados durante a Colisão II foram submetidos a dois episódios de metamorfismo (M1: progressivo, alto grau (fácies anfibolito-granulito) e pressão intermediária e alta (no Terreno Cabo Frio); M2: retrogressivo) e deformação (fase principal D_1+ D_2, fase D_3 e fase D_4) (HEILBRON et al., 2004), registrados, principalmente, nos terrenos Ocidental, Paraíba do Sul e Oriental (HEILBRON et al., 2004). O *trend* geral das estruturas geradas no Terreno Cabo Frio, como consequência da Colisão III, difere daquele (NE-SW) observado no restante do orógeno (SCHMITT et al., 2000).

Nos terrenos Cabo Frio e Oriental é registrado um evento tectônico, pós-colisional, em resposta ao colapso extensional do edifício orogênico previamente formado na colisão III. Dois conjuntos distintos de estruturas cisalhantes bem como um plutonismo de idades entre 510 Ma e 480 Ma caracterizam esta fase pós-colisional. Este magmatismo plutônico deu origem, predominantemente, a magmas graníticos calci-alcalinos, evoluindo posteriormente para uma tendência mais alcalina na direção sudoeste. A ascenção destes magmas foi feita por condutos desenvolvidos pelas zonas de cisalhamento formadas neste mesmo episódio (HEILBRON et al., 2004)

2.2 **Contexto geodinâmico do Cretáceo Superior-Paleógeno: o rifte continental do Sudeste do Brasil**

Uma série de grábens definem uma feição tectônica de idade cenozóica que se estende por mais de 900 km entre as cidades de Curitiba (Paraná) e Barra de São João (Rio de Janeiro), no sudeste do Brasil. Este conjunto de estruturas desenvolveu-se sobre uma faixa de orientação geral ENE, paralela à linha de costa atual, alcançando o mar em suas terminações sudoeste e nordeste. Muitos autores atribuíram diferentes denominações para esta feição (ZALAN e OLIVEIRA, 2005), mas na presente dissertação será empregado o termo Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RCSB; RICCOMINI, 1989) (Figura 4)

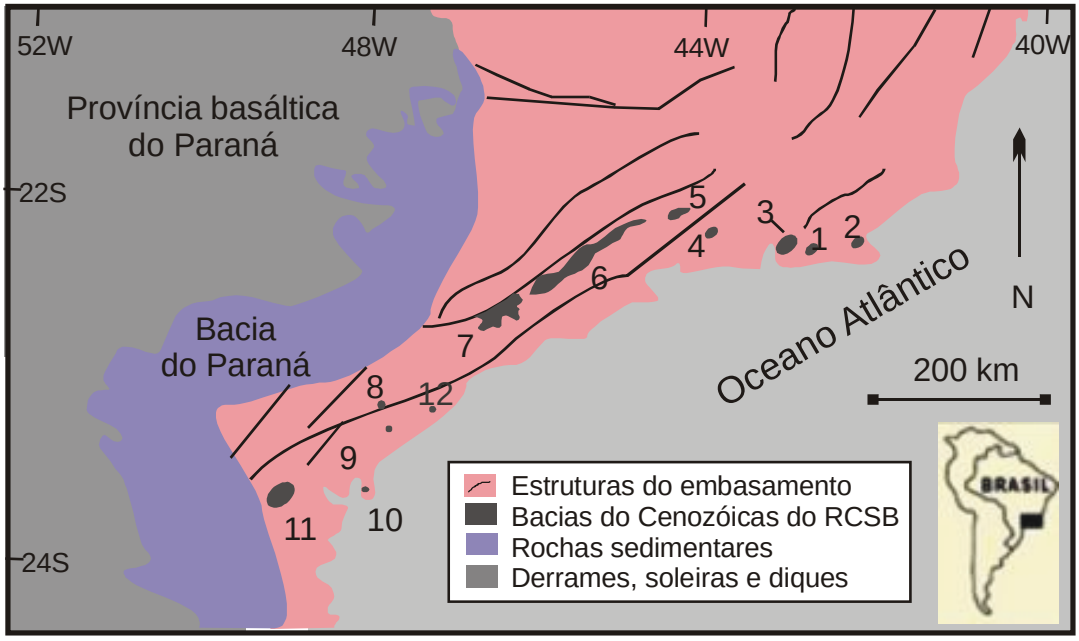

Figura 4 - Contexto geológico esquemático do Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RCSB). Bacias cenozóicas: segmento oriental (1- Bacia de Itaboraí; 2- Gráben de Barra de São João; 3- Bacia de Macacu); segmento central (4- Bacia de Volta Redonda; 5- Bacia de Resende; 6- Bacia de Taubaté; 7- Bacia de São Paulo); segmento ocidental: (8- Gráben de Sete Barras; 9- Formação Pariquerra-Açu; 10- Formação Alexandra e Gráben de Guaraqueçaba; 11- Bacia de Curitiba; 12- Gráben de Cananeia).
Fonte: Modificado de RICCOMINI et al., 2004.

O RCSB desenvolveu-se sobre as rochas do Orógeno Ribeira, incluindo várias suítes de rochas granitóides Neoproterozóicas a Ordovicianas. Riccomini et al. (2004) propõem que o RCSB é um sistema de rifte contínuo que pode ser subdividido em três segmentos, quais sejam: ocidental, central e oriental (Figura 4). Estes autores propõem que o RCSB tenha sido desenvolvido por um esforço distensivo de direção NNW-SSE, que teria reativado, como falhas normais, antigas zonas de cisalhamento Proterozóicas de direção NNE-SSW, durante o Paleógeno, concomitantemente ao preenchimento sedimentar e vulcânico. Esforços de regime transcorrente sinistral, com compressão NE-SW e distensão NW-SE, são registrados nos corpos alcalinos neocretáceos no sul do Estado de São Paulo e na região do Gráben da Guanabara. Porém, estes teriam precedido o esforço distensivo gerador do RCSB.

Riccomini et al. (2004) reconhecem três eventos deformacionais no RCSB. Essas deformações estariam associadas a novas reativações ao longo das falhas

pré-existentes e se relacionariam com a combinação de dois principais esforços sobre a placa Sulamericana, quais sejam: na borda oeste, pela subducção da placa de Nazca, e a leste, a partir da zona de espalhamento mesoatlântica, que atribui uma trajetória de direção oeste para essa placa. Sendo assim, ocorreria transcorrência destral e transpressão quando o *ridge-push* da zona de espalhamento mesoatlântica superasse o *slab-pull* da subducção da placa de Nazca, e transcorrência sinistral e transtração quando o inverso ocorresse. Alternativamente, Zalan e Oliveira (2005) propõem que o RCSB é um sistema composto por quatro riftes ou corredores de grábens: o Paraíba do Sul, Litorâneo, Ribeira e o Marítimo (Figura 5).

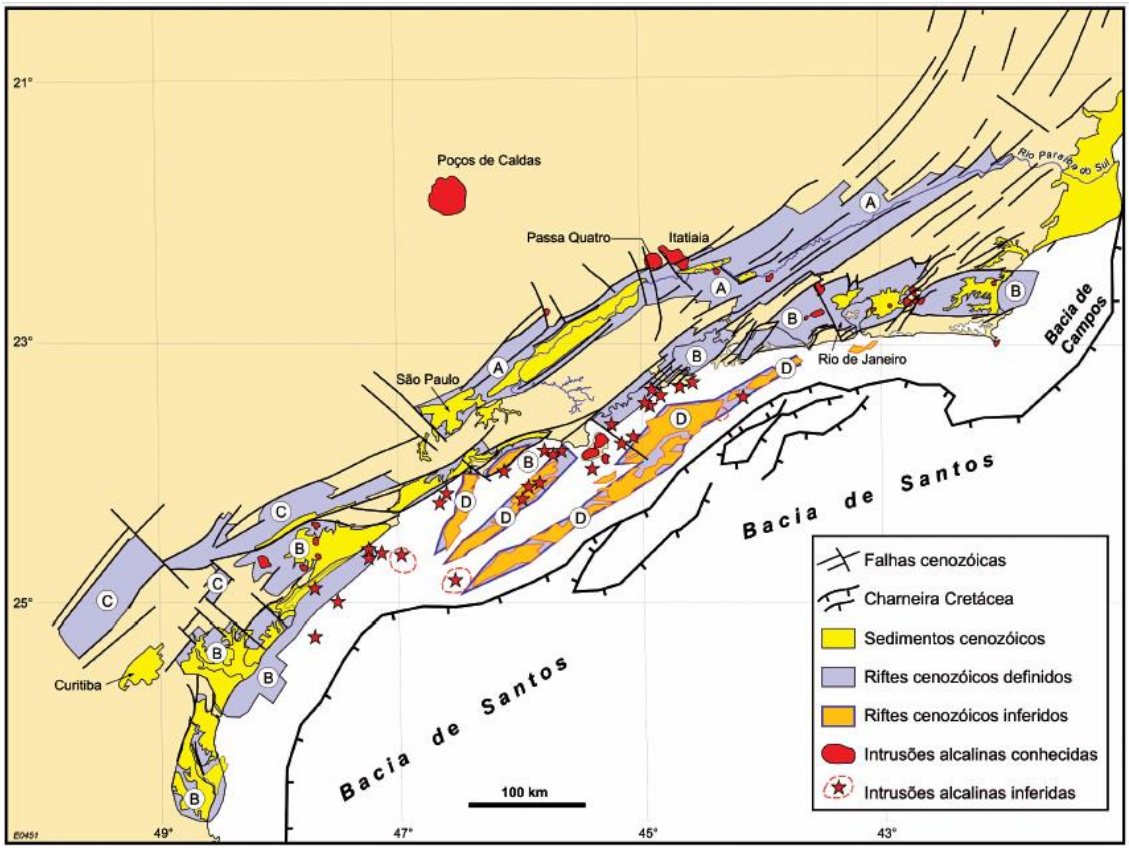

Figura 5 - Mapa de distribuição dos quatro riftes do RCSB e seus respectivos grábens. (A) Paraíba do Sul: Grabén de São Paulo, Taubaté, Resende-Volta Redonda e do Baixo Paraíba do Sul; (B) Litorâneo: Grabén de Barra de São João, Guanabara, Ubatuba, Santos, Ribeira do Iguape, Cananeia e Paranaguá; (C) Ribeira: Gráben de sete barras e Alto Ribeira; (D) Marítimo.
Fonte: ZALAN e OLIVEIRA, 2005.

Segundo esses autores, a passagem da Pluma de Tristão da Cunha (89 – 65 Ma) gerou soerguimento de natureza epirogenética na placa Sulamericana. Este

evento foi seguido de uma grande peneplanização (Superfície Japi) das áreas previamente elevadas e, posteriormente, por desequilíbrio isostático, da formação do RCSB por colapso gravitacional. A Superfície de Aplainamento Japi é uma importante feição geomorfológica do sudeste do Brasil caracterizada pelo nivelamento do topo das serranias desta região, alcançando 2.000-2.100 metros em sua cota máxima, com cota mínima na superfície plana do embasamento na plataforma continental da Bacia de Campos até a sua linha de charneira (RICCOMINI et al*.,* 2004; ZALAN e OLIVEIRA, 2005). Esta feição, além de ser balizadora do início da sedimentação nas bacias de rifte, evidencia uma fase de erosão generalizada que perdurou até o limite Cretáceo-Paleógeno, anterior a instalação do RCSB.

São registrados três diferentes pulsos magmáticos alcalinos pós-paleozóicos na área que compreende o RCSB. Estas rochas integram as províncias do Arco de Ponta Grossa, Serra do Mar e do Alinhamento Magmático Poço de Caldas-Cabo Frio (GOMES e COMIN-CHIARAMONTI, 2005; THOMPSON et al*.*, 1998). Este último será tratado mais detalhadamente adiante.

2.3 **Magmatismo alcalino do Cretáceo Superior-Paleógeno do Sudeste do Brasil.**

No período que se estende do Cretáceo Superior ao Paleógeno, a região sudeste do Brasil foi marcada por uma série de pulsos magmáticos alcalinos, geradores de *stocks, plugs* e possíveis chaminés, bem como diques, derrames e depósitos piroclásticos. Estas estruturas magmáticas estão alinhadas numa direção WNW-ESE, em possível ordem cronológica decrescente de oeste para leste (84-49 Ma) (SADOWSKI e DIAS NETO 1981; THOMAZ FILHO e RODRIGUES, 1999). Isto resulta num lineamento oblíquo à direção preferencial das estruturas tectônicas do Orógeno Ribeira, formando o Alinhamento Poços de Caldas-Cabo Frio e a Cadeia Vitória-Trindade (ALMEIDA 1991; ALMEIDA et al*.* 1996; THOMAZ-FILHO e RODRIGUES, 1999; VALENÇA, 1980).

Dentre as dezenas de corpos alcalinos que estruturam o Alinhamento Poços de Caldas-Cabo Frio destacam-se, de oeste para leste, os complexos de Poços de Caldas, Passa Quatro, Itatiaia, Morro Redondo, Gericinó-Mendanha, Tanguá, Soarinho, Rio Bonito e Morro de São João (Figura 6). Estes complexos apresentam tamanhos variados, chegando a 330 Km² no complexo Itatiaia, até poucas dezenas a poucos km², como os complexos do Gericinó-Mendanha e Itaúna, por exemplo.

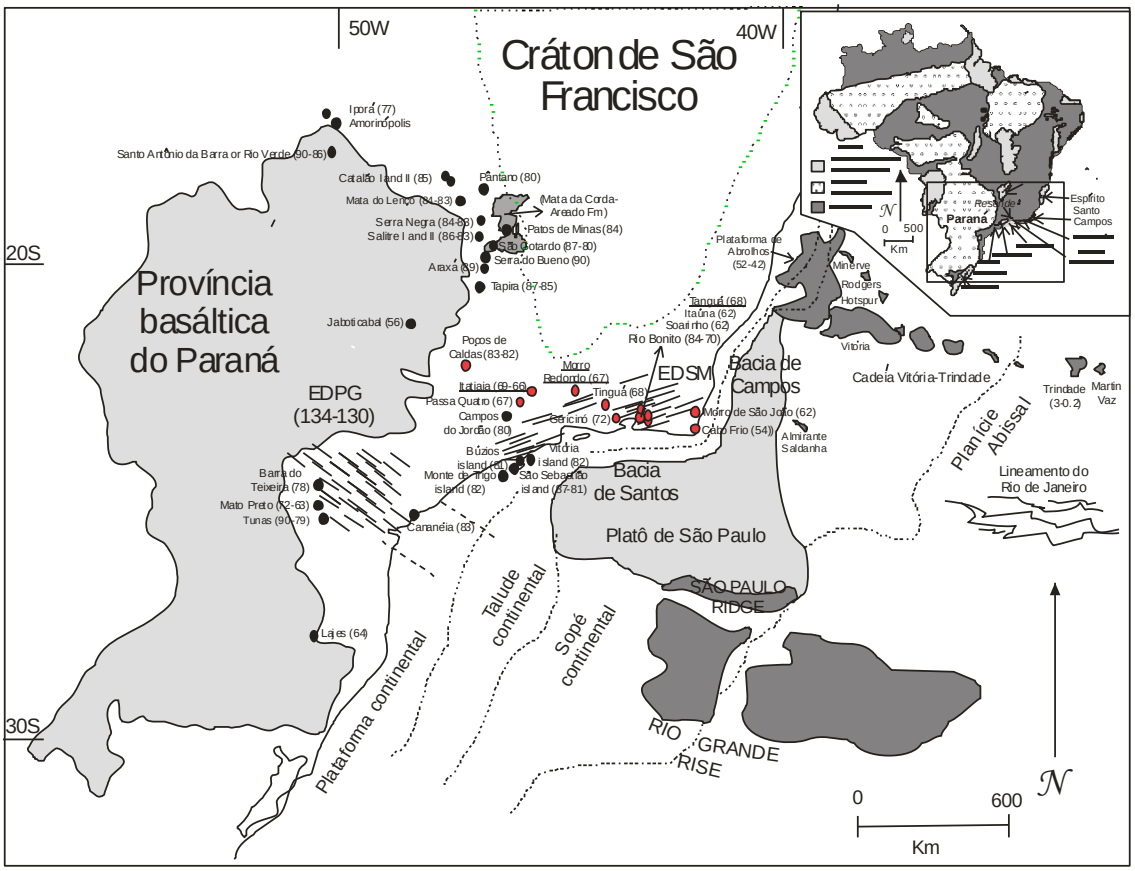

Figura 6 - Principais feições continentais e oceânicas do sudeste do Brasil. As idades dos complexos alcalinos (círculos fechados) estão indicadas (CORDANI, 1971; ULBRICH E GOMES, 1981; SONOKI E GARDA, 1988; GIBSON et al., 1994, 1995; TURNER et al., 1994). O Alinhamento Poços de Caldas-Cabo Frio está indicado (círculos fechados vermelhos). Os sete complexos alcalinos estudados nesta dissertação estão com os nomes sublinhados.

A composição litológica desses complexos é dada basicamente por rochas alcalinas (félsica subsaturada), com predominância dos nefelina sienitos e subordinadamente pulaskito, foiaíto, fonolito, tinguaíto e traquito. Rochas de composição quartzosa também são observadas, a exemplo do granito alcalino Itatiaia e quartzo sienito Soarinho, bem como derrames de ankaratritos e

ankaramitos (ALMEIDA, 1991; VALENTE, 1997; THOMPSON et al*.,* 1998; THOMAZ-FILHO e RODRIGUES, 1999; ULBRICH e GOMES, 1981; VALENÇA, 1980).

A origem do Alinhamento Poços de Caldas-Cabo Frio e sua continuação na cadeia Vitória-Trindade é ainda motivo de discussão. Em uma visão distinta da maioria dos autores, VANDECAR et al*.* (1995) propõem que a fonte para a formação desse alinhamento é um produto dos processos finais do magmatismo basáltico continental de Paraná-Etendeka (*ca.* 130-135 Ma), descartando a hipótese de *hotspots*. Contudo, a maioria dos autores concorda que o processo de formação do Alinhamento Poços de Caldas-Cabo Frio e sua continuação na cadeia Vitória-Trindade estaria associado, de alguma maneira, à presença de um *hot*spot sob o continente Sulamericano (THOMPSON et al*.*, 1998).

Em uma análise dos *hotspots* associados a plumas, Gibson et al*.,* (1995 e 1997) propõem que o contato entre um ponto quente e a litosfera Sulamericana teria ocorrido a partir do impacto da pluma de Trindade, na porções oeste, central e sudeste do Brasil, no Cretáceo Superior. O calor conduzido pela pluma, num primeiro momento, teria fundido, em grande escala, parte do manto litosférico subcontinental dando origem ao magmatismo do Alinhamento Poço de Caldas-Cabo Frio. Em seguida, nos últimos 51 Ma, o traço do *hotspot* teria se desenvolvido nas bordas dessa pluma, estruturando-se uma continuação mais a nordeste do lineamento: a cadeia de ilhas oceânicas e montes submarinos de Trindade e Martins Vaz (Figura 6).

Thomaz-Filho e Rodrigues (1999) interpretaram que a origem de todo o Alinhamento Poços de Caldas-Cabo Frio e sua continuidade na Cadeia Vitória-Trindade estaria associado ao deslocamento da placa litosférica sobre um *hotspot* fixo no manto. As emanações magmáticas do *hotspot* formariam, no continente, os complexos que ocorrem desde Poços de Caldas (84 Ma) a Cabo Frio (49Ma), até as ilhas oceânicas de Vitória-Trindade. Esses autores destacam ainda uma trajetória aparente do *hotspot* para NE, por sob os sedimentos da bacia de Campos, a partir da Ilha de Cabo Frio até o início da cadeia Vitória-Trindade. Esta trajetória aparente teria resultado não da movimentação do *hotspot*, mas sim de uma significativa

rotação da placa Sulamericana no sentido horário desde o Cretáceo Superior até o Recente, principalmente no Eoceno (ERNESTO, 1996; THOMAZ FILHO et al., 2000). Nesta faixa são registradas evidências que fortalecem tal proposta como, por exemplo, cones vulcânicos submarinos (compostos por rochas alcalinas), anomalia gravimétrica junto à charneira da bacia de Campos (atribuída a intrusão alcalina), bem como ocorrência de edifícios vulcânicos alcalinos entre as bacias de Campos e Santos, de idade eocênica (ALMEIDA 1991; MOHRIAK et al., 1990).

Em contraste com as propostas acima, Fodor e Hanan, (2000) propõem uma diferente trajetória para o *hotspot* Trindade. Segundo os autores, as manifestações teriam iniciado nas províncias ígneas de Poxoréu e do Alto do Paranaíba, ambas como idades de cerca de 85 Ma, contornado a Província Basáltica Continental Paraná-Entendeka, passando por Abrolhos (*ca.* 43 Ma) e terminando na posição atual do *hotspot* na Ilha de Trindade, com manifestações vulcânicas mais recentes que 3 Ma (Figura 6).

2.4 **Geologia dos complexos alcalinos estudados.**

Os complexos alcalinos estudados na presente pesquisa são: Morro de São João, Rio Bonito, Tanguá, Gericinó-Mendanha, Morro Redondo, Itatiaia e Passa Quatro.

Complexo alcalino do Morro de São João

O Complexo Alcalino do Morro de São João tem geometria subcircular com um diâmetro de 3,5 km e cerca de 14 km^2. O complexo, em grande parte, é composto por depósitos de talus e as exposições *in situ* das rochas que o compõe são, normalmente, raras e de difícil acesso (VALENÇA, 1980). As rochas alcalinas do Complexo do Morro de São João foram datadas em 62 Ma (K-Ar, rocha total e mineral) (SONOKI e GARDA, 1988) e encaixam-se nos gnaisses e migmatitos do Orógeno Ribeira.

O complexo foi estudado em detalhe recentemente (BROTZU et al., 2007). Estes autores identificaram, dentre os principais litotipos, nefelina sienitos

melanocráticos, nefelina sienitos e, subordinadamente, clinopiroxenitos, shonkinitos (ou melasienitos) e gabros alcalinos. As rochas máficas-ultramáficas são mesocumulados a ortocumulados com características petrográficas e litogeoquímicas que sugerem cristalização a partir de líquidos tefríticos a fonotefríticos potássicos. Os nefelina sienitos melanocráticos e nefelina sienitos devem representar misturas de líquidos e cristais, enquanto que rochas finamente granuladas devem representar composições de líquidos. Os alcalisienitos são rochas tipicamente cumuláticas. As rochas plutônicas, bem como parte das rochas encaixantes, são cortadas por diques de fonolitos e fonotefritos.

Razões isotópicas iniciais de Sr (0,7048-0,7061) e Nd (0,51231-0,51239) (BROTZU et al., 2007) se sobrepõem àquelas obtidas para outros complexos alcalinos da Província Ígnea da Serra do Mar (THOMPSON et al*.,* 1998), o que é indicativo de derivação a partir de porções máficas-ultramáficas, potássicas-ultrapotássicas de fontes associadas, principalmente, ao manto litosférico subcontinental.

Complexo alcalino de Rio Bonito

O Complexo alcalino de Rio Bonito tem um formato elipsoidal com uma área de aproximadamente 28 km^2. Datações K-Ar em rocha total revelaram uma idade entre 84 Ma e 70 Ma para as rochas alcalinas do complexo (SONOKI e GARDA, 1988).

A litologia plutônica que compõe este complexo alcalino é dada predominantemente, por nefelina sienitos, com um relativo empobrecimento em nefelina quando comparado aos demais complexos alcalinos do sudeste do Estado do Rio de Janeiro. A mineralogia destas rochas é definida por feldspato alcalino, nefelina e anfibólio, com magnetita, titanita e apatita como minerais acessórios (MOTOKI et al*.,* 2010). Segundo Valença (1980), ripas de ortoclásio configurando uma leve orientação (traquitóide) nos nefelina sienitos seriam indicativas de uma foliação ígnea primária. Quantidades moderadas de crosta continental teriam sido assimiladas no processo de formação do Complexo alcalino de Rio Bonito. Diques

de fonolitos, traquitos e, mais raramente, lamprófiros, cortam as rochas do complexo bem como as rochas encaixantes, quando próximo ao contato com o complexo. De um modo geral, o complexo parece associado a diferenciação em câmara magmática fechada a partir de líquidos parentais potássicos e intermediários miaskíticos que, sob diferenciação teriam gerado líquidos agpaíticos residuais. Outros autores propõem que quantidades moderadasde crosta continental teriam sido assimiladas no processo de formação do Complexo alcalino de Rio Bonito (MOTOKI et al, 2010).

A mineralogia varia em direção ao centro do complexo. Ortoclásio e nefelina são os minerais que apresentam a principal variação modal nesse sentido, além de certos grupos específicos minerais, tais como os clinopiroxênios e anfibólios (VALENÇA, 1980).

Complexo alcalino de Tanguá

O Complexo alcalino de Tanguá tem cerca de 7 km de diâmetro e 50 km^2 de área (ULBRICH e GOMES, 1981). As rochas alcalinas do complexo mostram idades entre 68 Ma (K-Ar, rocha total e mineral) (SONOKI e GARDA, 1988) e 66,8 Ma, com razões iniciais de Sr de 0,7062 (MOTOKI et al., 2010). Este complexo possui configuração semelhante ao Complexo alcalino de Rio Bonito.

A rochas encaixantes do Complexo de Tanguá são biotita-gnaisses grossos porfiroblásticos com megacristais de feldspato de até 5 cm que apresentam zonas de cataclase próximo aos contatos com as rochas intrusivas. Segundo Valença (1980), no processo de formação do Complexo alcalino de Tanguá, quantidades moderadas de crosta continental foram assimiladas.

A litologia plutônica alcalina do complexo é representada, majoritariamente, por sienitos leucocráticos feldspatoidais, definidos mineralogicamente por ortoclásio (ou, menos freqüente, sanidina), subordinado a nefelina que compõem cerca de 70% a 90% do volume da rocha, a exemplo dos nefelina-sienitos. Outras rochas também fazem parte do complexo, como os pulaskitos, umptekitos, foiaítos,

microfoiaítos e pseudoleucita foiaítos (com pseudoleucitas de até 15 cm) (VALENÇA e EDGAR, 1979; VALENÇA, 1980). A mineralogia (pseudoleucita, ortoclásio, nefelina, clinopiroxênios e anfibólios) do Complexo alcalino de Tanguá varia em direção ao centro do complexo, à semelhança do que ocorre em Rio Bonito (VALENÇA, 1980). Alcalisienitos sem nefelina são descritos por MOTOKI et al*.,* (2010) ao longo da borda do complexo. Os diques mais comuns são fonolitos porfiríticos e traquitos, enquanto os lamprófiros têm ocorrência restrita em todo o complexo (COELHO, 1987; PINHO et al., 2007a,b).

Tanguá distingue-se dos outros maciços estudados pelas mineralizações filoneanas de fluorita. Os filões estão encaixadas tanto nos gnaisses do embasamento quanto nas rochas do complexo alcalino, em estruturas de direção preferencialmente NE-ENE criadas ou reativadas durante o processo de abertura do Oceano Atlântico Sul (COELHO, 1987).

Complexo alcalino de Gericinó-*Mendanha*

O Complexo alcalino do Gericinó-Mendanha tem cerca de 70 km^2 e compreende, fundamentalmente, uma suíte de associação sienítica insaturada composta por foiaítos, tinguaítos e nefelina sienitos (FERREIRA et al., 1965; HELMBOLD, 1967, 1968). As datações disponíveis para as rochas alcalinas do complexo foram feitas tanto com base em rocha total (K-Ar; 72 Ma) (SONOKI e GARDA, 1988) e mineral (K-Ar; 73,3 ± 1,4 Ma e 71,2 ± 1,8 Ma em flogopita) (THOMPSON et al., 1998).

O Complexo alcalino do Gericinó-Mendanha é mineralógica e texturalmente zonado, predominantemente grosso (tipo foiaíto) no centro e traquitóide nas bordas (KLEIN e MONTAVANO, 1985). Há duas estruturas vulcânicas/sub-vulcânicas associadas com a suíte plutônica, quais sejam: 1) O Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu (KLEIN e VIEIRA, 1980a,b; KLEIN, 1993); e 2) A chaminé do Lamego, caracterizada por um conduto relativamente menor, formado por tufos soldados de composição predominantemente traquítica, bem como brechas vulcânicas (KLEIN et al., 1984).

As rochas vulcânicas identificadas e descritas por Klein et al. (1984) compreendem microsienitos porfiríticos (traquitos), brechas piroclásticas, aglomerados e ignimbritos.

Klein (1993) propôs que os magmas máficos primitivos teriam ascendido e formado uma câmara magmática cujas porções mais apicais teriam diferenciado magmas sódicos com nefelina normativa dando origem aos corpos intrusivos do Complexo alcalino do Gericinó-Mendanha. Diques brechados estão associados às estruturas vulcânicas/subvulcânicas descritas. Eles são traquitos e têm fragmentos angulares a subangulares de granulometria variando de alguns pouco centímetros até cerca de um metro. A colocação das brechas, segundo Klein e Valença (1984a), foi rápida e explosiva, possivelmente controlada por gases quentes ascendentes com fragmentos em suspensão (fluidização), resultante do acúmulo em câmaras magmáticas rasas. Trabalhos recentes sugerem que o Complexo alcalino do Gericinó-Mendanha representa a base de uma câmara magmática, arrasada pela erosão, durante mais de 60 Ma (MOTA et al., 2008).

O complexo do Gericinó-Mendanha é cortado por diques alcalinos máficos representados, majoritariamente, por lamprófiros e, subordinadamente, por basaltos alcalinos, enquanto que os litotipos félsicos são traquíticos e fonolíticos. Os diques foram estudados detalhadamente com base em dados de campo, petrográficos e geoquímicos, tendo sido inseridos em duas séries alcalinas principais (VALENTE, 1997; VALENTE et al., 1998): *1)* fortemente insaturada (lamprófiros alcalinos e ultramáficos e fonolitos agpaíticos sódicos) e *2)* moderadamente alcalina (basaltos e traquitos insaturados, saturados e supersaturados e fonolitos miasquíticos). Os lamprófiros relativamente menos evoluídos (MgO~5-16%peso) foram quimicamente classificados como foiditos e basanitos e incluem tipos ultrapotássicos, potássicos e sódicos. Os lamprófiros relativamente mais evoluídos (MgO<5%peso) são predominantemente sódicos e classificados como tefritos, tefrifonolitos e fonotefritos. As relações de campo, petrografia e dados geoquímicos fornecem evidências para processos de mistura magmática dentro da suíte fortemente insaturada. Modelagem geoquímica indica que mistura magmática entre lamprófiros basaníticos e fonolitos

agpaíticos a ~90-60% e 50:50 geraram os lamprófiros tefríticos/tefrifonolíticos e fonotefríticos, respectivamente. Petrografia e relações de fase mostram que os basaltos transicionais saturados em sílica com MgO > ~10%peso foram parentais para líquidos basáltico-andesíticos insaturados (MgO~6%peso) por cristalização fracionada seca, sob altas pressões, envolvendo ortopiroxênio. Modelagem geoquímica com base em dados isotópicos (Rb-Sr e Sm-Nd) indicam distintos processos de evolução (Tabela 2). Os valores elevados de r (taxa de assimilação/cristalização durante o processo de AFC; *assimilation and fractional crystallization;* DePaolo, 1981) que são requeridos pelas modelagens para AFC e a composição do líquido basáltico alcalino não contaminado indicam que esta área do Rio de Janeiro estava sob a influência térmica da pluma de Trindade no Cretácio Superior (*c*. 72 Ma). A condução térmica e advecção da pluma, foram os condicionantes para a fusão das porções mais ricas em voláteis e de composição máfica-ultramáfica do manto litosférico subcontinental situado sobre a pluma, e geração dos lamprófiros ultramáficos ultrapotássicos do Rio de Janeiro (VALENTE et al*.*, 1998).

Complexo alcalino de Morro Redondo

O Complexo alcalino de Morro Redondo tem 5 km^2 de área, sendo constituído, principalmente, de sienitos, foiaítos, fonolitos, fonotefritos e traquitos (PENALVA, 1967; LIMA, 1974; WOOLEY, 1987, MORBIDELLI et al*.*, 1995). As rochas alcalinas do complexo foram datadas entre 67,2 ± 4,0 Ma (K-Ar, rocha total e mineral) (SONOKI e GARDA, 1988) e 79,8 ± 3,4 Ma (K-Ar, rocha total e mineral; BROTZU et al., 1989). Dados mineralógicos, geoquímicos e petrográficos indicam cogeneticidade para as rochas intrusivas resultante de diferenciação *in situ* por cristalização fracionada em câmaras magmáticas rasas sob alta pressão de fluidos (VALENÇA et *a*l., 1983). As rochas do complexo mostram uma notável afinidade potássica à semelhança de outros complexos do Alinhamento Poços de Caldas-Cabo Frio, tais como Itatiaia, Itaúna, Morro de São João, Passa Quatro, Rio Bonito, Soarinho e Tanguá. Razões iniciais (73 Ma) de isótopos de Sr (0,704910-0,705560) indicam geração de líquidos parentais basaníticos derivados de fontes mantélicas litosféricas subcontinentais, sem contaminação crustal (BROTZU et al*.,1989*).

Tabela 2: Processos evolutivos inferidos a partir da modelagem geoquímica com base em dados isotópicos (Rb-Sr e Sm-Nd) (VALENTE, 1997; VALENTE et al., 1998). AFC: (*Assimilation and Fractional Crystallisation*).

GRUPO	PROCESSO EVOLUTIVO	OBSERVAÇÕES
Fonolitos agpaíticos	35% de AFC	Assimilação envolvendo crosta superior local e um líquido fonolítico (baixa razão $^{87}Sr/^{86}Sr_{(72Ma)}$), com assembleia fracionante representada por alcalifeldspatos, nefelina e anfibólio.
Traquibasaltos e traquitos	~2-10% de AFC	Assimilação envolvendo crosta superior local sob grau geotérmico localmente elevado e basaltos transicionais insaturados.
Fonolitos miasquíticos	5-15% de AFC	Assimilação envolvendo crosta superior local e um líquido traquítico peraluminos com assembleia fracionante formada por feldspatos e titanita subordinada.
Basaltos e traquitos saturados/supersaturados	~10-15% e 20-26% de AFC	Assimilação envolvendo crosta superior local sob grau geotérmico localmente elevado e um líquido parental composicionalmente similar aos basanitos da pluma de Trindade.

Complexo alcalino de Itatiaia

O Complexo alcalino de Itatiaia apresenta um formado elipsoidal (31 x 12 km de extensão) alcançando 2787m de altura. Localiza-se próximo aos limites dos estados do Rio de Janeiro, Minas Gerais e São Paulo (ULBRICH e GOMES, 1981; LIMA, 1974; SALVADOR et al., 1994). Datações de rocha total e K-Ar apontam idades de 72 ± 6 Ma (AMARAL et al., 1967; SONOKI e GARDA, 1988).

O Complexo de Itatiaia encontra-se encaixado em rochas metamórficas Pré-cambrianas pertencentes ao Grupo Açungui e Complexo Juiz de Fora, com partes cobertas por rochas sedimentares terciárias da bacia de Resende (RICCOMINI, 1989; BROTZU et al., 1995).

Os litotipos que compõem o Complexo alcalino de Itaiaia são, principalmente, félsicos, tais como sienitos insaturados a supersaturados, além de pulaskitos,

nordmarkitos e granitos peralcalinos. Essas rochas são constituídas, essencialmente, de piroxênios (salita, augita e aegerina), anfibólios (hastingsita, actinolita, richterita e arfverdsonita), plagioclásio sódico e ortoclásio (VALENÇA, 1980; BROTZU et al*.,* 1995).

Segundo Ribeiro Filho (1967), essas rochas formam um anel externo, com 190 Km², de sienitos e nefelina-sienitos insaturados em SiO_2, e um núcleo interno, com 31 Km², com quartzo-sienitos a granitos supersaturados, deslocados por falhas radiais relacionadas a lineamentos tectônicos regionais. Ambas as zonas são cortadas por diques de tinguaítos, fonolitos e traquitos.

Os diques máficos são constituídos, basicamente, de olivina, clinopiroxênio, presentes tanto como fenocristais como na matriz, além de minerais opacos, plagioclásio e vidro intersticial. Na parte oriental do complexo, diques ricos em mica foram descritos, com fenocristais de clinopiroxênio e magnetita ou microfenocristais de clinopiroxênio, olivina e flogopita envoltos por matriz de constituição similar além de anfibólio, alcalifeldspato, apatita e vidro (THOMPSON et al., 1998).

Dados litogeoquímicos são consistentes com processos evolutivos de cristalização fracionada dominada por alcalifeldspato. Os sienitos supersaturados em sílica e granitos peralcalinos apresentam valores de Sr radiogênico (0,7062 - 0,7067) superiores àqueles dos sienitos insaturados em sílica (0,7048 - 0,7054). Esses dados são consistentes com contribuições de componentes crustais (isto é, com processos de assimilação concomitante à cristalização fracionada, ou AFC), tendo como líquidos parentais os basaltos alcalinos potássicos e ankaratritos que ocorrem no complexo (BROTZU et al., 1995).

Complexo alcalino de Passa Quatro

O Complexo alcalino de Passa Quatro localiza-se a oeste do Complexo de Itatiaia. Ele tem 148 km² de área e uma geometria subcircular. As rochas do complexo foram datadas em 66,7± 3,3 Ma (rocha total e minerais; Amaral et al.,

1967) (SONOKI e GARDA, 1988) e entre 70,3± 0,5 Ma e 77,0± 3,0 Ma (Rb-Sr, rocha total; nefelina sienitos; Wooley, 1987). As rochas encaixantes do complexo são gnaisses, migmatitos, granulitos, milonitos, anfibolitos, metapelitos, quartzitos e xistos dos domínios Juiz de Fora e supracrustais do Terreno Paraíba do Sul do Orógeno Ribeira (Tabela 1), (SÍGOLO et al., 1992)

O complexo alcalino de Passa Quatro é constituído por rochas félsicas, fortemente insaturadas. O fracionamento de feldspato alcalino e pequenas concentrações de alguns minerais máficos, são indicativos de uma suíte que tende a se tornar peralcalina e enriquecida em nefelina a partir de líquidos basanítcos. Essas rochas apresentam razão isotópica inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0,70505 (BROTZU et al., 1992). A oeste, e na porção centro-norte, foram descritos litotipos piroclásticos representados por brechas heterolíticas (ULBRICH e GOMES, 1981).

Segundo Thompson et al. (1998), os nefelina sienitos são médios a grossos, cinza claro a escuro, equigranulares e pouco porfiríticos, sendo compostos essencialmente de ortoclásio e microclina micropertíticos, nefelina, hedembergita, hastingsita e hornblenda, além de menores volumes de biotita, magnetita, titanita, apatita e, mais raramente, lavenita, eudialita e pirocloro. Os nefelina sienitos laminados são grossos, bandados, de textura traquitóide e constituídos de ortoclásio e albita, nefelina intersticial, hedembergita, biotita e, subordinadamente, magnetita, titanita e apatita. Os nefelina sienitos finos são isotrópicos e têm constituição mineral semelhante aos nefelina sienitos médios a grossos. As brechas heterolíticas têm matriz fina a afanítica, são esverdeadas e de composição aparentemente fonolítica, com clastos angulosos a subangulosos, métricos a centimétricos de fonolitos e nefelina sienitos finos, além de megacristais de piroxênio e feldspato. Os litotipos porfiríticos têm fenocristais de sanidina e nefelina e, por vezes, também de piroxênio, anfibólio e titanita. Fenocristais de pseudoleucita também foram observados. Diques máficos contendo fenocristais de clinopiroxênio, olivina e magnetita, além de anfibólio, flogopita e microfenocristais de apatita envoltos por matriz de clinopiroxênio, anfibólio, biotita, minerais opacos e, mais raramente, alcalifeldspato e vidro intersticial, também foram descritos no Complexo alcalino de Passa Quatro. Diques de fonolito de direção predominantemente NE-SE cortam as

rochas plutônicas e piroclásticas do complexo. Os diques de fonolitos são equigranulares e porfiríticos, sendo constituídos de sanidina, nefelina, piroxênio, anfibólio e titanita, além de volumes subordinados de biotita, minerais opacos e apatita.