



NÚMERO: 431/2011
UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

PATRÍCIA PIAIA

Geoquímica de Rochas Máficas da Região de São José do Jacuípe, Segmento Norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, Cráton do São Francisco, Bahia.

ORIENTADOR: PROF. DR. ELSON PAIVA DE OLIVEIRA

**DISSERTAÇÃO APRESENTADA AO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
COMO PARTE DOS REQUISITOS
PARA OBTENÇÃO DO TÍTULO DE
MESTRE EM GEOCIÊNCIAS.**

CAMPINAS-SÃO PAULO

ABRIL/2011

**FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA POR
CÁSSIA RAQUEL DA SILVA – CRB8/5752 – BIBLIOTECA “CONRADO
PASCHOALE” DO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
UNICAMP**

Piaia, Patrícia, 1984-
P571g Geoquímica de rochas máficas da região de São
José do Jacuípe, segmento norte do Orógeno Itabuna-
Salvador-Curaçá, Cráton do São Francisco, Bahia / Patrícia
Piaia-- Campinas,SP.: [s.n.], 2011.

Orientador: Elson Paiva de Oliveira.
Dissertação (mestrado) Universidade Estadual de
Campinas, Instituto de Geociências.

1. Rochas Ígneas. 2. Geoquímica. 3. Química
mineralógica. I. Oliveira, Elson Paiva de, 1947- II.
Universidade Estadual de Campinas, Instituto de
Geociências. III. Título.

Título em inglês: Geochemistry of mafic rocks of São José do Jacuípe region, north segment of the Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen, São Francisco Craton, Bahia.

Palavras-chaves em inglês:

Igneous rock

Geochemistry

Mineralogical chemistry

Área de concentração: Geologia e Recursos Naturais

Titulação: Mestre em Geociências.

Banca examinadora:

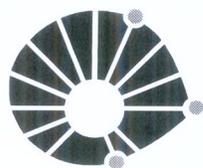
Elson Paiva de Oliveira (Orientador)

Lena Virgínia Soares Monteiro

Maurício Antônio Carneiro

Data da defesa: 25-04-2011

Programa de Pós-graduação em Geociências



UNICAMP

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS NA
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS**

AUTORA: Patrícia Piaia

“Geoquímica de Rochas Máficas da Região de São José do Jacuípe, segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, Cráton do São Francisco, Bahia.”

ORIENTADOR: Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira

Aprovada em: 25 / 04 / 2011

EXAMINADORES:

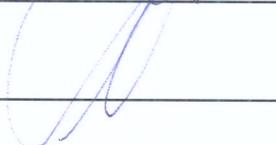
Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira


_____- Presidente

Profa Dra Lena Virgínia Soares Monteiro



Prof. Dr. Mauricio Antonio Carneiro



Campinas, 25 de abril de 2011

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer às pessoas que me ajudaram na execução desse projeto, em especial ao professor Elson Paiva de Oliveira, que me auxiliou desde cedo a trilhar o meu caminho na geologia. A todos os professores da geologia do Instituto de Geociências da UNICAMP, que tiveram participação na minha formação profissional e pessoal e que sempre estiveram dispostos a me ajudar em ambos os aspectos. Também agradeço aos funcionários do IG, por sempre estarem prontos a me auxiliar no que fosse necessário.

Agradecimento especial faço à minha família, que sempre está ao meu lado nos momentos em que eu preciso, me ajudando e me apoiando nas minhas decisões e me dando o suporte necessário para seguir o meu caminho. Agradeço ao meu irmão, Edinei Piaia, por estar comigo durante parte das etapas de campo e por me ajudar com inúmeras discussões, geológicas ou não. Ao meu sobrinho, que muitas vezes não conseguia entender porque eu não podia “trabalhar e brincar” só um pouquinho.

Também gostaria de agradecer aos amigos, que por muitas vezes entenderam a minha ausência, mas nunca deixaram de estar ao meu lado durante toda essa jornada. Agradecimento especial aos amigos “geológicos” que sempre me deram bons conselhos e renderam boas discussões, boas risadas e boas cervejas. Obrigada aos amigos da salinha 11 por compartilharem comigo muito dos meus dramas (e aos vizinhos também, que afinal sempre ouviram tudo...).

Finalmente gostaria de agradecer ao CNPq, à FAPESP e À PROAP, pelos recursos cedidos.

Muito obrigada!

BIOGRAFIA

Patrícia Piaia ingressou no ano de 2004 no curso de Ciências da Terra do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas, fazendo a opção por seguir a carreira de geologia. Durante a graduação foi contemplada com três bolsas de iniciação científica sendo a primeira orientada pelo Professor Doutor Pedro Wagner Gonçalves, com o projeto intitulado “Ensino básico (Água subterrânea da Bacia do Córrego do Rego, Ribeirão Preto - SP)”, e os demais orientados pelo Professor Doutor Elson Paiva de Oliveira, intitulados: “Veios e diques félsicos possivelmente resultante da fusão de anfibolitos da unidade Gentileza, domínio Canindé da Faixa Sergipana, nordeste do Brasil” e “Geoquímica das rochas máficas ígneas dos domínios Vaza Barris, Macururé e Poço-Redondo Marancó, Faixa Sergipana, nordeste do Brasil.” Ainda na graduação, participou do XI Congresso Brasileiro de Geoquímica, com o trabalho “Impregnações de veios e diques graníticos em anfibolitos da unidade Gentileza, domínio Canindé da Faixa Sergipana, nordeste do Brasil, e implicações para a origem de granitos por fusão de crosta máfica”. Se formou no fim de 2008, com o trabalho de conclusão de curso intitulado “Caracterização Geoquímica das Rochas Metavulcânicas Máficas dos Domínios Metassedimentares da Faixa Sergipana, Nordeste do Brasil”, obtendo o título de Bacharel em Geologia. Ingressou no mestrado no Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas, sob orientação do Professor Doutor Elson Paiva de Oliveira, no início de 2009 e, como parte dos requisitos para obter o título de Mestre em Geociências, está apresentando esta dissertação.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	v
BIOGRAFIA	vii
INTRODUÇÃO	1
LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	4
OBJETIVOS.....	7
ORÓGENO ITABUNA-SALVADOR-CURAÇÁ	7
1.1. CINTURÃO SALVADOR-CURAÇÁ.....	8
1.1.1. Complexo Caraíba.....	11
1.1.2. Complexo Tanque Novo-Ipirá	11
1.1.3. Suíte São José do Jacuípe.....	13
1.1.4. Corpos Granitóides.....	14
1.1.5. Diques Máficos	15
MATERIAIS, MÉTODOS E ORGANIZAÇÃO DA DISSERTAÇÃO.....	17
CONCLUSÕES.....	19
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	21
ANEXO I.....	27
Petrogênese da Suíte Metamórfica Gabro-Anortosítica São José do Jacuípe, NE do Cráton São Francisco: Remanescente da infraestrutura do Arco Neoarqueano Caraíba?	29
RESUMO	29
INTRODUÇÃO	29
CONTEXTO GEOLÓGICO	31
Cinturão Salvador-Curaçá.....	33
Complexo Caraíba.....	35
Complexo Tanque Novo-Ipirá	35

Suíte São José do Jacuípe.....	37
Corpos Granitóides.....	38
Diques Máficos	39
GEOLOGIA DA SUÍTE SÃO JOSÉ DO JACUÍPE	41
AMOSTRAGEM E MÉTODOS ANALÍTICOS.....	47
RESULTADOS.....	49
Petrografia	49
Meta-anortositos.....	51
Meta-leucogabros a meta-gabronoritos.....	53
Rochas hospedeiras	54
Química Mineral	55
Significado da Composição Mineral.....	58
Geoquímica	62
Ambiente Tectônico	75
DISCUSSÃO.....	79
CONCLUSÕES.....	83
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	101
ANEXO II.....	107
Petrogênese do Enxame Paleoproterozóico de Diques Máficos Aroeira, NE do Cráton São Francisco	108
RESUMO	108
INTRODUÇÃO	108
CONTEXTO GEOLÓGICO.....	110
Cinturão Salvador-Curaçá.....	112
Complexo Caraíba.....	114
Complexo Tanque Novo-Ipirá	114
Suíte São José do Jacuípe.....	115
Corpos Granitóides.....	117

Diques Máficos	117
ENXAME DE DIQUES MÁFICOS AROEIRA	120
Relações de campo	120
AMOSTRAGEM E MÉTODOS ANALÍTICOS.....	125
RESULTADOS.....	128
Petrografia	128
Geoquímica	129
Alteração Sub-solidus	129
Classificações Geoquímicas	132
Variações geoquímicas.....	135
Variações intra-dique e inter-diques do mesmo afloramento.....	136
Variações entre diques	139
Tipo de fonte mantélica.....	141
CONCLUSÕES.....	144
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	156

LISTA DE FIGURAS

- Figura 2.1 – Localização geográfica da área de estudo e acesso a partir de Salvador.5
- Figura 2.2 – Mapa geológico simplificado da área de estudo com a localização dos pontos realizados durante as etapas de campo. Modificado de Souza *et al.* (2002).6
- Figura 4.1 - Localização do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá no Cráton São Francisco e identificação dos segmentos Salvador-Curaçá a norte (1) e Itabuna-Salvador a sul (2), Oliveira *et al.* (2010).8
- Figura 4.2 - Segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá com suas principais subdivisões tectônicas: *Greenstone belts*: 1- Rio Itapicuru; 2- Rio Capim; 3-Mundo Novo. Subdomínios do embasamento no Bloco Serrinha: R-Retirolândia; J- Jacurici; U- Uauá. Corpos graníticos: S- Sienito Itiúba; I- Tonalito Itareru; A-Domo do Ambrósio; T- Tonalito Teofilândia; CB- Faixa Caldeirão. Linha preta pontilhada indica o limite aproximado do núcleo em fácies granulito do orógeno (Oliveira *et al.*, 2010).10

ANEXO I

- Figura 1 – Localização do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá no Cráton São Francisco e identificação dos segmentos Salvador-Curaçá a norte (1) e Itabuna-Salvador a sul (2), Oliveira *et al.* (2010).32
- Figura 2 – Segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá com suas principais subdivisões tectônicas: *Greenstone belts*: 1- Rio Itapicuru; 2- Rio Capim; 3-Mundo Novo. Subdomínios do embasamento no Bloco Serrinha: R-Retirolândia; J- Jacurici; U- Uauá. Corpos graníticos: S- Sienito Itiúba; I- Tonalito Itareru; A-Domo do Ambrósio; T- Tonalito Teofilândia; CB- Faixa Caldeirão. Linha preta pontilhada indica o limite aproximado do núcleo em fácies granulito do orógeno (Oliveira *et al.*, 2010).34
- Figura 3 – Relações de campo da Suíte São José do Jacuípe. **a.** Xenólito de meta-leucogabro com textura cumulática – bússola aberta como escala. **b.** Bandas extremamente ricas em minerais máficos (piroxenitos), compondo o bandamento dos xenólitos. **c.** Bandas máficas de material mais basáltico que por vezes ocorrem associadas aos xenólitos de meta-leucogabro e dique máfico que corta todos os litotipos. **d.** Modo de ocorrência das rochas leucogabroicas e anortosíticas como xenólitos, de diferentes dimensões e formatos, no gnaiss Cais. Muitas vezes esses xenólitos se encontram *boudinados*, evidenciando a deformação pela qual esses corpos passaram (os xenólitos estão destacados). **e.** Bandamento magmático nos xenólitos: bandas mais máficas (no caso piroxeníticas), intercaladas com bandas leucogabroicas e com bandas

anortosíticas. **f.** Xenólito de dimensão maior, onde o bandamento se repete: bandamento original, mais máficos na base e anortosíticos no topo?.....43

Figura 4 - Relações de campo da Suíte São José do Jacuípe (*cont.*). Detalhe do xenólito bandado que foi afetado pela deformação regional e está **a.** cisalhado e **b.** dobrado. **c.** Detalhe dos xenólitos mostrando foliação que não obedece a uma única direção. **d.** Meta-gabronorito da Suíte São José do Jacuípe e granulito charnockítico do Complexo Caraíba dobrados. **e.** Meta-gabronorito dobrado e cortado por veio pegmatítico posterior à fase de dobramento. **f.** Meta-piroxenito encaixado em rocha milonítica.45

Figura 5 – Fotomicrografias ilustrando as características petrográficas das rochas da Suíte São José do Jacuípe. **a.** Anortosito com clinopiroxênio (Cpx) magmático, ocupando os espaços entre os cristais de plagioclásio (Pl) e possível textura de recristalização. **b.** Textura granoblástica poligonal com ortopiroxênio (Opx) e clinopiroxênio (Cpx) sendo substituídos por hornblenda (Hbl). **c.** Aspecto geral das rochas meta-gabronoríticas e meta-leucogabróicas, com orientação dos cristais de hornblenda (Hbl). **d.** Porfiroblasto de clinopiroxênio com exsolução de ortopiroxênio (Opx). **e.** Porfiroblasto de ortopiroxênio. **f.** Bordas de hornblenda ao redor de relíquias de clinopiroxênio.50

Figura 6 - Fotomicrografias ilustrando as características petrográficas das rochas da Suíte São José do Jacuípe. **a.** Cristais de clino (Cpx) e ortopiroxênio (Opx) parcialmente substituídos por hornblenda (Hbl). **b.** Plagioclásio com feições de deformação como lamelas de geminação flexionadas. **c.** Textura mimerquítica no gnaissé do tipo Cais. **d.** Pseudomorfo de ortopiroxênio substituído por mineral opaco no gnaissé do tipo Cais. **e.** Pseudomorfo de ortopiroxênio substituído por biotita no gnaissé do tipo Cais. **f.** Ortognaissé do Complexo Caraíba com plagioclásio (Pl), quartzo (Qtz), biotita (Bt) e ortopiroxênio (Opx) como constituintes principais.52

Figura 7 - Diagrama de classificação dos plagioclásios Deer *et al.* (1992), com as análises de química mineral para as amostras.55

Figura 8 - Diagrama de classificação dos piroxênios (Deer *et al.*, 1966), com as análises de química mineral das amostras. Os campos em cinza são de rochas gabróicas de arco de ilha e os pontilhados do complexo estratificado de Skaergaard, ambos estabelecidos por Burns (1985)....56

Figura 9 – Fração molar de sílica (Si) nos piroxênios que coexistem (opx-ortopiroxênio; cpx-clinopiroxênio). Tendências de Williams (1989).57

Figura 10 - Variação composicional do piroxênio e do plagioclásio da Suíte São José do Jacuípe, comparado com cumulados de arcos de ilha (Arculus & Wills, 1980; Jan *et al.*, 1990; Burns, 1985; e Beard & Day, 1987), intrusões estratificadas (Wager & Brown, 1968; Morrison *et al.*, 1986; e Mathison & Hamlyn, 1987) e anortositos do tipo maciço (Emslie, 1985).59

Figura 11 - Variação composicional do piroxênio e do plagioclásio da Suíte São José do Jacuípe, comparado com cumulados de arcos de ilha (Arculus & Wills, 1980; Jan <i>et al.</i> , 1990; Burns, 1985; e Beard & Day, 1987), intrusões acamadadas (Wager & Brown, 1968; Morrison <i>et al.</i> , 1986; e Mathison & Hamlyn, 1987) e rochas de ambientes transicionais continente-oceano (OCT, Bernstein <i>et al.</i> , 1992).	60
Figura 12 - Al ^{IV} (em porcentagem total dos cátions tetraédricos) vs. conteúdo de TiO ₂ no clinopiroxênio. Domínios e tendências de Loucks (1990). BOI, SAM, CM e MAR representam rochas cumuláticas estratificadas de ofiolitos.	61
Figura 13 - Diagrama AFM para rochas da Suíte São José do Jacuípe no qual pode ser observado uma possível tendência de fracionamento das rochas gabróicas até as anortosíticas. Diferenciação de rochas tholeiíticas e cálcio-alcálicas segundo Irvine & Baragar, 1971. Tendências de arcos (números 1 e 2) de Brown, 1982.	63
Figura 14 – Elementos maiores <i>versus</i> óxido de magnésio para amostras da Suíte São José do Jacuípe.	65
Figura 15 – a. Concentração do elemento Sr (ppm) plotado contra a concentração de MgO (%em peso). b. Diagrama da concentração dos óxidos MgO vs. Al ₂ O ₃ obtidos em rocha total por fluorescência de raio-X e quantificada nos minerais por microsonda eletrônica (amostras envolvidas pelas elipses), para as rochas da Suíte São José do Jacuípe.	66
Figura 16 - Elementos maiores <i>versus</i> Zr para amostras da Suíte São José do Jacuípe. O valor de R se refere ao índice de correlação entre o óxido analisado e o elemento Zr nas amostras. Os vetores indicam a modelagem para cristalização fracionada de clinopiroxênio (cpx), ortopiroxênio (opx) e plagioclásio (plag).	67
Figura 17 - Diagrama discriminante P ₂ O ₅ vs. Zr mostrando a afinidade tholeiítica das amostras (Winchester & Floyd, 1976).	68
Figura 18 – Elementos traço <i>versus</i> Zr para amostras da Suíte São José do Jacuípe. O valor de R se refere ao índice de correlação entre o óxido analisado e o elemento Zr nas amostras. Os vetores indicam a modelagem para cristalização fracionada de clinopiroxênio (cpx), ortopiroxênio (opx) e plagioclásio (plag).	70
Figura 19 – a. Padrão de elementos terras raras e b. diagrama multi-elementar para as rochas da Suíte São José do Jacuípe, normalizados aos condritos e ao manto primitivo de McDonough & Sun (1995), respectivamente. Para a confecção dos diagramas foram utilizados preferencialmente os valores obtidos por ICP-MS e, na ausência dos mesmos, os obtidos por fluorescência de raio-X. Os dados sobre outras suítes máficas plotados em conjunto com os diagramas foram obtidos de: complexo estratificado – Polat <i>et al.</i> (2009); OCT – Montanini <i>et al.</i> (2008); N-MORB, E-	

MORB e OIB segundo Sun & McDonough (1989); basaltos continentais Xu *et al.* (2007); Gabro de cadeia meso-ocêânica (Gabro-MOR) de Godard *et al.* (2009).....72

Figura 20 – Diagrama petrogenético discriminante de ambiente tectônico para as rochas da Suíte São José do Jacuípe (Pearce, 2008). As amostras que apresentam o contorno preto ao seu redor foram as consideradas mais alteradas.....77

Figura 21 – Diagrama Th–Hf–Nb para as rochas da Suíte São José do Jacuípe segundo Wood (1980). As amostras que apresentam o contorno preto ao seu redor foram as consideradas mais alteradas.....78

ANEXO II

Figura 1 - Localização do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá no Cráton São Francisco e identificação dos segmentos Salvador-Curaçá a norte (1) e Itabuna-Salvador a sul (2), Oliveira *et al.* (2010). 111

Figura 2 - Segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá com suas principais subdivisões tectônicas: *Greenstone belts*: 1- Rio Itapicuru; 2- Rio Capim; 3-Mundo Novo. Sub-domínios do embasamento no Bloco Serrinha: R-Retirolândia; J- Jacurici; U- Uauá. Corpos graníticos: S- Sienito Itiúba; I- Tonalito Itareru; A-Domo do Ambrósio; T- Tonalito Teofilândia; CB- Faixa Caldeirão. Linha preta pontilhada indica o limite aproximado do núcleo em fácies granulito do orógeno (Oliveira *et al.*, 2010). 113

Figura 3 – Mapa geológico simplificado da área de estudo, na porção centro norte do estado da Bahia – Brasil, mostrando a área de colocação do enxame e a direção norte-sul preferencial dos diques. Modificado de Souza *et al.* (2002). 119

Figura 4 – Roseta com as direções dos diques máficos do enxame Aroeira onde nota-se o predomínio da direção N-S. 121

Figura 5 – Relações de campo do enxame de diques máficos Aroeira. a. Dique porfirítico com fenocristais arredondados de plagioclásio e aumento da concentração de fenocristais da borda para o centro, indicando diferenciação por fluxo. b. Fenocristais estirados por deformação. c. Dique máfico métrico intrusivo em gnaisse do Complexo Caraíba. d. Dique máfico intrusivo em leucogabro da Suíte São José do Jacuípe. e. Dique máfico estreito intrusivo no gnaisse Cais. f. Dique máfico intrusivo na Unidade metassedimentar Pintadas. g. Dique máfico englobando xenólito do gnaisse Cais. 123

Figura 6– Relações de campo do enxame de diques máficos Aroeira. a. Dique máfico bifurcado no sentido sul. b. Dique máfico porfirítico, com borda de resfriamento e apófise indicando o sentido do fluxo para sul. c. Dique máfico com borda bastante irregular, injetado na Unidade metassedimentar Pintadas. d. Dique interrompido por injeção de pegmatito. e. Injeções

pegmatíticas que preenchem falhas que cortaram os diques e as rochas encaixantes. Injeções pegmatíticas posteriores f. interrompidas e g. deformadas nos diques máficos.	124
Figura 7 – Relações de campo do enxame de diques máficos Aroeira. Dique cortando (a) e (b) acompanhando a foliação da rocha hospedeira.	125
Figura 8 – Fotomicrografia de diques máficos pertencentes ao enxame de Aroeira, mostrando textura blasto-ofítica onde relíquias de plagioclásio são inteiramente envolvidos por a. ortopiroxênio e b. clinopiroxênio.	129
Figura 9 - Elementos maiores versus mg^* para amostras dos diques Aroeira. O mg^* foi calculado em proporções moleculares ($mg^* = 100 \times Mg^{2+}/(Mg^{2+} + Fe^{2+})$) considerando $Fe_2O_3/FeO = 0,15$. .	131
Figura 10 - Elementos traço versus mg^* para amostras dos diques Aroeira. O mg^* foi calculado em proporções moleculares ($mg^* = 100 \times (Mg^{2+}/(Mg^{2+} + Fe^{2+}))$) considerando $Fe_2O_3/FeO = 0,15$.	132
Figura 11 - Classificação normativa para os diques máficos Aroeira. Nomenclatura de rochas gabróicas com dois piroxênios segundo Streckeisen (1974).	133
Figura 12 - Diagrama AFM para rochas do enxame de diques máficos Aroeira. Diferenciação de rochas tholeiíticas e cálcio-alcálicas segundo Irvine & Baragar (1971).	134
Figura 13 - Diagramas de classificação geoquímica para os diques máficos. a) Diagrama sílica vs. álcalis-total (Cox <i>et al.</i> , 1979), mostrando que os diques correspondem geoquimicamente a basaltos e são subalcalinos; b) Diagrama para elementos menos móveis $Zr/TiO_2 \times 0,0001$ vs. Nb/Y , com campos para a classificação de rochas vulcânicas segundo Winchester & Floyd (1976). Como em (a) os diques têm composições correspondentes a basaltos.	135
Figura 14 - Variações geoquímicas multielementares para diques máficos Aroeira, afloramento 1163-71. A) Dados de fluorescência de raio-x normalizados ao manto primitivo de McDonough & Sun (1995), mostrando maior dispersão para os elementos mais móveis (Rb, Ba e K) e relativa homogeneidade para os demais elementos. Em um único dique (amostras 71.2 a 71.4) a variação de abundância deve refletir processo de cristalização fracionada; B) Dados de ICP-MS para centro e borda de um dique, ilustrando aumento de elementos terras raras leve na amostra de borda em relação à amostra do centro; os demais elementos têm abundância similar no centro e na borda; C) Dados de ICP-MS para os três diques do afloramento, mostrando padrões muito semelhantes, mas com abundâncias diferentes. Valores de condritos C1 de McDonough & Sun (1995).	137
Figura 15 - Variações geoquímicas multielementares para diques máficos Aroeira, afloramentos no povoado de Aroeira (PATM-23) e no vertedouro do açude de São José do Jacuípe (PATM-29, 30). A) Dados de fluorescência de raio-x normalizados ao manto primitivo de McDonough & Sun (1995), mostrando maior dispersão para os elementos mais móveis (Rb, Ba e K) e relativa	

homogeneidade para os demais elementos. Os diques de vertedouro em geral têm abundâncias dos elementos menores que os diques de Aroeira. B) Dados para elementos terras raras mostram maior fracionamento de terras raras leves (La/Sm) nos diques de Aroeira e em um dique do vertedouro do que nos demais diques. Valores de condritos C1 de McDonough & Sun (1995). 138

Figura 16 - Diagramas multielementares para as rochas do enxame de diques máficos Aroeira, normalizadas ao manto primitivo de McDonough & Sun (1995). 140

Figura 17– Diagramas de razões entre elementos incompatíveis para as amostras do enxame de diques máficos Aroeira: A) Diagrama Ba/Nb vs. La/Nb com dados para as rochas encaixantes; CC – média da crosta continental, MORB - basaltos oceânicos (modificado de Liu *et al.*, 2008); B) Diagrama Th/Ta vs. La/Yb (modificado de Condie, 2001): UC – crosta continental superior; OIB – basaltos de arco de ilha. Losango vermelho representa vidros de basaltos oceânicos (Kamenetsky *et al.*, 2000). 141

Figura 18 – Modelagem geoquímica para os diques máficos Aroeira. Vetores mostram a tendência do líquido com 50% de cristalização fracionada dos minerais indicados. Linhas com marcas ilustram os líquidos gerados por taxas diferentes de fusão (%F) a partir de fonte mantélica com granada (3% grt + 10% cpx + 43% oliv + 44% opx) e sem granada (55% oliv + 25% opx + 20% cpx). Coeficientes de partição de Rollinson (1993). Notar que a variação na composição dos diques pode ser explicada pela combinação de cristalização fracionada de magmas gerados por taxas moderadas (10-20%) de fusão de uma fonte no manto provavelmente pobre em granada. 142



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

Geoquímica de Rochas Máficas da Região de São José do Jacuípe, Segmento Norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, Cráton do São Francisco, Bahia.

RESUMO

Dissertação de Mestrado

PATRÍCIA PIAIA

Complexos máfico-ultramáficos são comuns em faixas orogênicas e podem representar diferentes ambientes tectônicos, tais como raízes de arco, restos obductados de ofiolitos, platôs oceânicos, lascas do manto litosférico ou ainda ramos abortados de riftes. Características de campo, petrográficas, de química mineral e litogeoquímicas são importantes no intuito de diferenciar o ambiente de formação desses corpos. O orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá corresponde a uma das faixas precambrianas do Brasil consolidada durante o Paleoproterozóico. Ele hospeda diversos complexos máficos-ultramáficos cuja compreensão petrogenética é dificultada por suas rochas muitas vezes se encontrarem metamorfisadas em fácies granulito. Um desses complexos é a Suíte metamórfica gabro-anortosítica São José do Jacuípe que compreende um conjunto de rochas cumuláticas estratificadas, formado por meta-anortositos, meta-leucogabros, meta-leuconoritos, meta-gabros e meta-gabronoritos, com meta-piroxenitos subordinados. As rochas da suíte possuem características litogeoquímicas e de química mineral semelhantes ao magmatismo máfico de arco e foram interpretadas como pertencentes a um remanescente de arco, podendo representar um fragmento da raiz máfica de arco magmático que, no caso do cinturão Salvador-Curaçá, seria o Complexo Caraíba. Outros complexos máfico-ultramáficos que se destacam na região são os enxames de diques máficos que ocorrem em abundância na porção norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. Um deles é o enxame de diques máficos Aroeira, que ocorre na porção central e mais deformada do orógeno, cujas rochas de composição gabronorítica muitas vezes são confundidas com as rochas pertencentes à Suíte São José do Jacuípe. O enxame intrudiu a crosta continental, possui caráter tholeiítico e subalcalino, sendo que suas rochas possuem afinidade com magmas basálticos. Modelagem geoquímica indica que o derrame se formou provavelmente a partir de baixas taxas de fusão de uma fonte mantélica pobre em granada e, a partir de então, evoluiu por processos de cristalização fracionada - cujos principais minerais a cristalizarem foram plagioclásio, olivina e piroxênio - seguida de contaminação crustal. No que se refere aos aspectos petrográficos e litogeoquímicos, as rochas da Suíte São José do Jacuípe e do enxame de diques máficos Aroeira são muito semelhantes e de difícil diferenciação. No entanto aspectos macroscópicos das rochas pertencentes aos diques como presença de fenocristais, falta de outros litotipos associados, diferenças de granulação e no grau metamórfico entre diques, além das próprias relações de contato com as encaixantes, permitem separá-los dos meta-gabronoritos pertencentes à Suíte São José do Jacuípe.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

Geochemistry of mafic rocks of São José do Jacuípe region, North segment of the Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen, São Francisco Craton, Bahia

ABSTRACT

Master Dissertation

PATRÍCIA PIAIA

Mafic and ultramafic complex are commons in orogenics belts and can represent differents tectonics environments like arcs roots, obducted parts of ophiolites, oceanic plateaus, litospheric mantle wedge or an aborted rift. Field, petrographic, mineral chemistry and litogeochemistry characteristics are important to characterize the formation environment. The Itabuna-Salvador-Curaçá belt is one of the Precambrian belts consolidated during the Paleoproterozoic. This belt hosts a lot of mafic and ultramafic bodies and the petrogenesis understanding of these bodies is difficult because they are often metamorphosed in granulite facies. The São José do Jacuípe metamorphic gabbro-anorthositic suit is one of these bodies. It's a conjunct of stratified cumulatic rocks constituted by meta-anorthosites, meta-leucogabbros, meta-leuconorites, meta-gabbros and meta-gabbonorites with associated meta-pyroxenite. These rocks have lithogeochemistry and mineral chemistry characteristics similar to arc mafic magmatism. They are being interpreted as a remaining of a mafic root of a magmatic arc and, in case of Itabuna-Salvador Curaçá belt, this arc probably is represented by the Caraíba Complex. Others complex that stand out in this region are the mafic dykes swarms. They are abundant in the north part of the Itabuna-Salvador-Curaçá belt. One of them is Aroeira swarm that occurs in the central and more deformed part of the belt. Their rocks have a gabbronoritic composition and sometimes are confounded with São José do Jacuípe's rocks. The swarm intruded a continental crust, has a tholeitic and sub-alkaline character and affinity with basaltics magmas. Geochemistry modeling shows this magma was formed from low rates of melt of a mantle font poor in garnet and then, evolved by fractional crystallization and crustal contamination. The main minerals that crystallize were plagioclase, olivine and pyroxene. São José do Jacuípe and Aroeira's rock are petrographically and lithgeochemically similar and difficult to differentiate. However, characteristics of dyke's rocks like presence of phenocrysts, absence of any other litho type associated, differences of granulation and of the metamorphic degree between dykes and the relations of contact with the other rocks allow differentiate them of the meta-gabbonorites of São José do Jacuípe suit.

INTRODUÇÃO

Complexos máficos e ultramáficos são comuns em faixas orogênicas e representam a contribuição do manto para o crescimento dos continentes. Em terrenos arqueanos, esses complexos, em geral, dividem-se em dois grupos (Windley *et al.*, 1981): **i.** complexos gabro-anortosíticos (e.g. Fiskenaesset – Polat *et al.*, 2009) e **ii.** complexos máfico-ultramáficos (Wang *et al.*, 2010). No Proterozóico, são reconhecidos dois tipos principais de complexos: **i.** aqueles alojados ao longo de megafaturas, representados principalmente por enxame de diques máficos (e.g. Zhang *et al.*, 2009), grandes corpos estratificados tabulares (e.g. *Great Dyke* – Wilson, 1996) e complexos estratificados (Bushveld – Eales & Cawthorn, 1996; Niquelândia – Pimentel *et al.*, 2004); e **ii.** anortositos do tipo maciço (Ashwal, 1993; Tenczer, 2006).

O Pré- Cambriano do Brasil é representado por várias faixas orogênicas, sendo que algumas delas ocorrem no Cráton São Francisco. Uma das faixas desse cráton é o orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, que está exposto por mais de 800 km ao longo da região nordeste da Bahia. Este orógeno foi consolidado no Paleoproterozóico e é representado por rochas arqueanas que foram metamorfisadas e injetadas por novos corpos ígneos no Paleoproterozóico (Silva *et al.*, 1997; Delgado *et al.*, 2003; Barbosa & Sabaté, 2004; Oliveira *et al.*, 2004a, 2010).

Vários complexos máfico-ultramáficos são conhecidos no orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, em especial no segmento norte (Abram, 1994; Oliveira & Tarney, 1995; Marques & Ferreira Filho, 2003). O entendimento da petrogênese desses corpos, além de ser importante do ponto de vista metalogenético (pois esses complexos podem hospedar mineralizações de cobre, cromo, ouro, etc.), é fundamental para auxiliar na compreensão da evolução geodinâmica dessa porção do orógeno e, conseqüentemente, do cráton São Francisco. Rochas máficas-ultramáficas da região de São José do Jacuípe-Aroeira foram escolhidas como objeto do presente estudo, tendo em vista a escassez de dados sobre essas rochas e a importância do seu estudo no avanço do conhecimento sobre a evolução geodinâmica da região.

As primeiras referências às rochas máficas na região de São José do Jacuípe-Aroeira, porção centro-norte do estado da Bahia no nordeste do Brasil, devem-se a Gava *et al.* (1983), Oliveira & Montes (1984) e Oliveira (1990), que caracterizaram um enxame de diques máficos próximo ao povoado de Aroeira, entre Mairi e Pintadas (Bahia), denominado de enxame de diques máficos Aroeira. Posteriormente, Melo *et al.* (1991) definem a Suíte Máfico-Ultramáfica São José do Jacuípe para englobar um conjunto de exposições descontínuas de peridotitos, piroxenitos, ferrogabros, gabronoritos e leucogabros que ocorre no Cinturão Salvador-Curaçá, segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá.

As rochas da Suíte São José do Jacuípe foram interpretadas como fragmentos de crosta oceânica (Melo *et al.* 1991, Delgado *et al.* 2003) ou como rochas formadas durante as primeiras fases marinhas da abertura de rifte (Teixeira 1997). Os gnaisses regionais, em conjunto com a suíte, foram metamorfisados em condições de fácies granulito de temperatura ultra-elevada, alcançando no Cinturão Salvador-Curaçá condições de pressão entre 7 e 8 kbar e de temperatura entre 900-950 °C (Leite *et al.* 2009). Idades obtidas em monazita por Leite *et al.* (2009) indicam que esse metamorfismo de alta temperatura ocorreu entre 2,08–2,05 Ga, durante a orogenia paleoproterozóica.

Os diques máficos Aroeira truncam todas as unidades litoestratigráficas na porção setentrional do Cinturão. Eles apresentam características distintas da suíte máfico-ultramáfica, o que inclui uma assinatura geoquímica preferencialmente continental e metamorfismo que vai desde fácies xisto verde até granulito. Outros diques não metamorfisados são conhecidos na área (Melo *et al.*, 1995).

As datações geocronológicas são escassas para essas rochas. Não há datações absolutas para os diques máficos. Sial *et al.* (1987), a partir de relações de campo, estabeleceram um intervalo de idade entre 1,8 e 2,2 Ga para a colocação dos diques. De maneira semelhante, Oliveira & Knauer (1993) agruparam o enxame como pertencente ao Proterozóico Inferior. Já em relação à Suíte São José do Jacuípe, Silva *et al.* (1997) dataram em 2634 ± 19 Ma (SHRIMP em zircão) o protólito ígneo de um granulito enderbítico do Complexo Caraíba que contém xenólitos de gabronoritos supostamente da Suíte São José do Jacuípe, e deste modo consideraram a suíte mais antiga do que a referida idade. Todavia, em um leucogabro da suíte, Oliveira *et al.* (2003)

encontraram idade de 2583 ± 8 Ma (SHRIMP em zircão) para a cristalização ígnea e 2082 ± 17 Ma para o metamorfismo de grau elevado. Em conjunto, essas informações permitem aventar a possibilidade de ocorrência de um evento de longa duração para o magmatismo básico, ou vários eventos genética e temporalmente não relacionados.

As informações de campo relativas às rochas da Suíte São José do Jacuípe são escassas e as descrições de estruturas primárias referem-se à menção de bandamento ígneo e texturas de acumulação (Melo *et al.* 1991, Souza *et al.* 2003, Oliveira *et al.* 2003). Igualmente, as interpretações geoquímicas baseiam-se em poucos dados e restringem-se à subdivisão de suas rochas em termos básicos com alto e baixo MgO, e padrões fracionados de elementos terras raras (Teixeira 1997). De maneira semelhante, existem poucas informações sobre o enxame de diques máficos Aroeira que só foi estudado de maneira preliminar por Oliveira & Montes (1984), Oliveira (1990) e Melo *et al.* (1995).

Trabalhos de campo mostraram que o metamorfismo afetou grande parte das rochas estudadas, o que levou à adoção do termo “meta” para designá-las. Também revelaram que a maior parte das rochas meta-gabronoríticas da região de São José do Jacuípe-Aroeira ocorre como diques e não deve pertencer à suíte, mas sim ao enxame de diques de Aroeira. Os meta-leucogabros, por outro lado, formam corpos descontínuos, com bandas meta-anortosíticas e meta-gabronoríticas, fragmentados durante o alojamento de granitos, hoje metamorfisados – especialmente pelo gnaiss do tipo Cais. Atualmente, restos de meta-leucogabros, com dimensões variadas, são encontrados como *boudins* e xenólitos em tais gnaisses. Todo este conjunto foi deformado e intrudido pelos diques Aroeira.

A caracterização da Suíte São José do Jacuípe como restos de crosta oceânica, ou ofiolitos, é de elevada importância para a identificação de acreção oceânica por espalhamento oceânico em terrenos pré-cambrianos, e para a proposição de modelos geotectônicos para a região nordeste do Cráton do São Francisco. Na literatura internacional, as evidências mais antigas e convincentes de formação de crosta oceânica por espalhamento, de modo semelhante ao que se observa no Fanerozóico, provêm de complexos de diques (*sheeted-dike complex*) e basaltos almofadados do cinturão supracrustal de Isua (Groelândia), datados em cerca de 3,8 Ga (Furnes *et al.* 2007), do ofiolito Dongwanzi (China), com 2505 Ma (Kusky *et al.* 2001) e do

ofiolito de Jormua (Finlândia), com idade de 1,95 Ga (Kontinen 1987, Peltonen *et al.* 2003). Entretanto, para se tentar estabelecer o contexto tectônico da suíte é necessário antes distinguir o modo de ocorrência e as características geoquímicas dos litotipos que pertencem à suíte daqueles pertencentes ao enxame de diques Aroeira.

Já a caracterização do enxame de diques máficos Aroeira, além de possibilitar diferenciá-los da suíte, também vai contribuir no avanço do conhecimento sobre a evolução geotectônica do Cráton São Francisco, uma vez que enxames de diques máficos desempenham importante papel em estudos tectônicos devido ao seu elevado potencial interpretativo. Isso porque diques máficos podem se alojar paralelamente à margem continental, ou sob a forma de enxames radiais, ramificando de um centro magmático comum onde o rompimento continental pode ocorrer (e.g. Ernst & Buchan, 1997; Pesonen *et al.*, 2003; Bleeker & Ernst, 2010). Dessa forma, o estudo desses enxames é fundamental na reconstrução de crátons, faixas orogênicas, paleocontinentes e grandes províncias ígneas (e.g. Kullerud *et al.* 2006, Gladkochub *et al.* 2010, Evans & Halls, 2010; Mitchell *et al.*, 2010; Ernst *et al.*, 2010; Pesonen, 2010; Ernst & Srivastava, 2010; Oliveira 2011).

Por se tratarem de duas unidades geológicas distintas, tendo em vista que os diques máficos são mais novos que a suíte, esta dissertação foi organizada de modo a tratar separadamente o enxame de diques máficos Aroeira e a Suíte Máfico-Ultramáfica São José do Jacuípe. Como produto final da dissertação, pretende-se publicar dois artigos com novos dados de campo, petrográficos, geoquímicos e isotópicos, que devem ajudar a caracterizar cada uma das unidades e avançar no conhecimento sobre a região nordeste do Cráton São Francisco.

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada na porção centro-norte do estado da Bahia, Nordeste do Brasil e abrange as cidades de Capim Grosso, São José do Jacuípe, Mairi e Pintadas. O acesso à área pode ser feito a partir de Salvador, pela rodovia federal BR-324 até Feira de Santana e a partir de Feira de Santana continua-se na mesma estrada sentido São José do Jacuípe e Capim

Grosso (**Figura 2.1**). Para chegar a Pintadas, um dos caminhos possíveis é deslocar para sul pela rodovia federal BR407, sentido Mairi.

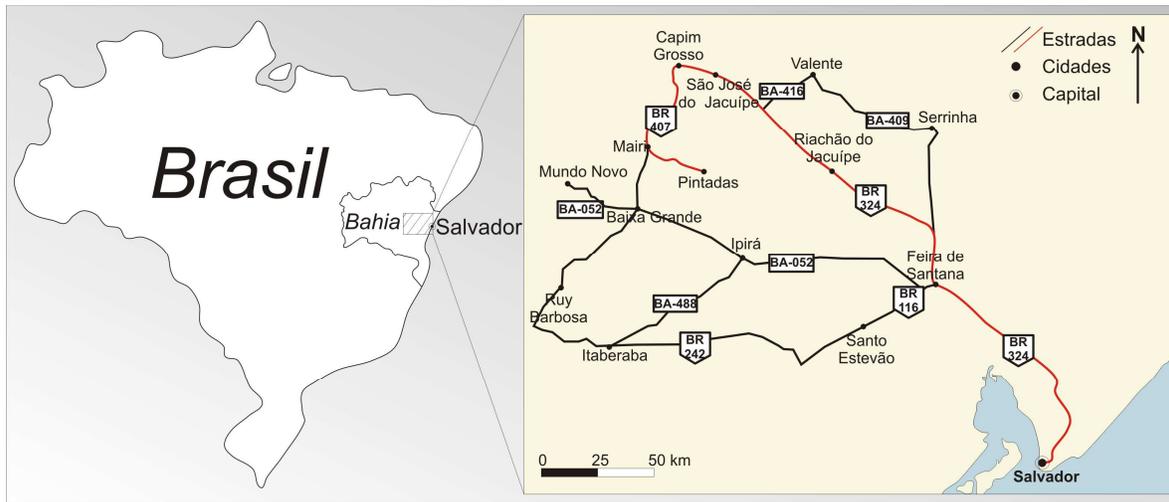


Figura 0.1 – Localização geográfica da área de estudo e acesso a partir de Salvador.

A pesquisa foi concentrada em uma faixa de aproximadamente 50 km de extensão, alongada na direção N-S, tendo como limites aproximados a cidade de São José do Jacuípe a norte e a cidade de Pintadas a sul (**Figura 2.2**).

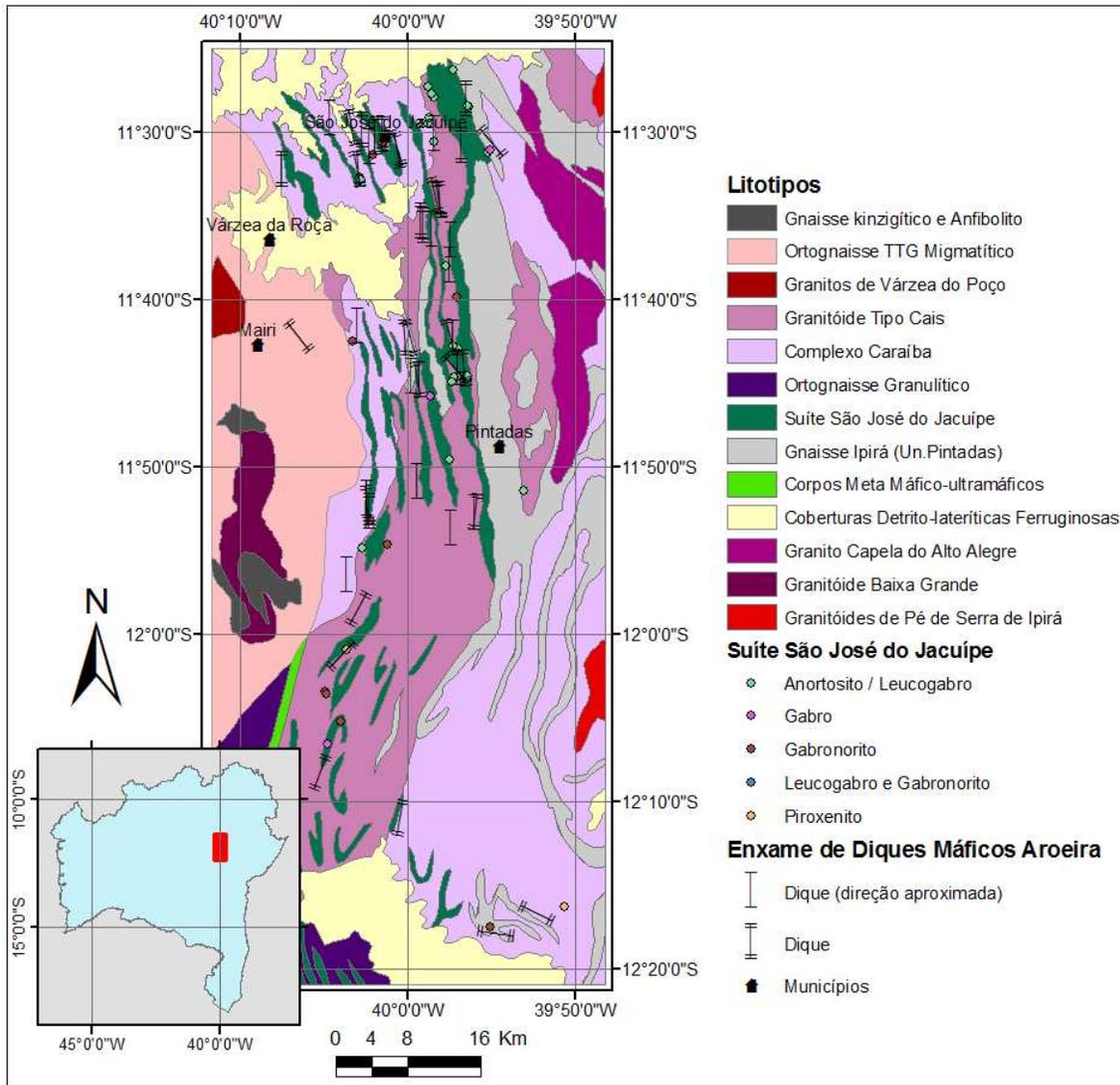


Figura 0.2 – Mapa geológico simplificado da área de estudo com a localização dos pontos realizados durante as etapas de campo. Modificado de Souza *et al.* (2002).

Os principais afloramentos da Suíte São José do Jacuípe encontram-se na própria cidade de São José do Jacuípe e seus arredores e nas proximidades do povoado de Aroeira, a sul, próximo à cidade de Pintadas. Já os afloramentos dos diques máficos encontram-se espalhados por toda a área.

OBJETIVOS

O principal objetivo desta dissertação é o de compreender o contexto tectônico das rochas máficas e ultramáficas da região de São José do Jacuípe e Aroeira. A respeito da Suíte Máfico-Ultramáfica São José do Jacuípe os objetivos específicos foram: i. aprofundar o conhecimento sobre a petrogênese de suas rochas; ii. discutir o provável contexto tectônico da suíte; iii. fornecer novas informações para a evolução geodinâmica do Cráton São Francisco na região norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. Já com relação ao enxame de diques máficos Aroeira, os objetivos específicos foram: i. caracterizar o modo de ocorrência, geoquímica e petrografia do enxame, e assim diferenciá-lo da Suíte São José do Jacuípe; ii. individualizar possíveis diques com características distintas; iii. propor um possível intervalo cronológico para a colocação dos mesmos.

ORÓGENO ITABUNA-SALVADOR-CURAÇÁ

O Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá é uma das unidades geotectônicas que compõem o embasamento do cráton São Francisco (**Figura 4.1**). O orógeno compreende uma faixa contínua que se estende por mais de 800 km, desde o sul até o norte da Bahia, cujas rochas foram metamorfasadas em fácies granulito. Segundo Barbosa & Sabaté (2003), o orógeno é formado por pelo menos quatro grupos de tonalitos/trondhjemitos, sendo três de idade arqueana e um de idade paleoproterozóica. É comumente dividido em dois segmentos: o primeiro setentrional, denominado Salvador-Curaçá, localizado entre os blocos arqueanos Gavião-Mairi, a oeste, e Uauá-Serrinha, a leste (Barbosa & Sabaté, 2004; Oliveira *et al.*, 2004b); e o segundo meridional, conhecido como Itabuna-Salvador, que está confinado entre o núcleo arqueano Jequié e o oceano Atlântico. O segmento setentrional possui elevado potencial metalogenético, como mineralizações de cobre em Caraíba; cromo em Medrado, Santa Luz e Campo Formoso; e ouro em Jacobina e Fazenda Brasileiro.

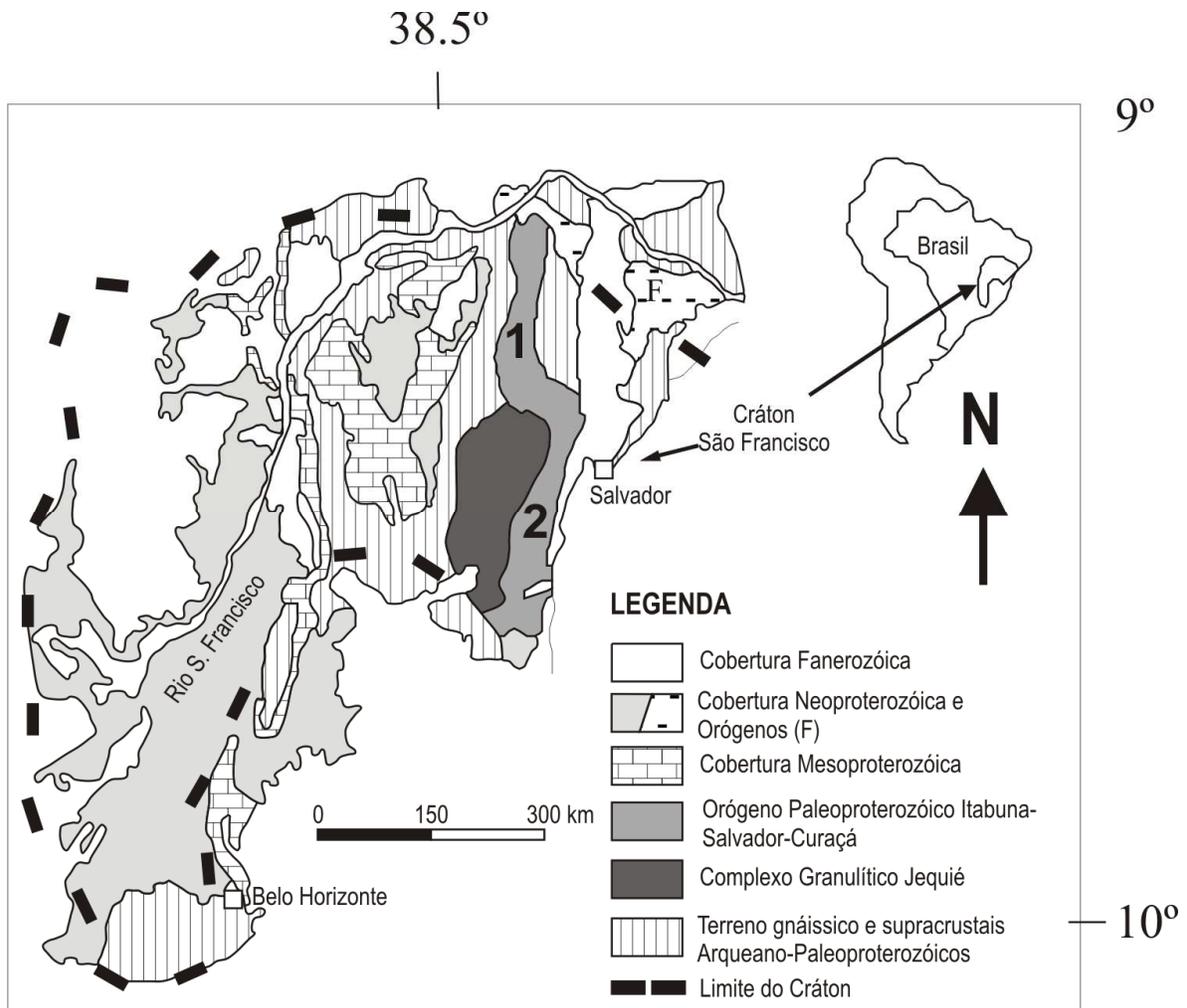


Figura 0.1 - Localização do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá no Cráton São Francisco e identificação dos segmentos Salvador-Curaçá a norte (1) e Itabuna-Salvador a sul (2), Oliveira *et al.* (2010).

1.1. CINTURÃO SALVADOR-CURAÇÁ

O Cinturão Salvador-Curaçá (**Figura 4.2**) é formado pelos complexos Caraíba, Tanque Novo-Ipirá, Suíte São José do Jacuípe e diversas gerações de granitóides (Kosin *et al.*, 2003). Segundo Melo *et al.* (1995), esse cinturão compreende uma zona de cisalhamento dúctil, que foi gerada em regime transpressivo e evoluiu segundo episódios reversos e transcorrentes progressivos. Tais processos ocasionaram uma lenticularização das unidades, que se encontram imbricadas tectonicamente e são controladas por zonas de cisalhamento sinistrais. Estas zonas de

cisalhamento delimitam o cinturão, separando-o dos terrenos arqueanos e paleoproterozóicos adjacentes. Elas compõem uma estrutura em flor positiva assimétrica, cujas massas rochosas cavalgaram o Bloco Serrinha, a leste, e o fragmento de Mairi e o Complexo Saúde, a oeste (Melo *et al.* 1995). Mais ao norte, ainda no contato com o Bloco Serrinha, há uma inversão da vergência do transporte para oeste. A porção noroeste do cinturão foi truncada e deslocada por uma zona de cisalhamento transcorrente dextral, de direção NE-SW, que se une com uma zona de cisalhamento de direção N-S a norte.

Pelo menos dois episódios de deformação dúctil foram reconhecidos no cinturão Salvador-Curaçá, ambos contemporâneos ao metamorfismo paleoproterozóico de alta temperatura (Sabaté, 1996; Leite, 2002). O primeiro episódio (D_1) está relacionado a rampas de cisalhamento com vergência para oeste e o segundo (D_2) evoluiu para um regime tectônico transpressional com transporte tectônico de ESE para WNW (Leite *et al.*, 2009). O metamorfismo de alto grau é atribuído ao espessamento crustal ocorrido na região devido à colisão que envolveu blocos arqueanos em 2.0-2.1 Ga (Ledru *et al.*, 1994; Sabaté, 1996; Barbosa & Sabaté, 2002 e 2004). Leite *et al.* (2009) sugerem que, além do espessamento crustal, a colocação de magmas charnockíticos contribuiu para o metamorfismo de ultraelevada temperatura.

Apesar do metamorfismo em alto grau, Leite *et al.* (2009) reconheceram minerais primários que ocorrem como relíquias. Segundo relações microestruturais, minerais como ortopiroxênio e espinélio, encontrados em granulitos com safirina, se formaram durante a cristalização ígnea e foram preservados durante o metamorfismo.

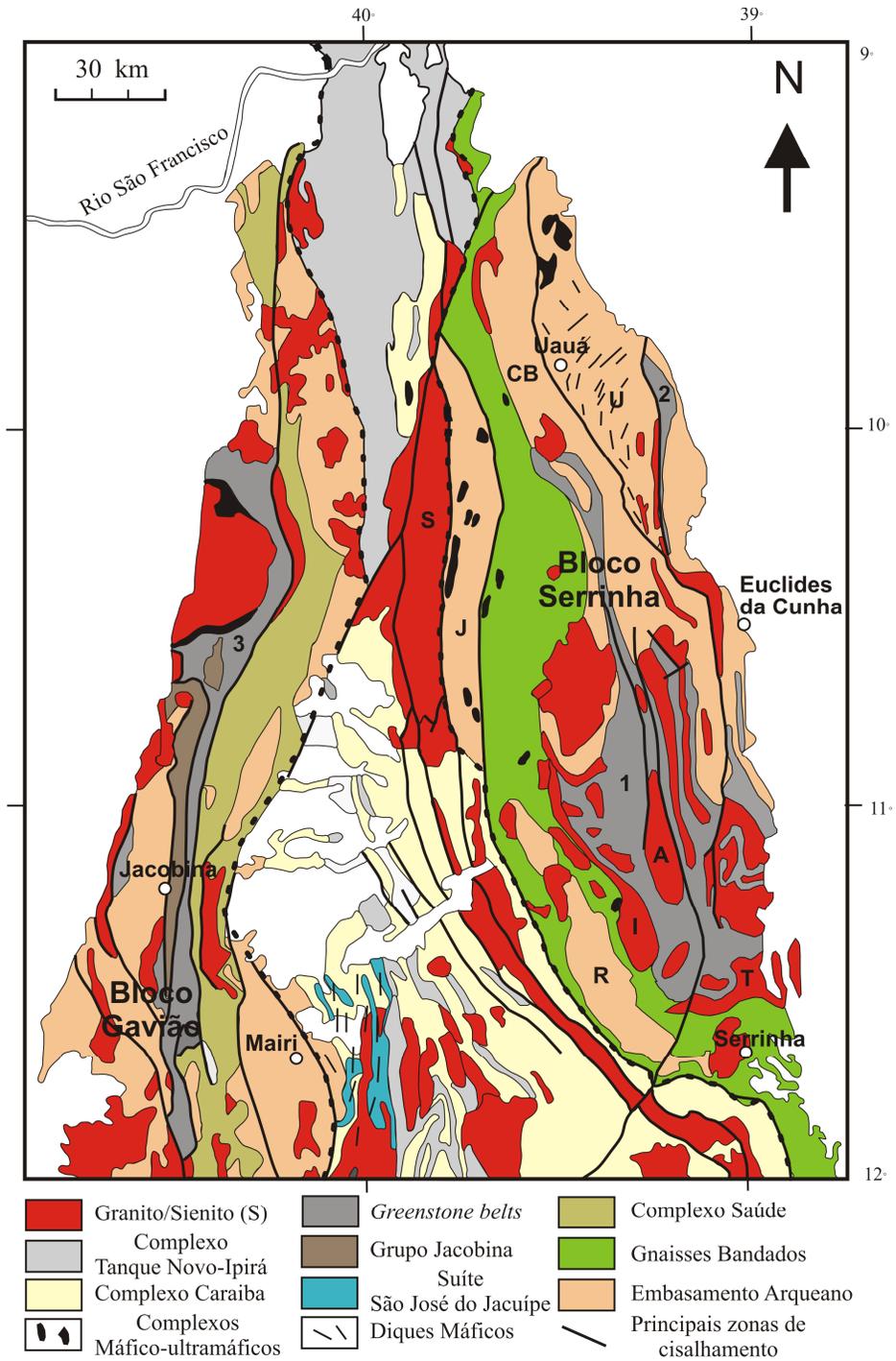


Figura 0.2 - Segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá com suas principais subdivisões tectônicas: *Greenstone belts*: 1- Rio Itapicuru; 2- Rio Capim; 3-Mundo Novo. Sub-domínios do embasamento no Bloco Serrinha: R-Retirolândia; J- Jacurici; U- Uauá. Corpos graníticos: S- Sienito Itiúba; I- Tonalito Itareru; A-Domo do Ambrósio; T- Tonalito Teofilândia; CB- Faixa Caldeirão. Linha preta pontilhada indica o limite aproximado do núcleo em fácies granulito do orógeno (Oliveira *et al.*, 2010).

1.1.1. Complexo Caraíba

O Complexo Caraíba é uma suíte bimodal, metamorfisada em fácies granulito, que possui o pólo félsico composto por ortognaisses enderbíticos, charnoenderbíticos e raramente charnockíticos; já o pólo máfico é composto por lentes meta-gabro-dioríticas (Kosin *et al.*, 2003). Segundo esses autores, os litotipos do complexo formam lentes imbricadas tectonicamente em rochas da Suíte São José do Jacuípe, Complexo Tanque Novo-Ipirá e granitóides intrusivos.

Datações U-Pb em cristais de zircão de ortognaisses do Complexo Caraíba (Silva *et al.* 1997; Oliveira *et al.* 2010) revelaram núcleos com idades ígneas no intervalo 2695-2574 Ma e bordas de metamorfismo entre 2072 e 2074 Ma. Segundo Oliveira *et al.* (2010) dados de isótopos de Nd e características geoquímicas de elementos traço indicam que os gnaisses do Complexo Caraíba formaram-se em ambiente de arco, provavelmente continental.

1.1.2. Complexo Tanque Novo-Ipirá

O Complexo Tanque Novo-Ipirá foi definido por Kosin *et al.* (1999) para englobar uma sequência vulcanossedimentar que ocorre de norte a sul do Cinturão Salvador-Curaçá. Neste complexo foram inclusos os grupos Tanque Novo e Ipirá, pois segundo Souza *et al.* (2000) e Kosin *et al.* (2001) ambos são possivelmente crono-correlatos. Por outro lado, Leite (2002) considera que o Complexo Saúde e o Grupo Ipirá são correlacionáveis.

O Complexo Tanque Novo-Ipirá abrange um conjunto de rochas composto por paragnaisses aluminosos, rochas calciossilicáticas, quartzitos, formações ferríferas, xistos grafitosos, metabasitos e metaultrabasitos. Paragnaisses aluminosos com safirina do Complexo Saúde atingiram condições metamórficas de 900–950 °C e 7–8 kbar (Leite *et al.* 2009) e são representativos do metamorfismo de ultra-elevada temperatura no cinturão Salvador-Curaçá.

Sampaio (1992) adotou o termo Complexo Ipirá para designar um agrupamento de rochas supracrustais (гнаisses aluminosos, rochas calciossilicáticas, metacalcários, quartzitos, gnaisses

bandados, formações ferríferas, metavulcanitos félsicos, “metacherts” vulcânicos e xistos grafitosos) com metabasitos e meta-ultrabasitos associados, presentes na região sul do cinturão Salvador-Curaçá. Em função das características litológicas e prováveis ambientes de formação distintos, o complexo foi dividido pelo mesmo autor em cinco unidades: Pintadas, Serra do Camisão, Juazeirinho, Angico e Umbuzeiro.

Na área de estudo, o Complexo Ipirá é representado exclusivamente pela unidade Pintadas. Ela é composta por gnaisses bandados, gnaisses kinzigíticos, formações ferríferas, rochas calciossilicáticas, metacalcários, xistos grafitosos, metabasitos, metavulcanitos félsicos e metacherts vulcânicos, configurando uma sequência supracrustal com características de fundo oceânico (Sampaio, 1992).

Não há dados geocronológicos para o Complexo Tanque Novo-Ipirá. Entretanto, ao estudar as paragêneses metamórficas em paragnaisses deste complexo, Leite (2002) atribuiu a formação de ortopiroxênio ao metamorfismo granulítico e descreveu retrometamorfismo em fácies anfíbolito pela substituição parcial do ortopiroxênio por hornblenda e biotita. Idades obtidas em grãos de monazita indicaram que o metamorfismo em fácies granulito de alta temperatura ocorreu no intervalo 2,08–2,05 Ga (Leite *et al.* 2009). Além disso, como na região da mina de cobre de Caraíba, ao norte do cinturão Salvador-Curaçá, os ortognaisses neoarqueanos do Complexo Caraíba contêm xenólitos de metassupracrustais atribuídas ao Grupo Tanque-Novo, a idade provável desta unidade é arqueana. Em apoio a esta sugestão, idades modelo Nd (T_{DM}) em paragnaisses aluminosos do Grupo Tanque Novo e do Complexo Saúde indicam idades máximas entre 2,6 Ga e 2,7 Ga para a deposição dos protólitos sedimentares (Oliveira *et al.*, 2010).

1.1.3. Suíte São José do Jacuípe

A Suíte metamórfica máfico-ultramáfica São José do Jacuípe aflora na parte sudoeste do Cinturão Salvador-Curaçá, próximo à cidade São José do Jacuípe e estende-se para sul, entre as cidades de Mairi e Pintadas. Nessa suíte Melo *et al.* (1991) agruparam leucogabros, gabronoritos e ultramafitos. Essas rochas ocorrem de modo descontínuo, normalmente em blocos arredondados e alterados, o que levou Melo (1991), Loureiro (1991) e Sampaio (1992) a delimitarem a área de ocorrência da suíte pela presença de solos vermelhos e argilosos e pelos blocos. Segundo estes autores, as lentes máfico-ultramáficas ocorrem imbricadas tectonicamente no Complexo Caraíba e na unidade Pintadas do Complexo Ipirá, e como xenólitos no gnaisse do tipo Cais, comentado adiante. Segundo Kosin *et al.* (2003), a porção mais a leste da suíte é composta por biotita ou hornblenda norito, gabronorito com níveis cumuláticos e meta-leucogabro. Mais a oeste, ferrogabros, peridotitos e piroxenitos prevalecem, sugerindo um zoneamento ultramáfico-máfico de oeste para leste.

As rochas da suíte foram metamorfisadas em condições de fácies granulito, à semelhança do que é descrito para os gnaisses regionais dos complexos Caraíba e Tanque-Novo-Ipirá (Leite *et al.* 2009).

Ao discutir a geoquímica de gabronoritos da suíte, Teixeira (1997) concluiu que a suíte possui afinidade tholeiítica magnésiana, é pobre em TiO_2 e enriquecida em elementos terras raras leve. O mesmo autor interpreta a suíte como gerada por fusão parcial de manto profundo, com taxas muito baixas de contaminação crustal. Com relação às rochas ultramáficas, suas características geoquímicas são de rochas máficas de alto MgO, porém com um acentuado caráter cumulático, o que dificulta correlações geoquímicas com as rochas máficas (Teixeira 1997).

Em termos tectônicos, as rochas da suíte foram interpretadas como fragmentos de crosta oceânica (Melo *et al.*, 1991; Loureiro, 1991; Sampaio, 1992; Delgado *et al.* 2003) devido à associação entre seus litotipos e metassupracrustais da unidade Pintadas do Complexo Ipirá, sua assinatura tholeiítica e a distribuição espacial - porção mais basal ultramáfica localizado a oeste da área e a mais máfica a leste. Já Teixeira (1997) considerou as rochas da suíte como pertencentes às primeiras fases marinhas da abertura de um rifte.

1.1.4. Corpos Granitóides

Distribuem-se ao longo de toda a área de estudo e foram classificados por suas características geoquímicas e de acordo com o alojamento em relação às fases deformacionais no cinturão Salvador-Curaçá (Melo *et al.* 1991; Loureiro, 1991; Sampaio, 1992). Dessa forma, foram caracterizados como granitóides sin-tangenciais (Cais), tardi-tangenciais (Riacho da Onça e Caracanha), sin-transcorrentes (Conceição, Gado Bravo e Capela do Alto Alegre) e tardi- a pós-transcorrentes (Gavião, Gregório, Bravo). Dentre esses granitos, apenas o quartzo-monzonito sin-transcorrente Capela do Alto Alegre e o granito pós-transcorrente Bravo foram datados, o primeiro em 2078 ± 6 Ma (Oliveira *et al.*, 2010) e o segundo em 2060 ± 6 Ma (Barbosa *et al.*, 2008).

Para o presente estudo o corpo granítico metamorfisado de maior importância é o gnaiss do tipo Cais. Esse corpo aflora na porção sudoeste da área, onde está em contato com rochas do Complexo Caraíba e da Suíte São José do Jacuípe. Seu caráter intrusivo é evidenciado por xenólitos da Suíte São José do Jacuípe e por truncar a foliação S_0/S_1 dos meta-gabronoritos da suíte. Segundo Sampaio (1992), o gnaiss Cais apresenta uma composição quartzo-monzonítica a monzogranítica e foi metamorfisado em fácies granulito, evidenciado pela presença de mesopertita e pseudomorfos de ortopiroxênio. Os mesmos autores acreditam que ele tenha se formado por fusão de material crustal ígneo do Complexo Caraíba, com contribuição de material sedimentar do Complexo Ipirá. Até o momento não há dados geocronológicos para o gnaiss Cais.

1.1.5. Diques Máficos

Diques máficos são comuns no Cinturão Salvador-Curaçá, porém é na região sudoeste do cinturão, entre São José do Jacuípe e Pintadas, que eles são mais abundantes e constituem um enxame de diques. Esses diques foram agrupados no enxame de diques Aroeira por Gava *et al.* (1983) e Oliveira & Montes (1984). Os diques são intrusivos nos ortognaisses do Complexo Caraíba, nas rochas metassupracrustais do Complexo Tanque Novo-Ipirá, naquelas da Suíte São José do Jacuípe e no gnaiss Cais; não foram observados nos granitos mais tardios, tardi- a pós-transcorrência. Eles têm orientação predominantemente N-S, alguns decímetros a vários metros de espessura e vários quilômetros de extensão. Por suas texturas granoblásticas, os diques devem ter sido metamorfisados em fácies granulito. São diques ricos em Fe e Ti e que possuem assinatura geoquímica continental (Kosin *et al.*, 2003).

Segundo Oliveira & Knauer (1993), os diques apresentam espessura decimétrica a métrica, granulação fina a média e são intrusivos em migmatitos, granulitos e ortognaisses graníticos a granodioríticos. Em geral, apresentam composição gabronorítica, com textura granoblástica e foram afetados por deformação - juntamente com os gnaisses hospedeiros - que ocasionou a formação de uma foliação de direção NNE, responsável pela orientação dos grãos de hornblenda que substituem ou cortam os piroxênios de provável origem ígnea. Segundo estes autores, a deformação ocorreu em condições de fácies anfíbolito e foi acompanhada por fusão parcial dos ortognaisses, evidenciado por injeções graníticas estreitas que interceptam os diques. Metamorfismo em diferentes graus pode ser reconhecido nos diques Aroeira. Correa-Gomes *et al.* (1993) afirmam que existem pelo menos quatro gerações de diques, sendo que os mais antigos foram reequilibrados na fácies granulito.

MATERIAIS, MÉTODOS E ORGANIZAÇÃO DA DISSERTAÇÃO

Para alcançar os objetivos propostos para este trabalho foram realizadas duas etapas de campo, totalizando aproximadamente um mês de trabalho e 105 afloramentos descritos. Para a localização dos pontos na área de estudo foram usadas cartas topográficas em escala 1:100.000. Para maiores detalhes sobre a localização das amostras, consultar Anexos I e II.

As amostras foram coletadas dos afloramentos menos alterados possíveis e o peso variou de 1 a 2 kg. Para a Suíte São José do Jacuípe, foi estabelecida uma sistemática de coleta em perfis de orientação E-W e N-S devido à grande extensão da área de ocorrência da suíte e para verificar possíveis variações composicionais. No que se refere aos enxames de diques máficos, a amostragem foi feita por toda a área de estudo, para diferenciar possíveis diques de composições geoquímicas distintas e individualizar eventos de colocação desses corpos máficos.

Para a Suíte São José do Jacuípe foram selecionadas 22 amostras para análise química por fluorescência de raios-X para elementos maiores e traço, 24 para análises por *ICP-MS* para elementos do grupo das terras raras e demais elementos traço e 11 amostras para isótopos de Nd. Para os diques máficos, foram selecionadas 26 amostras para fluorescência de raio-X, 24 amostras para o *ICP-MS* e 6 amostras para isótopos de Nd.

Análises químicas em rocha total foram feitas para elementos maiores e traço utilizando o espectrômetro de fluorescência de raio-X PW2404, Philips, do Laboratório de Geoquímica do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP). As amostras foram reduzidas em britador de mandíbulas e cominuídas em moinho planetário de ágata. A partir do material pulverizado, foram feitas pastilhas prensadas para a análise dos elementos traço e discos de vidro para elementos maiores, estes obtidos por fusão com uma mistura de metaborato/tetraborato de lítio. A qualidade dos dados foi controlada com a análise simultânea de materiais de referência internacionais (Govindaraju, 1994 e Cotta & Enzweiler, 2008). Os erros relativos foram de 0,4-1,5% para os elementos maiores e de 1,5-10% para os elementos traço.

Análises químicas adicionais para os elementos do grupo terras raras e outros elementos foram realizadas por *ICP-MS* no Laboratório de Geoquímica da UNICAMP, após a dissolução

total das amostras. As amostras foram dissolvidas em bombas de teflon, em uma solução de HF-HNO₃, a uma temperatura de 180 °C, por 4 dias. O resíduo sólido restante foi dissolvido por sucessivos ataques de soluções de HNO₃ e HCl. As medições foram realizadas em ICP-MS Xseries^{II} (Thermo) equipado com CCT (Collision Cell Technology) para atenuação de interferentes. A calibração do instrumento foi efetuada com soluções multi-elementares diluídas gravimetricamente a partir de soluções-padrão de 10 mg/L (High Purity Standards). O controle de qualidade também foi efetuado pela análise de materiais de referência internacionais (Govindaraju, 1994 e Cotta & Enzweiler, 2008), preparado e analisado conforme as amostras. Os resultados foram melhores que 10% dos valores recomendados para os materiais de referência internacionais BRP-1, RGM-1 and GSP-2.

No caso do enxame de diques máficos Aroeira, o cálculo dos minerais normativos foi realizado através do software *norm4*, a partir das análises geoquímicas obtidas.

As amostras para isótopos de Nd foram enviadas para o laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, onde serão realizadas as análises. Os resultados dos isótopos ainda não foram obtidos e, portanto, não serão apresentados e discutidos na presente dissertação.

Foram feitas 24 lâminas delgadas polidas, no laboratório de microscopia do IG/Unicamp, para análises microscópicas e descrições petrográficas. Das lâminas confeccionadas, 14 lâminas eram da Suíte São José do Jacuípe, 6 do enxame de diques máficos e 4 lâminas dos gnaisses encaixantes. Como a determinação da composição química de minerais é uma rotina em rochas cumuláticas, 6 lâminas da Suíte São José do Jacuípe foram escolhidas para serem analisadas por microsonda eletrônica. Para isto foi utilizada uma microsonda eletrônica JEOL Superprobe, modelo JXA-8600, do Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP). As condições operacionais do equipamento foram: diâmetro do feixe de 1-2 µm, corrente de 15 nA e tensão de aceleração de 15 kV.

Os resultados desse trabalho estão apresentados na forma de dois artigos anexos no presente documento, que serão submetidos a revistas especializadas da área. O primeiro artigo está apresentado no ANEXO I e versa sobre a Suíte Máfico-Ultramáfica São José do Jacuípe; o segundo artigo compõe o ANEXO II e disserta sobre o enxame de diques máficos Aroeira.

CONCLUSÕES

A Suíte São José do Jacuípe compreende um conjunto de rochas cumuláticas estratificadas, formado por meta-anortositos, meta-leucogabros, meta-leuconoritos, meta-gabros e meta-gabronoritos, com meta-piroxenitos subordinados, estando todos os litotipos metamorfisados em fácies granulito. Os termos mais básicos dessa suíte possuem afinidade tholeiítica e dados de campo e geoquímicos sugerem que eles estejam ligados petrogeneticamente com as demais rochas da suíte. Todas as rochas possuem características geoquímicas e de química mineral semelhantes ao magmatismo máfico de arco e, com base nessas características, estão sendo interpretadas como pertencentes a um remanescente de arco, mais provavelmente continental. A Suíte São José do Jacuípe é litológica e composicionalmente similar a outros complexos que estão sendo interpretados como gerados em ambientes de arco, guardando semelhanças com o Complexo Fiskenset na Groelândia (Polat *et al.*, 2009; Polat *et al.*, 2010), com o Complexo Chimalpahad, na Índia (Dharma Rao *et al.*, 2011), bem como com complexos de arcos fanerozóicos (Burns, 1985; Beard, 1986; Beard & Day, 1987; Yogodzinski & Kelemen, 2007; Kiddle *et al.*, 2010), que hospedam xenólitos semelhantes às rochas aqui estudadas. A Suíte São José do Jacuípe pode representar um fragmento da raiz máfica de arcos magmáticos e no caso do cinturão Salvador-Curaçá o arco seria o Complexo Caraíba, conforme proposto recentemente por Delgado *et al.* (2003) e Oliveira *et al.* (2010).

O enxame de diques máficos Aroeira foi alojado em uma crosta continental e é, portanto, tardio em relação à maior parte das unidades litológicas da região norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. A direção predominante do enxame é norte-sul, sendo que o provável sentido de colocação foi de norte para sul. Ele é composto por rochas gabronoríticas, sendo comum a existência de diques de diabásio. Essas rochas por vezes se encontram reequilibradas, juntamente com as rochas encaixantes, em fácies granulito, mas também é comum diques com grau metamórfico mais baixo. Uma característica típica dessas rochas é a existência de fenocristais de plagioclásio que aumentam em quantidade da borda para o centro dos diques. São rochas tholeiíticas e subalcalinas que evoluíram a partir da fusão parcial de uma fonte do manto,

provavelmente pobre em granada, através de processos de cristalização fracionada e contaminação crustal, que fez com que essas rochas incorporassem elementos das suas encaixantes. Dessa forma, as rochas pertencentes ao enxame de diques máficos Aroeira guardam semelhança com basaltos continentais e possuem evidências de contaminação pela crosta superior.

Como tanto o enxame de diques máficos Aroeira quanto a Suíte São José do Jacuípe possuem rochas de composição gabronorítica, o principal desafio é saber diferenciar quando um litotipo pertence a uma ou a outra unidade geológica. Macroscopicamente as rochas dos diques apresentam as seguintes características que os diferenciam dos meta-gabronoritos da suíte:

- i. Presença de fenocristais de plagioclásio cuja quantidade aumenta da borda para o centro do dique (sendo essa uma das diferenças mais marcantes);
- ii. Diferença na granulação entre os corpos, havendo a possibilidade de ocorrência diques gabróicos e diques mais finos;
- iii. Ausência de litotipos associados;
- iv. Diferença entre o grau metamórfico, sendo possível encontrar suas rochas metamorfisadas em diferentes fácies;
- v. Relações de contato com as encaixantes que, muitas vezes, demonstram o caráter intrusivo sob a forma de um dique.

No que se refere às características petrográficas e geoquímicas, os termos mais máficos da Suíte São José do Jacuípe guardam grande semelhança com as rochas do enxame de diques máficos Aroeira. Devido à essa semelhança, muitas rochas pertencentes ao enxame de diques máficos Aroeira podem ter sido incluídas como componentes máficos da Suíte São José do Jacuípe. Dados de isótopos de Nd (ainda indisponíveis) devem ajudar a elucidar ainda mais essa questão e demonstrar maiores diferenças entre tais rochas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abram, M.B., 1994. O corpo máfico-ultramáfico da Fazenda Mirabela, Ipiaú-BA. Soc. Bras. Geol, Núcleo Bahia/Sergipe, SGM-Superintendencia de Geologia e Mineração. Publicação Especial, 58p.
- Ashwal, L.D., 1993. Anorthosites. Springer-Verlag, Berlim, 422pp.
- Barbosa, J.S.F. & Sabaté, P., 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of the four Archean crustal segments of the São Francisco Craton Bahia, Brazil. A synthesis. *Anais. Acad. Bras. Ciências*, V.74 (2): 343–359 pp.
- Barbosa, J.S.F. & Sabaté, P., 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*, 133: 1-27.
- Beard, J.S., 1986. Characteristic mineralogy of arc-related cumulate gabbros: Implications for the tectonic setting of gabbroic plutons and for andesite genesis. *Geology*, V.14: 848-851 pp.
- Beard, J.S. & Day, H.W., 1987. The Smartville intrusive complex, Sierra Nevada, California: The core of a rifted volcanic arc. *Bulletin of the Geological Society of America*, V.99: 779-791 pp.
- Bleeker, W. & Ernst, R.E., 2010. The anatomy of large dyke swarms: geometrical constraints on ancient break-up events. In: Srivastava R.K. & Chalapathi Rao, N.V. (eds). 6th International Dyke Conference, Varanasi, India, Abstracts, 16 pp.
- Burns, L.E., 1985. The Border Ranges ultramafic and mafic complex, south-central Alaska: Cumulate fractionates of island arc volcanic. *Canadian Journal of Earth Sciences*, V.22: 1020-1038 pp.
- Condie, K.C., 2005. *Earth as an Evolving Planetary System*. Elsevier Academic Press, Estados Unidos. 447 pp.
- Cotta, A.J.B. & Enzweiler, J., 2008. Certificate of Analysis of the Reference Material BRP-1 (Basalt Ribeirão Preto). *Geostandards and Geoanalytical Research*, V.32: 231-235 pp.
- Correa-Gomes, L. C. C.; Cruz, M. J. M.; Oliveira, M. A. E. T. 1993. O exame de diques máficos transamazônicos de São José do Jacuípe- Ba, Brasil. In: IX Semana de Geoquímica e II Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa. Memórias n.3. Porto, Portugal.
- Dharma Rao, C.V.; Windley, B.F.; Choudhary, A.K., 2011. The Chimalpahad anorthosite Complex and associated basaltic amphibolites, Nellore Schist Belt, India: Magma chamber and roof of a Proterozoic island arc. *Journal of Asian Earth Sciences*, doi:10.1016/j.jseas.2010.11.004
- Delgado, I.M.; Souza, J.D.; Silva, L.C.; Silveira Filho, N.C.; Santos, R.A.; Pedreira, A.J.; Guimarães, J.T.; Angelim, L.A.A.; Vasconcelos, A.M.; Gomes, I.P.; Lacerda Filho, J.V.; Valente, C.R.; Perrota, M.M.; Heineck, C.A., 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: Bizzi, L.A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R.M.; Gonçalves, J.H. (eds). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, 227-334 pp.
- Eales, H.V. & Cawthorn, R.G., 1996. The Bushveld Complex. In: Cawthorn, R.G. (ed.). *Layered Intrusions*. Developments in Petrology 15, Elsevier, 181-229 pp.
- Ernst, R.E. & Buchan, K.L., 1997. Giant radiating dyke swarms: Their use in identifying Pre-Mesozoic large igneous provinces and mantle plumes. In: Mahoney, J.J. & Coffin, M.F. (eds.) *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. AGU, Geophysical Monograph 100: 297-333 pp.

- Ernst, R.E. & Srivastava, R.K., 2010. Proterozoic Record of large igneous provinces (LIPs) of Indian shield: evidence from mafic dyke swarms and related magmatic units. In: Srivastava, R.K & Chalapathi Rao, N.V. (eds). 6th International Dyke Conference, Varanasi, India, Abstracts, 149 pp.
- Ernst, R.E.; Bleeker, W.; Söderlund, U.; Hamilton, M.A.; Sylvester, P.J.; Chamberlain, K.R., 2010. Using the global dolerite dyke swarm record to reconstruct supercontinents back to 2.7 Ga. In: Srivastava, R.K. & Chalapathi Rao, N.V. (eds). 6th International Dyke Conference, Varanasi, India, Abstracts, 41 pp.
- Evans, D.A.D. & Halls, H.C., 2010. Restoring Proterozoic deformation within the Superior craton. *Precambrian Research*, V.183: 474-489 pp.
- Furnes, H.; de Wit, M.; Staudigel, H.; Rosing, M.; Muehlenbachs, K., 2007. A vestige of Earth's oldest ophiolite. *Science*, V.315 (5819): 1704-1707 pp.
- Gava, A.; Nascimento, D.A.; Vidal, J.L.B.; Ghignone, J.I.; Oliveira, E.P.; Santiago Filho, A.L.; Teixeira, W., 1983. Geologia. In: *Projeto RADAMBRASIL. Folhas SC.24/25 Aracaju/Recife*. Levantamento de Recursos Naturais V.30: 27-376 pp.
- Gladkochub, D.P.; Pisarevsky, S.A.; Donskaya, T.V.; Ernst, R.E.; Wingate, M.T.D.; Söderlund, U.; Mazukabzov, A.M.; Sklyarov, E.V.; Hamilton, M.A.; Hanes, J.A., 2010. Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: An overview and implications for paleocontinental reconstruction. *Precambrian Research*, V.183: 660-668 pp.
- Govindaraju, K., 1994. 1994 compilation of working values and sample description for 383 geostandards. *Geostandards Newsletter*, V.18 (Special Issue): 158 pp.
- Kiddle, E. J.; Edwards, B.R.; Loughlin, S.C.; Petterson, M.; Sparks, R.S.J.; Voight, B., 2010. Crustal structure beneath Montserrat, Lesser Antilles, constrained by xenoliths, seismic velocity structure and petrology. *Geophysical Research Letter*, V.37: L00E11, doi:10.1029/2009GL042145.
- Kontinen, A., 1987. An Early Proterozoic ophiolite – the Jormua mafic-ultramafic complex, northeastern Finland. *Precambrian Research*, V.35: 313-341 pp.
- Kosin, M.; Guimarães, J.T.; Abram, M.B. (Orgs.), 1999. *Folha Aracaju-SW, folha SC.24-Y*. Salvador, CPRM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB.
- Kosin, M.; Melo, R.C.; Oliveira, E.P., 2001. Geologia do Bloco Serrinha e do segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. In: Barbosa, J.S.F; Oliveira, E.P.; Corrêa Gomes, L.C.; Marinho, M.M.; Melo, R.C. (eds.). Workshop sobre o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, 2001. Salvador – Cap. 3: 10 pp.
- Kosin, M.; Melo, R.C.; Souza, J.D.; Oliveira, E.P.; Carvalho, M.J.; Leite, C.M.M, 2003. Geologia do Bloco Serrinha e do segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. *Revista Brasileira de Geociências*, V.33 (1-Suplemento): 15-26 pp.
- Kullerød, K.; Skjerve, K.P.; Corfu, F.; Rosa, J.D., 2006. The 2.40 Ga Ringvassøy mafic dykes, West Troms Basement Complex, Norway: The concluding act of early Palaeoproterozoic continental breakup. *Precambrian Research*, V.150: 183–200 pp.
- Kusky, T.M.; Li, J.H.; Tucker, R.T., 2001. The Archean Dongwanzi ophiolite complex, North China Craton: 2.505 billion year old oceanic crust and mantle. *Science* V.292: 1142-1145 pp.
- Ledru, P.; Cocherie, A.; Barbosa, J.; Johan, V.; Onstott, T., 1994. Ages du métamorphisme granulitique dans le craton du São Francisco (Brésil). Implications sur la nature de l'orogène transamazonien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II*, V.318: 251–257 pp.
- Leite, C.M.M., 2002. A Evolução Geodinâmica da Orogênese Paleoproterozóica nas regiões de Capim Grosso-Jacobina e Pintadas- Mundo Novo (Bahia-Brasil): Metamorfismo, Anatexia e Tectônica. Inst. de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Bahia, Tese de Doutorado, 411pp.

- Leite, C.M.M.; Barbosa J.S.F.; Goncalves, P.; Nicollet, C.; Sabaté, P., 2009. Petrological evolution of silica-undersaturated sapphirine-bearing granulite in the Paleoproterozoic Salvador–Curaçá Belt, Bahia, Brazil. *Gondwana Research* V.15: 49-70 pp.
- Loureiro, H.S.C. (org.) 1991. *Mundo Novo*, folha SC.24-Y-D-IV: estado da Bahia. Brasília, DNPM, 177 p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- Marques, J.C.; Ferreira Filho, C.F., 2003. The chromite deposit of the Ipueira-Medrado sill, São Francisco craton, Bahia State, Brazil. *Economic Geology*, V.98: 87–108 pp.
- Melo, R.C. (org.), 1991. *Pintadas*, folha SC.24-Y-D-V: estado da Bahia. Brasília, CPRM, 173 p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- Melo, R.C.; Loureiro, H.S.C.; Pereira, L.H.M. (orgs.), 1995. *Serrinha*, folha SC.24-Y-D: estado da Bahia. Brasília, CPRM, 80 p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil -PLGB.
- Melo, R.C.; Silva, L.C.; Fernandes, P.C.D., 1991. Estratigrafia. In: *Melo, R.C. (organizador). Pintadas, Folha SC.24-Y-D-V. Estado da Bahia*. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. CPRM, 23-47 pp.
- Oliveira, E.P., 1990. Petrogenesis of mafic-ultramafic rocks from the Precambrian Curaçá terrane, Brazil. PhD Thesis, Geology Department, University of Leicester, Inglaterra, 287 pp.
- Oliveira, E.P., 2011. The Late Archaean Uauá Mafic Dyke Swarm, São Francisco Craton, Brazil, and Implications for Palaeoproterozoic Extrusion Tectonics and Orogen Reconstruction. Srivastava, R.K. (ed.). *Dyke Swarms: keys for Geodynamic Interpretation*. DOI 10.1007/978-3-642-12496-9_2, Springer-Verlag Berlin Heidelberg .
- Oliveira, E.P. & Montes, M.L., 1984. Os enxames de diques máficos do Brasil. *Anais XXXIII Congresso Brasileiro Geologia*, Rio de Janeiro, SBG V. 9: 4137-4154 pp.
- Oliveira, E.P. & Knauer, L.G., 1993. Corpos Máficos e Ultramáficos do Cráton do São Francisco. In: *O Cráton do São Francisco, Reunião Preparatória do II Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco, Salvador*.
- Oliveira, E.P. & Tarney, J., 1995. Genesis of the copper-rich Caraíba norite-hypersthenite complex, Brazil. *Mineralium Deposita*, V. 30: 351-373 pp.
- Oliveira, E.P.; McNaughton, N.; Armstrong, R.; Fletcher, I., 2003. U-Pb SHRIMP age of the Caraíba, Medrado and S. José do Jacuípe mafic-ultramafic complexes, Paleoproterozoic Itabuna-Salvador-Curaçá orogen, São Francisco craton, Brazil. *Proceedings IV Symposium on South American Isotope Geology, Salvador, Brazil*, V. 2: 752-754 pp.
- Oliveira, E.P.; Carvalho, M.J.; McNaughton, N., 2004a. Evolução do segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá: cronologia da acreção de arcos, colisão continental e escape de terrenos. *Revista Geologia USP – Série Científica*, V.4: 41-53 pp.
- Oliveira, E.P.; Windley, B.F.; McNaughton, N.; Pimentel, M.; Fletcher, I.R., 2004b. Contrasting copper and chromium metallogenic evolution of terranes in the Palaeoproterozoic Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen, São Francisco Craton, Brazil: new zircon (SHRIMP) and Sm-Nd (model) ages and their significance for orogen-parallel escape tectonics. *Precambrian Research* V.128: 143-165 pp.
- Oliveira, E.P.; McNaughton, N.; Armstrong, R., 2010. Mesoarchaean to Palaeoproterozoic Growth of the Northern Segment of the Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen, São Francisco Craton, Brazil. In: Kusky, T.; Z., Mingguo; Z. Xiao (eds.). *The Evolving Continents Understanding Processes of Continental Growth. Geological Society, Special Publication*, V.338: 263-286 pp.
- Peltonen, P.; Mänttari, I.; Huhma, H.; Kontinen, A., 2003. Archean zircons from the mantle: the Jormua Ophiolite revisited. *Geology*, V.31: 645-648 pp.

- Pesonen, L.J., 2010. Importance of mafic dyke swams in tracing the tectonic histories of continents and their building blocks. In: Srivastava, R.K. & Chalapathi Rao, N.V. (eds.) 6th International Dyke Conference, Varanasi, India, Abstracts, 115 pp.
- Pesonen, L.J.; Elming, S.A.; Mertanen, S.; Pisarevsky, S.; D'Agrella-Filho, M.S.; Meert, J.G.; Schmidt, P.W.; Abrahamsen, N.; Bylund, G., 2003. Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic. *Tectonophysics*, V.375: 289–324 pp.
- Pimentel, M.M.; Ferreira Filho, C.F.; Armstrong, R.A., 2004. SHRIMP U-Pb and Sm-Nd ages of the Niquelândia layered complex: Meso-(1.25 Ga) and Neoproterozoic (0.79 Ga) extensional events in central Brazil. *Precambrian Research*, V.132: 132-135 pp.
- Polat, A.; Appel, P.W.U.; Fryer, B.; Windely, B.; Frei, R.; Samson, I.M.; Huang, H., 2009. Trace element systematic of the Neoproterozoic Fiskensætt anorthosite complex and associated meta-volcanic rocks, SW Greenland: Evidence for a magmatic arc origin. *Precambrian Research*, V.175: 87-115 pp.
- Polat, A.; Frei, R.; Scherstén, A.; Appel, P.W.U., 2010. New Age (ca.2970 Ma), mantle source composition and geodynamic constraints on the Archean Fiskensætt anorthosite complex, SW Greenland. *Chemical Geology*, V.277: 1-20 pp.
- Sabaté, P., 1996. Estruturas e tectônica do embasamento Arqueano/Proterozóico Inferior do Estado da Bahia. In: Barbosa, J.S.F., Dominguez, J.M.L. (Eds.), Mapa Geológico do Estado da Bahia, Texto Explicativo Escala 1: 1.000.000, SICM/SGM, Salvador, Brazil, 200–226 pp.
- Sampaio, A.R. (org.), 1992. *Gavião, folha SC.24-Y-D-II: estado da Bahia*. Brasília, DNPM, 164 p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.
- Sial, A.N.; Oliveira, E.P.; Choudhuri, A., 1987. Mafic dyke swarms of Brazil. In: Halls, H.C. & Fahrig, W.F. (eds.): *Mafic Dyke Swarms*. Geological Association of Canada Special Paper, V.34: 467-481 pp.
- Silva, L.C.; McNaughton, N.; Melo, R.C.; Fletcher, I.R., 1997. U–Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high-grade complex: the first window beyond the Paleoproterozoic overprint of the eastern Jequié Craton, NE Brazil. In: International Symposium on Granites and Associated Mineral, ISGAM, Salvador, Bahia, Brazil, Abstracts, 282–283 pp.
- Souza, J.D. de; Abram, M.B.; Santos, R.A.; Melo, R.C., 2000. The basement of the northeastern São Francisco Craton. Field trip. Salvador: CPRM/Geological Survey of Brazil.
- Souza, J.D.; Melo, R.C.; Kosin, M., 2002. Mapa Geológico da Bahia, Escala 1:1.000.000. In: Souza, J.D. de; Melo, R.C. de; Kosin, M. (coord.), Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, SIG, mapas. Salvador (Convênio CPRM/CBPM).
- Souza, J.D.; Kosin, M.; Melo, R.C.; Oliveira, E.P., Carvalho, M.J., Leite, C.M.M., 2003. Guia de Excursão – Geologia do Segmento Norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. *Revista Brasileira de Geociências*, V.33 (1-Suplemento): 27-32 pp.
- Teixeira, L.R., 1997. O Complexo Caraíba e a Suíte São José do Jacuípe no cinturão Salvador-Curaçá (Bahia-Brasil): Petrologia, geoquímica e potencial metalogenético. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia: 193 pp.
- Yogodzinski, G.M. & Kelemen, P.B., 2007, Trace elements in clinopyroxenes from Aleutian xenoliths: Implications for primitive subduction magmatism in an island arc: *Earth and Planetary Science Letters*, V.256: 617–632 pp.
- Wang, Z.; Wilde, A.A.; Wan, J., 2010. Tectonic setting and significance of 2.3-2.1 Ga magmatic events in the Trans-North China Orogen: New constraints from the Yanmenguan mafic-ultramafic intrusion in the Hengshan-Wutai-Fuping area. *Precambrian Research*, V.178: 27-42 pp.

- Wilson, A.H., 1996. The Great Dyke of Zimbabwe. In: Cawthorn, R.G. (ed.). *Layered Intrusions*. Developments in Petrology 15, Elsevier, 365-402 pp.
- Windley, B.F.; Bishop, F.C.; Smith, J.V., 1981. Metamorphosed Layered Igneous Complexes in Archean Granulite-Gneiss Belts. *Ann. Rev. Earth Planet Science*, V.9: 175-198 pp.
- Zhang, C.L; Li, Z.X.; Li, X.H; Ye H.M., 2009. Neoproterozoic mafic dyke swarms at the northern margin of the Tarim Block, NW China: Age, geochemistry, petrogenesis and tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, V.35: 167-179 pp.

ANEXO I

Petrogênese da Suíte Metamórfica Gabro-Anortosítica São José do Jacuípe, NE do Cráton São Francisco: Remanescente da infraestrutura do Arco Neoarqueano Caraíba?

RESUMO

Complexos máfico-ultramáficos são comuns em faixas orogênicas e podem representar diferentes ambientes tectônicos, tais como raízes de arco, restos obductados de ofiolitos, platôs oceânicos ou lascas do manto litosférico. Características de campo, petrográficas, de química mineral e litogeoquímicas são importantes no intuito de diferenciar o ambiente de formação desses corpos. O orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá corresponde a uma das faixas precambrianas do Brasil consolidada durante o Paleoproterozóico e hospeda diversos complexos máficos-ultramáficos cuja compreensão petrogenética é dificultada por suas rochas se encontrarem metamorfasadas em fácies granulito. Um desses complexos é a Suíte metamórfica gabro-anortosítica São José do Jacuípe que compreende um conjunto de rochas cumuláticas estratificadas, formado por meta-anortositos, meta-leucogabros, meta-leuconoritos, meta-gabros e meta-gabronoritos, com meta-piroxenitos subordinados. As rochas da suíte possuem características geoquímicas e de química mineral semelhantes ao magmatismo máfico de arco e foram interpretadas como pertencentes a um remanescente de arco, podendo representar um fragmento da raiz máfica de arco magmático que, no caso do cinturão Salvador-Curaçá, seria o Complexo Caraíba.

INTRODUÇÃO

Complexos plutônicos máfico-ultramáficos são comuns em faixas orogênicas e têm elevado interesse econômico devido aos depósitos minerais que podem hospedar. Em faixas orogênicas modernas eles representam antigas câmaras magmáticas de raízes de arco oceânico ou continental (Fliedner *et al.*, 2000; Jagoutz *et al.*, 2007; Dhuime *et al.*, 2009), restos obductados de ofiolitos (Muntener & Piccardo, 2003; Kusky, 2004), platôs oceânicos (Nivia, 1996), ou lascas do manto litosférico (Doblas, 1989; Torné *et al.*, 1992). Entretanto, em orógenos mais antigos, a interpretação do ambiente de formação desses complexos é mais difícil porque eles geralmente

foram metamorfisados e não se sabe se a tectônica de placas como é conhecida atualmente operou de forma semelhante no passado.

Em faixas orogênicas arqueanas, os complexos máfico-ultramáficos são estratificados e metamorfisados em fácies anfíbolito a granulito e se dividem em dois tipos (Windley *et al.*, 1981): **i.** complexos gabro-anortosíticos (e.g. Fiskenaesset – Polat *et al.*, 2009) e **ii.** complexos máfico-ultramáficos (Wang *et al.*, 2010). Admite-se que sejam formados pela precipitação de grande quantidade de cristais em uma câmara magmática aberta, onde ocorre injeção constante de novo magma proveniente do manto e perda de líquido no topo (Windley *et al.*, 1981).

No Proterozóico, são reconhecidos dois tipos principais de complexos: **i.** aqueles alojados ao longo de megafraturas, representados principalmente por enxame de diques máficos (e.g. Zhang *et al.*, 2009), grandes corpos estratificados tabulares (e.g. *Great Dyke* – Wilson, 1996) e complexos estratificados (Bushveld – Eales & Cawthorn, 1996; Niquelândia – Pimentel *et al.*, 2004); e **ii.** anortositos do tipo maciço (Ashwal, 1993; Tenczer, 2006): constituídos por anortositos, leucogabros, leuconoritos e leucotroctolitos, com volume menos expressivo de material comagmático máfico (Ashwal, 1993). Os últimos são normalmente encontrados em terrenos metamórficos de alto grau, alojados em ambiente continental orogênico ou anorogênico.

O Pré-Cambriano do Brasil é representado por várias faixas orogênicas, sendo que algumas delas ocorrem no Cráton São Francisco. Uma das faixas deste cráton é o orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, que está exposto por mais de 800 km ao longo da região nordeste da Bahia. Este orógeno foi consolidado no Paleoproterozóico e é representado por rochas arqueanas que foram metamorfisadas e injetadas por novos corpos ígneos no Paleoproterozóico (Silva *et al.*, 1997; Delgado *et al.*, 2003; Barbosa e Sabaté, 2004; Oliveira *et al.*, 2004a, 2010).

Vários complexos máfico-ultramáficos são conhecidos no orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, tais como Caraíba (Oliveira & Tarney, 1995), Medrado-Ipueiras (Marques & Filho, 2003), Fazenda Mirabela (Abram, 1994) e São José do Jacuípe (Teixeira, 1997). Todavia, a compreensão sobre a petrogênese e o ambiente de formação desses corpos é dificultada pelo elevado grau metamórfico e a deformação que os afetaram. Mesmo assim, relações de campo, combinadas com estudos de química mineral, geoquímica e geocronologia, têm possibilitado o avanço no conhecimento desses complexos. Por exemplo, Marques & Filho (2003) propuseram

um sistema de câmara magmática aberta para a gênese do complexo gabro-peridotítico de Medrado-Ipueiras, enquanto Oliveira & Tarney (1995) sugeriram diversas injeções de magma norítico e piroxenítico para a gênese do complexo máfico-ultramáfico de Caraíba. No que se refere a Suíte São José do Jacuípe, poucos são os dados que auxiliam nas interpretações petrogenéticas.

A Suíte máfico-ultramáfica São José do Jacuípe é constituída principalmente por uma associação estratiforme de anortosito, leucogabro, gabro e metapiroxenito e ocorre como fragmentos encaixados em gnaisses de alto grau metamórfico. A idade para a cristalização das rochas pertencentes à suíte foi estimada em 2583 ± 8 Ma e o metamorfismo em 2082 ± 17 Ma (Oliveira *et al.*, 2010). Apoiado em dados geoquímicos em rocha total e na associação com rochas metassedimentares pelíticas, Teixeira (1997) interpretou a suíte como um conjunto de rochas formadas durante as primeiras fases marinhas da abertura de rifte, enquanto Melo *et al.* (1991) e Delgado *et al.* (2003) sugeriram que a suíte seja um fragmento de crosta oceânica. Todavia, interpretações geoquímicas restringem-se à subdivisão de suas rochas em termos básicos com alto e baixo MgO, e padrões fracionados de elementos terras raras (Teixeira, 1997).

Neste trabalho são apresentadas novas relações de campo e dados de química mineral e litogeoquímica para a Suíte São José do Jacuípe com o objetivo de aprofundar o conhecimento sobre a petrogênese das suas rochas e, assim, fornecer informações adicionais sobre a evolução geodinâmica do Cráton São Francisco na região norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá.

CONTEXTO GEOLÓGICO

O Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá é uma das unidades geotectônicas que compõem o embasamento do Cráton São Francisco (**Figura 1**). O orógeno compreende uma faixa contínua que se estende por mais de 800 km, desde o sul até o norte da Bahia, cujas rochas foram metamorfasadas em fácies granulito. Segundo Barbosa & Sabaté (2003), o orógeno é formado por

pelo menos quatro grupos de tonalitos/trondhjemitos, sendo três de idade arqueana e um de idade paleoproterozóica. É comumente dividido em dois segmentos: o primeiro setentrional, denominado Salvador-Curaçá, localizado entre os blocos arqueanos Gavião-Mairi, a oeste, e Uauá-Serrinha, a leste (Barbosa & Sabaté, 2004; Oliveira *et al.*, 2004); e o segundo meridional, conhecido como Itabuna-Salvador, que está confinado entre o núcleo arqueano Jequié e o oceano Atlântico. O segmento setentrional possui elevado potencial metalogenético, como mineralizações de cobre em Caraíba; cromo em Medrado, Santa Luz e Campo Formoso; e ouro em Jacobina e Fazenda Brasileiro.

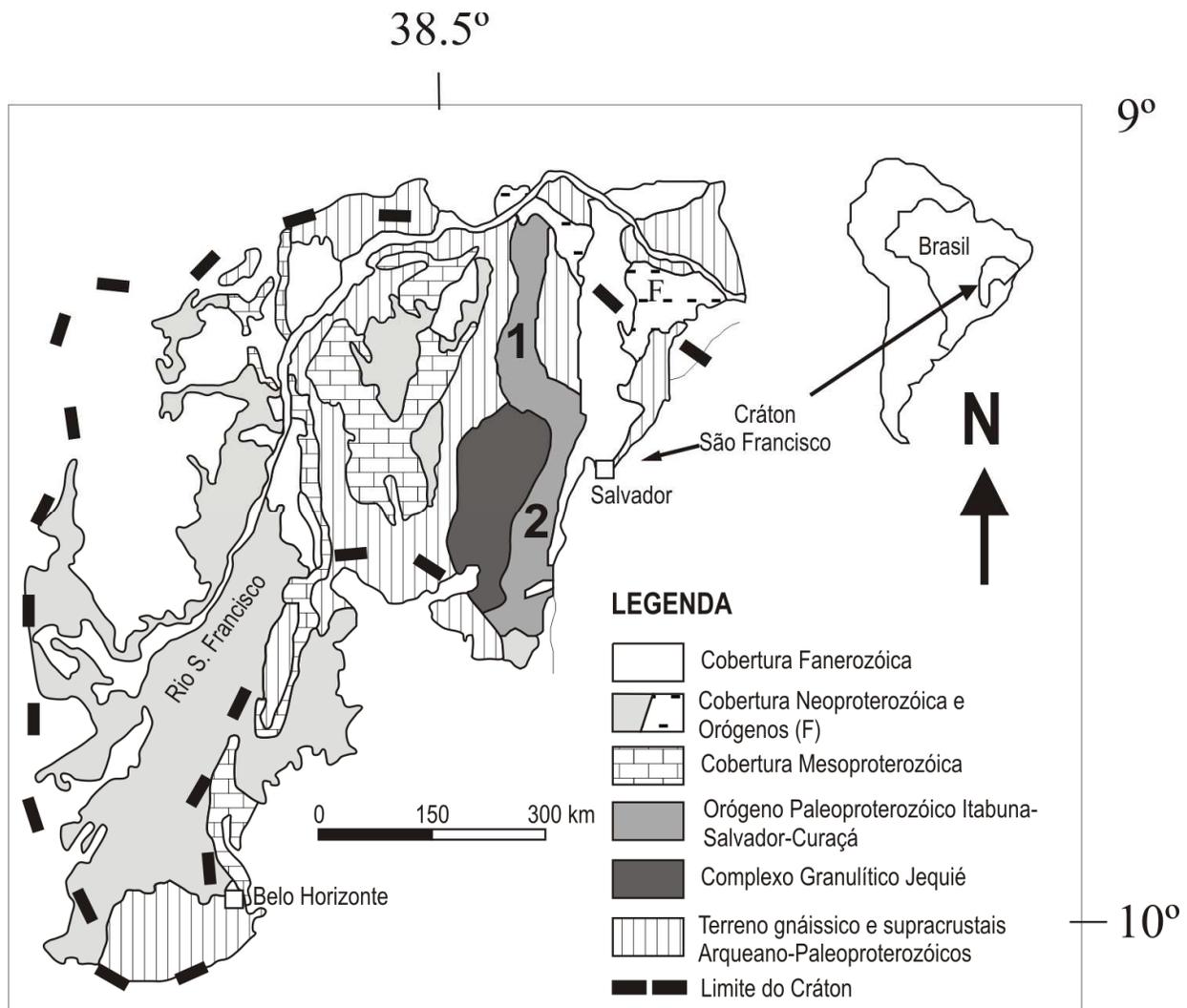


Figura 3 – Localização do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá no Cráton São Francisco e identificação dos segmentos Salvador-Curaçá a norte (1) e Itabuna-Salvador a sul (2), Oliveira *et al.* (2010).

Cinturão Salvador-Curaçá

O Cinturão Salvador-Curaçá (**Figura 2**) é formado pelos complexos Caraíba, Tanque Novo-Ipirá, Suíte São José do Jacuípe e diversas gerações de granitóides (Kosin *et al.*, 2003). Segundo Melo *et al.* (1995), esse cinturão compreende uma zona de cisalhamento dúctil, que foi gerada em regime transpressivo e evoluiu segundo episódios reversos e transcorrentes progressivos. Tais processos ocasionaram uma lenticularização das unidades, que se encontram imbricadas tectonicamente e são controladas por zonas de cisalhamento sinistrais. Estas zonas de cisalhamento delimitam o cinturão, separando-o dos terrenos arqueanos e paleoproterozóicos adjacentes. Elas compõem uma estrutura em flor positiva assimétrica, cujas massas rochosas cavalgaram o Bloco Serrinha, a leste, e o fragmento de Mairi e o Complexo Saúde, a oeste (Melo *et al.*, 1995). Mais ao norte, ainda no contato com o Bloco Serrinha, há uma inversão da vergência do transporte para oeste. A porção noroeste do cinturão foi truncada e deslocada por uma zona de cisalhamento transcorrente dextral, de direção NE-SW, que se une com uma zona de cisalhamento de direção N-S a norte.

Pelo menos dois episódios de deformação dúctil foram reconhecidos no cinturão Salvador-Curaçá, ambos contemporâneos ao metamorfismo paleoproterozóico de alta temperatura (Sabaté, 1996; Leite, 2002). O primeiro episódio (D_1) está relacionado a rampas de cisalhamento com vergência para oeste e o segundo (D_2) evoluiu para um regime tectônico transpressional com transporte tectônico de ESE para WNW (Leite *et al.*, 2009). O metamorfismo de alto grau é atribuído ao espessamento crustal ocorrido na região devido à colisão que envolveu blocos arqueanos em 2.0-2.1 Ga (Ledru *et al.*, 1994; Sabaté, 1996; Barbosa & Sabaté, 2002 e 2004). Leite *et al.* (2009) sugerem que, além do espessamento crustal, a colocação de magmas charnockíticos contribuiu para o metamorfismo de ultraelevada temperatura.

Apesar do metamorfismo em alto grau, Leite *et al.* (2009) reconheceram minerais primários que ocorrem como relíquias. Segundo relações microestruturais, minerais como ortopiroxênio e espinélio, encontrados em granulitos com safirina, se formaram durante a cristalização ígnea e foram preservados durante o metamorfismo.

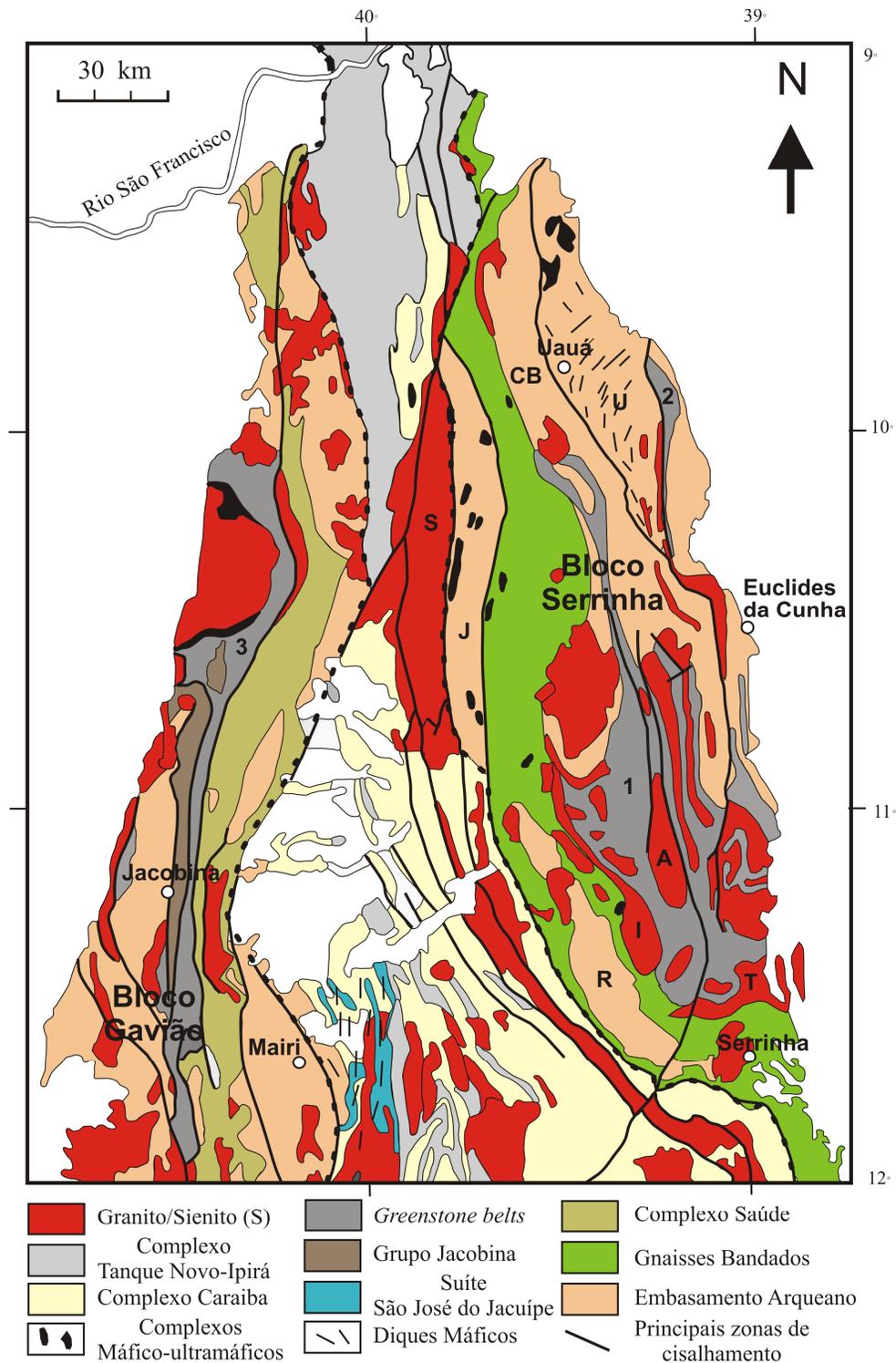


Figura 4 – Segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá com suas principais subdivisões tectônicas: *Greenstone belts*: 1- Rio Itapicuru; 2- Rio Capim; 3-Mundo Novo. Sub-domínios do embasamento no Bloco Serrinha: R-Retirolândia; J- Jacurici; U- Uauá. Corpos graníticos: S- Sienito Itiúba; I- Tonalito Itareru; A-Domo do Ambrósio; T- Tonalito Teofilândia; CB- Faixa Caldeirão. Linha preta pontilhada indica o limite aproximado do núcleo em fácies granulito do orógeno (Oliveira *et al.*, 2010).

Complexo Caraíba

O Complexo Caraíba é uma suíte bimodal, metamorfsada em fácies granulito, que possui o pólo félsico composto por ortognaisses enderbíticos, charnoenderbíticos e raramente charnockíticos; já o pólo máfico é composto por lentes meta-gabro-dioríticas (Kosin *et al.*, 2003). Segundo esses autores, os litotipos do complexo formam lentes imbricadas tectonicamente em rochas da Suíte São José do Jacuípe, Complexo Tanque Novo-Ipirá e granitóides intrusivos.

Datações U-Pb em cristais de zircão de ortognaisses do Complexo Caraíba (Silva *et al.* 1997; Oliveira *et al.* 2010) revelaram núcleos com idades ígneas no intervalo 2695-2574 Ma e bordas de metamorfismo entre 2072 e 2074 Ma. Segundo Oliveira *et al.* (2010) dados de isótopos de Nd e características geoquímicas de elementos traço indicam que os gnaisses do Complexo Caraíba formaram-se em ambiente de arco, provavelmente continental.

Complexo Tanque Novo-Ipirá

O Complexo Tanque Novo-Ipirá foi definido por Kosin *et al.* (1999) para englobar uma seqüência vulcanossedimentar que ocorre de norte a sul do Cinturão Salvador-Curaçá. Neste complexo foram inclusos os grupos Tanque Novo e Ipirá, pois segundo Souza *et al.* (2000) e Kosin *et al.* (2001) ambos são possivelmente crono-correlatos. Por outro lado, Leite (2002) considera que o Complexo Saúde e o Grupo Ipirá são correlacionáveis.

O Complexo Tanque Novo-Ipirá abrange um conjunto de rochas composto por paragnaisses aluminosos, rochas calciossilicáticas, quartzitos, formações ferríferas, xistos grafitosos, metabasitos e metaultrabasitos. Paragnaisses aluminosos com safirina do Complexo Saúde atingiram condições metamórficas de 900–950 °C e 7–8 kbar (Leite *et al.* 2009) e são representativos do metamorfismo de ultra-elevada temperatura no cinturão Salvador-Curaçá.

Sampaio (1992) adotou o termo Complexo Ipirá para designar um agrupamento de rochas supracrustais (гнаisses aluminosos, rochas calciossilicáticas, metacalcários, quartzitos, gnaisses

bandados, formações ferríferas, metavulcanitos félsicos, “metacherts” vulcânicos e xistos grafitosos) com metabasitos e meta-ultrabasitos associados, presentes na região sul do cinturão Salvador-Curaçá. Em função das características litológicas e prováveis ambientes de formação distintos, o complexo foi dividido pelo mesmo autor em cinco unidades: Pintadas, Serra do Camisão, Juazeirinho, Angico e Umbuzeiro.

Na área de estudo, o Complexo Ipirá é representado exclusivamente pela unidade Pintadas. Ela é composta por gnaisses bandados, gnaisses kinzigíticos, formações ferríferas, rochas calciossilicáticas, metacalcários, xistos grafitosos, metabasitos, metavulcanitos félsicos e metacherts vulcânicos, configurando uma sequência supracrustal com características de fundo oceânico (Sampaio, 1992).

Não há dados geocronológicos para o Complexo Tanque Novo-Ipirá. Entretanto, ao estudar as paragêneses metamórficas em paragnaisses deste complexo, Leite (2002) atribuiu a formação de ortopiroxênio ao metamorfismo granulítico e descreveu retrometamorfismo em fácies anfíbolito pela substituição parcial do ortopiroxênio por hornblenda e biotita. Idades obtidas em grãos de monazita indicaram que o metamorfismo em fácies granulito de alta temperatura ocorreu no intervalo 2,08–2,05 Ga (Leite *et al.* 2009). Além disso, como na região da mina de cobre de Caraíba, ao norte do cinturão Salvador-Curaçá, os ortognaisses neoarqueanos do Complexo Caraíba contêm xenólitos de metassupracrustais atribuídas ao Grupo Tanque-Novo, a idade provável desta unidade é arqueana. Em apoio a esta sugestão, idades modelo Nd (T_{DM}) em paragnaisses aluminosos do Grupo Tanque Novo e do Complexo Saúde indicam idades máximas entre 2,6 Ga e 2,7 Ga para a deposição dos protólitos sedimentares (Oliveira *et al.*, 2010).

Suíte São José do Jacuípe

A Suíte máfico-ultramáfica São José do Jacuípe aflora na parte sudoeste do Cinturão Salvador-Curaçá, próximo à cidade São José do Jacuípe e estende-se para sul, entre as cidades de Mairi e Pintadas. Nessa suíte Melo *et al.* (1991) agruparam leucogabros, gabronoritos e ultramafititos. Essas rochas ocorrem de modo descontínuo, normalmente em blocos arredondados e alterados, o que levou Melo (1991), Loureiro (1991) e Sampaio (1992) a delimitarem a área de ocorrência da suíte pela presença de solos vermelhos e argilosos e pelos blocos. Segundo estes autores, as lentes máfico-ultramáficas ocorrem imbricadas tectonicamente nos complexos Caraíba e na unidade Pintadas do Complexo Ipirá, e como xenólitos no gnaissé do tipo Cais, comentado adiante. Segundo Kosin *et al.* (2003), a porção mais a leste da suíte é composta por biotita ou hornblenda norito, gabronorito com níveis cumuláticos e leucogabro. Mais a oeste, ferrogabros, peridotitos e piroxenitos prevalecem, sugerindo um zoneamento ultramáfico-máfico de oeste para leste.

As rochas da suíte foram metamorfisadas em condições de fácies granulito, à semelhança do que é descrito para os gnaisses regionais dos complexos Caraíba e Tanque-Novo-Ipirá (Leite *et al.*, 2009).

Ao discutir a geoquímica de gabronoritos da suíte, Teixeira (1997) concluiu que a suíte possui afinidade tholeiítica magnésiana, é pobre em TiO_2 e enriquecida em elementos terras raras leve. O mesmo autor interpreta a suíte como gerada por fusão parcial de manto profundo, com taxas muito baixas de contaminação crustal. Com relação às rochas ultramáficas, suas características geoquímicas são de rochas máficas de alto MgO, porém com um acentuado caráter cumulático, o que dificulta correlações geoquímicas com as rochas máficas (Teixeira, 1997).

Em termos tectônicos, as rochas da suíte foram interpretadas como fragmentos de crosta oceânica (Melo *et al.*, 1991; Loureiro, 1991; Sampaio, 1992; Delgado *et al.*, 2003) devido à associação entre seus litotipos e metassupracrustais da unidade Pintadas do Complexo Ipirá, sua assinatura tholeiítica e a distribuição espacial - porção mais basal ultramáfica do fragmento de

crosta oceânica localizado a oeste da área e a mais máfica a leste. Já Teixeira (1997) considerou as rochas da suíte como pertencentes às primeiras fases marinhas da abertura de um rifte.

Alguns dados geocronológicos foram obtidos para a Suíte São José do Jacuípe. Silva *et al.* (1997) dataram em 2634 ± 19 Ma (SHRIMP em zircão) o protólito ígneo de um granulito enderbítico do Complexo Caraíba que contém restos de gabronoritos atribuídos à Suíte São José do Jacuípe, e deste modo consideraram a suíte mais antiga do que a referida idade. Todavia, em um leucogabro da suíte, Oliveira *et al.* (2003 e 2010) encontraram idade de 2583 ± 8 Ma (SHRIMP) para a cristalização ígnea e 2082 ± 17 Ma para o metamorfismo de grau elevado. Em conjunto, essas informações permitem aventar a possibilidade de ocorrência de um evento de longa duração para o magmatismo, ou vários eventos genética e temporalmente não relacionados.

Corpos Granitóides

Distribuem-se ao longo de toda a área de estudo e foram classificados por suas características geoquímicas e de acordo com o alojamento em relação às fases deformacionais no cinturão Salvador-Curaçá (Melo *et al.* 1991; Loureiro, 1991; Sampaio, 1992). Dessa forma, foram caracterizados como granitóides sin-tangenciais (Cais), tardi-tangenciais (Riacho da Onça e Caraconha), sin-transcorrentes (Conceição, Gado Bravo e Capela do Alto Alegre) e tardi- a pós-transcorrentes (Gavião, Gregório, Bravo). Dentre esses granitos, apenas o quartzo-monzonito sin-transcorrente Capela do Alto Alegre e o granito pós-transcorrente Bravo foram datados, o primeiro em 2078 ± 6 Ma (Oliveira *et al.*, 2010) e o segundo em 2060 ± 6 Ma (Barbosa *et al.*, 2008).

Para o presente estudo o corpo granítico metamorfisado de maior importância é o gnaisse do tipo Cais. Esse corpo aflora na porção sudoeste da área, onde está em contato com rochas do Complexo Caraíba e da Suíte São José do Jacuípe. Seu caráter intrusivo é evidenciado por xenólitos da Suíte São José do Jacuípe e por truncar a foliação S_0/S_1 dos meta-gabronoritos da suíte. Segundo Sampaio (1992), o gnaisse Cais apresenta uma composição quartzo-monzonítica a monzogranítica e foi metamorfisado em fácies granulito, evidenciado pela presença de

mesopertita e pseudomorfos de ortopiroxênio. Os mesmos autores acreditam que ele tenha se formado por fusão de material crustal ígneo do Complexo Caraíba, com contribuição de material sedimentar do Complexo Ipirá. Até o momento não há dados geocronológicos para o gnaisse Cais.

Diques Máficos

Diques máficos são comuns no Cinturão Salvador-Curaçá, porém é na região sudoeste do cinturão, entre São José do Jacuípe e Pintadas, que eles são mais abundantes e constituem um enxame de diques. Esses diques foram agrupados no enxame de diques Aroeira por Gava *et al.* (1983) e Oliveira & Montes (1984).

Os diques são intrusivos nos ortognaisses do Complexo Caraíba, nas rochas metassupracrustais do Complexo Tanque Novo-Ipirá, naquelas da Suíte São José do Jacuípe e no gnaisse Cais; não foram observados nos granitos mais tardios, tardi- a pós-transcorrência. Eles têm orientação predominantemente N-S, alguns decímetros a vários metros de espessura e vários quilômetros de extensão. Por suas texturas granoblásticas, os diques devem ter sido metamorfisados em fácies granulito.

GEOLOGIA DA SUÍTE SÃO JOSÉ DO JACUÍPE

A suíte é composta por meta-anortositos, meta-leucogabros, meta-gabronoritos e, subordinadamente, ultramafitos e rocha máfica fina similar a metabasalto. Relações de campo diretas entre os meta-leucogabros/meta-anortositos e os termos mais máficos da suíte não foram observadas. Todo o conjunto foi metamorfisado em grau elevado. Não obstante, o acamamento ígneo foi preservado em diferentes escalas, bem como estruturas magmáticas, como gradação rítmica, camadas cíclicas e textura cumulática. O acamamento cíclico é composto por diferentes proporções de plagioclásio e minerais máficos (clinopiroxênio, ortopiroxênio e hornblenda), distribuídos de forma gradual.

Meta-leucogabros e meta-anortositos são os tipos dominantes e aparentemente estão confinados à porção leste da área de exposição da suíte, formando um alinhamento aproximadamente N-S. Os meta-leucogabros passam para meta-anortositos com o aumento na quantidade de plagioclásio e ambos formam corpos descontínuos e bandados. Os meta-leucogabros apresentam textura cumulática, com grandes cristais de hornblenda intersticiais aos grãos de plagioclásio (**Figura 3a**). Ocasionalmente a hornblenda está estirada devido à deformação, mas ainda apresenta um núcleo composto de relíquia de piroxênio. Os cristais de plagioclásio são milimétricos a centimétricos, porém não ultrapassam 5 centímetros. Bandas mais ricas em minerais máficos são freqüentes (**Figura 3b**), e foram designadas como piroxenitos apesar da maior parte dos minerais já ter sido substituída por hornblenda, restando apenas núcleos de relíquias de piroxênio. Em alguns locais, bandas máficas de granulação muito fina (**Figura 3c**) ocorrem associadas aos meta-leucogabros. Tais bandas podem corresponder à rochas basálticas metamorfisadas.

Os meta-leucogabros foram fragmentados durante o alojamento dos corpos graníticos, em especial do gnaiss tipo Cais, e em conseqüência ocorrem principalmente como xenólitos e *boudins* de dimensões variadas dentro desse granitóide (**Figura 3d**). A intrusão dos corpos graníticos perturbou a estratigrafia original da suíte de tal maneira que é impossível determinar relações estratigráficas claras entre as suas rochas. No entanto, o acamamento ígneo foi

parcialmente preservado, como mostrado por bandas máficas (meta-gabronoríticas a meta-piroxeníticas) sobrepostas por bandas leucogabróicas e estas por bandas anortosíticas (**Figura 3e**). Isto é mais fácil de observar onde os xenólitos têm dimensões maiores (**Figura 3f**). Se o acamamento foi desenvolvido por acúmulo dos cristais por densidade, as bandas máficas representariam a base e as leucocráticas o topo da estratigrafia ígnea relativa. No entanto, é impossível confiar nessa estratigrafia já que a suíte, juntamente com as rochas encaixantes, foi submetida à intensa deformação que provavelmente girou, cisalhou (**Figura 4a**) e dobrou (**Figura 4b**) esses xenólitos. Esta hipótese pode ser confirmada pela orientação da lineação mineral primária, a qual não obedece à uma única direção nos xenólitos (**Figura 4c**), demonstrando que os mesmos foram rotacionados. Esses xenólitos são claramente mais resistentes à deformação, o que pode ser constatado pela preservação de suas feições primárias e pela inexistência de uma foliação penetrativa, como observado nas rochas encaixantes de origem granítica.

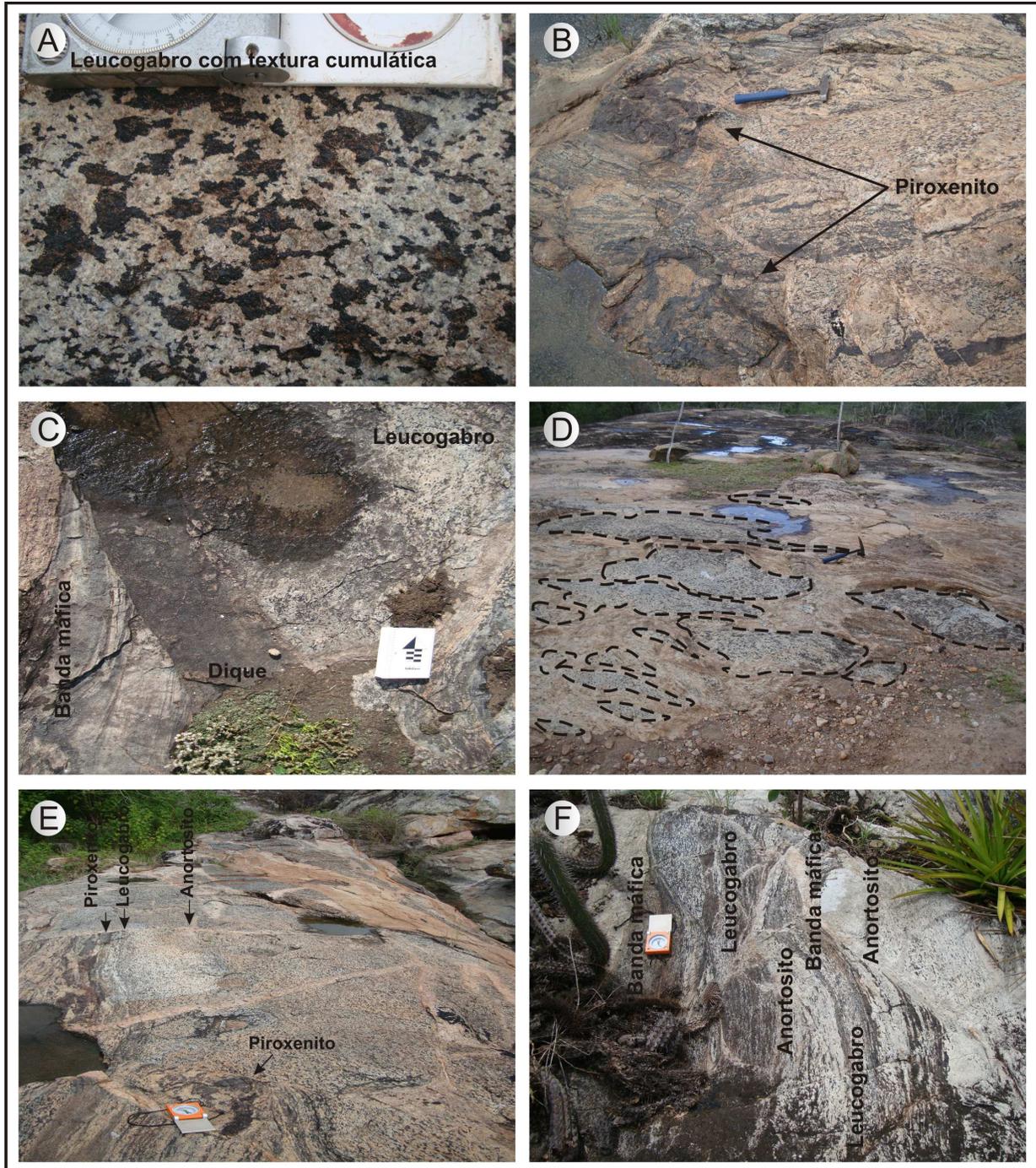


Figura 5 – Relações de campo da Suíte São José do Jacuípe. **a.** Xenólito de meta-leucogabro com textura cumulática – bússola aberta como escala. **b.** Bandas extremamente ricas em minerais máficos (piroxenitos), compondo o bandamento dos xenólitos. **c.** Bandas máficas de material mais basáltico que por vezes ocorrem associadas aos xenólitos de meta-leucogabro e dique máfico que corta todos os litotipos. **d.** Modo de ocorrência das rochas leucogabroicas e anortosíticas como xenólitos, de diferentes dimensões e formatos, no gnaiss Cais. Muitas vezes esses xenólitos se encontram *boudinados*, evidenciando a deformação pela qual esses corpos passaram (os xenólitos estão destacados). **e.** Bandamento magmático nos xenólitos: bandas mais máficas (no caso piroxeníticas), intercaladas com bandas leucogabroicas e com bandas anortosíticas. **f.** Xenólito de dimensão maior, onde o bandamento se repete: bandamento original, mais máficos na base e anortosíticos no topo?

Os termos mais máficos da suíte são representados por meta-gabronoritos bandados e meta-piroxenitos. Essas rochas ocorrem mais a oeste na área de exposição da suíte e também obedecem a um alinhamento aproximadamente N-S. Os afloramentos dessas rochas são mais escassos e intemperizados, o que dificulta estabelecer boas relações de campo. Os meta-gabronoritos ocorrem como xenólitos nos ortognaisses charnockíticos do Complexo Caraíba e tanto os xenólitos quanto os gnaisses foram afetados por deformação, comprovado por ambos estarem dobrados no mesmo padrão (**Figura 4d**). Esse conjunto de rochas foi posteriormente cisalhado e cortado por veios pegmatíticos (**Figura 4e**). Dentro dos meta-gabronoritos existem segregações compostas de quartzo, feldspato e piroxênio que podem tanto representar uma segregação primária das rochas da própria suíte, como uma injeção do gnaisse Caraíba no meta-gabronorito, não estando ainda claras as relações entre os mesmos. Blocos exclusivamente piroxeníticos foram encontrados em uma zona de falha, encaixados em rochas miloníticas (**Figura 4f**). Próximo a este local ocorrem meta-gabronoritos foliados na mesma direção que as rochas miloníticas, porém não foi possível estabelecer relações claras entre as mesmas.

Todas as rochas da Suíte São José do Jacuípe foram cortadas por diques máficos (**Figura 3c**), atribuídos ao enxame de diques Aroeira (Gava *et al.*, 1983; Oliveira & Montes, 1984). Os diques são porfiríticos ou não e estão orientados na direção N-S. Durante os trabalhos de campo constatou-se que a maior parte das rochas meta-gabronoríticas ocorre como diques e não deve pertencer à suíte, mas sim ao enxame de diques máficos Aroeira.

Em síntese, as rochas da Suíte São José do Jacuípe preservaram localmente a estratigrafia ígnea, textura cumulática, acamamento e gradação, a despeito da deformação e do metamorfismo a que foram submetidas. Igualmente, xenólitos leucogabrobróicos no gnaisse Cais comportaram-se como corpos mais competentes apesar de parte do acamamento magmático ter sido obliterado pela deformação. As rochas da suíte não contêm xenólitos dos complexos Caraíba e Tanque Novo-Ipirá. Este fato pode sustentar a hipótese de que a suíte foi imbricada tectonicamente nos gnaisses regionais, e seu alojamento não foi em crosta continental.

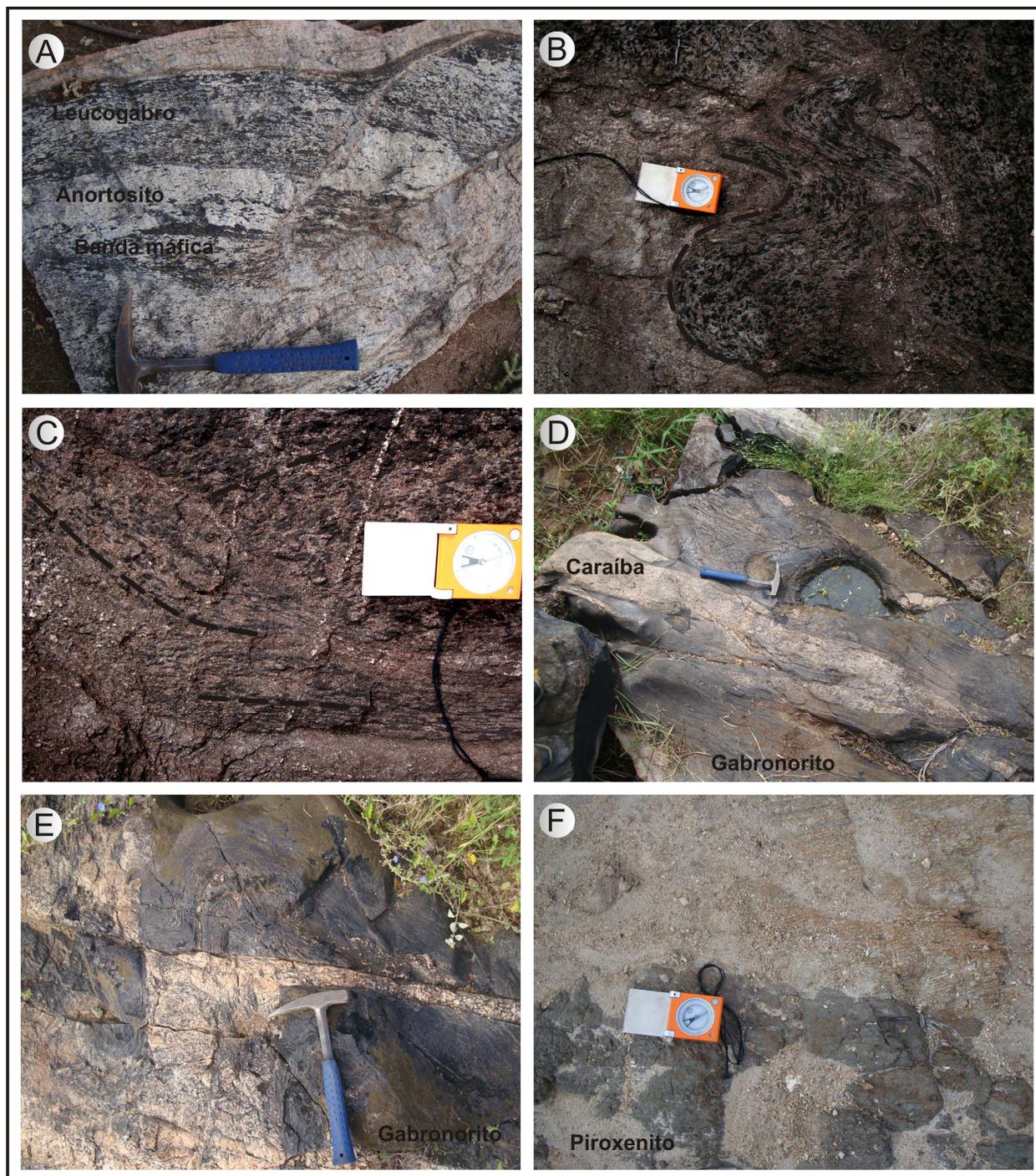


Figura 6 - Relações de campo da Suíte São José do Jacuípe (*cont.*). Detalhe do xenólito bandado que foi afetado pela deformação regional e está **a.** cisalhado e **b.** dobrado. **c.** Detalhe dos xenólitos mostrando foliação que não obedece a uma única direção. **d.** Meta-gabronorito da Suíte São José do Jacuípe e granulito charnockítico do Complexo Caraíba dobrados. **e.** Meta-gabronorito dobrado e cortado por veio pegmatítico posterior à fase de dobramento. **f.** Meta-piroxenito encaixado em rocha milonítica.

AMOSTRAGEM E MÉTODOS ANALÍTICOS

Para que a petrogênese da Suíte São José do Jacuípe pudesse ser melhor compreendida, foram coletadas amostras dos diversos litotipos e feitas novas análises químicas em minerais e rocha total.

As amostras foram coletadas em afloramentos menos alterados, com peso variando dentre 1 e 2 kg. Foi estabelecida uma sistemática de coleta em perfis de orientação E-W e N-S devido à grande extensão da área de ocorrência da suíte e para verificar possíveis variações composicionais. As coordenadas geográficas das amostras, obtidas por sistema de GPS (*Geographical Positioning System*), encontram-se nas **Tabelas 2 e 3**.

Foram feitas lâminas delgadas polidas, no laboratório de microscopia do IG/Unicamp, para análises microscópicas e descrições petrográficas. Como a determinação da composição química de minerais é uma rotina em rochas cumuláticas, como as da Suíte São José do Jacuípe, algumas lâminas da suíte foram analisadas por microsonda eletrônica no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP). Para isto foi utilizada uma microsonda eletrônica JEOL Superprobe, modelo JXA-8600. As condições operacionais do equipamento foram: diâmetro do feixe de 1-2 μm , corrente de 15 nA e tensão de aceleração de 15 kV.

Análises químicas em rocha total foram feitas para elementos maiores e traço utilizando o espectrômetro de fluorescência de raio-X PW2404, Philips, do Laboratório de Geoquímica do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP). As amostras foram reduzidas em britador de mandíbulas e cominuídas em moinho planetário de ágata. A partir do material pulverizado, foram feitas pastilhas prensadas para a análise dos elementos traço e discos de vidro para elementos maiores, estes obtidos por fusão com uma mistura de metaborato/tetraborato de lítio. A qualidade dos dados foi controlada com a análise simultânea de materiais de referência internacionais (Govindaraju, 1994 e Cotta & Enzweiler, 2008). Os erros relativos foram de 0,4-1,5% para os elementos maiores e de 1,5-10% para os elementos traço.

Análises químicas adicionais para os elementos do grupo terras raras e outros elementos foram realizadas por ICP-MS no Laboratório de Geoquímica da UNICAMP, após a dissolução total das amostras. As amostras foram dissolvidas em bombas de teflon, em uma solução de HF-HNO₃, a uma temperatura de 180 °C, por 4 dias. O resíduo sólido restante foi dissolvido por sucessivos ataques de soluções de HNO₃ e HCl. As medições foram realizadas em ICP-MS Xseries^{II} (Thermo) equipado com CCT (Collision Cell Technology) para atenuação de interferentes. A calibração do instrumento foi efetuada com soluções multi-elementares diluídas gravimetricamente a partir de soluções-padrão de 10 mg/L (High Purity Standards). O controle de qualidade também foi efetuado pela análise de materiais de referência internacionais (Govindaraju, 1994 e Cotta & Enzweiler, 2008), preparado e analisado conforme as amostras. Os resultados foram melhores que 10% dos valores recomendados para os materiais de referência internacionais BRP-1, RGM-1 and GSP-2.

RESULTADOS

Petrografia

De acordo com a presença de uma ou mais variedades de piroxênio e com a quantidade de plagioclásio presente, as rochas foram classificadas em cinco grupos: meta-anortosito, meta-leucogabro, meta-leuconorito, meta-gabro e meta-gabronorito.

Todos os litotipos contêm plagioclásio e minerais opacos. Os meta-anortositos hospedam pequena quantidade de clinopiroxênio (salita a augita). Quantidades variáveis de piroxênios coexistem com o plagioclásio nos meta-gabros, meta-gabronoritos, meta-leucogabros e meta-leuconoritos. Hornblenda também ocorre em abundância em todos os litotipos, algumas vezes acompanhada por epidoto.

Minerais magmáticos, tais como plagioclásio e clinopiroxênio, foram preservados do metamorfismo, porém a forma poligonal dos grãos de plagioclásio (**Figura 5a**) sugere recristalização subsólidos. Relíquia de textura cumulática ainda pode ser observada na maior parte das rochas (**Figura 5a**). Todavia, algumas delas aparentemente estão em equilíbrio, enquanto outras sugerem reação magmática ou metamórfica, como auréola de hornblenda ao redor de piroxênio.

As rochas se encontram metamorfisadas na fácies granulito, apresentando a paragênese de baixa pressão ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio \pm hornblenda \pm biotita \pm quartzo. A presença de hornblenda e de epidoto em algumas amostras indica retrometamorfismo para fácies anfíbolito.

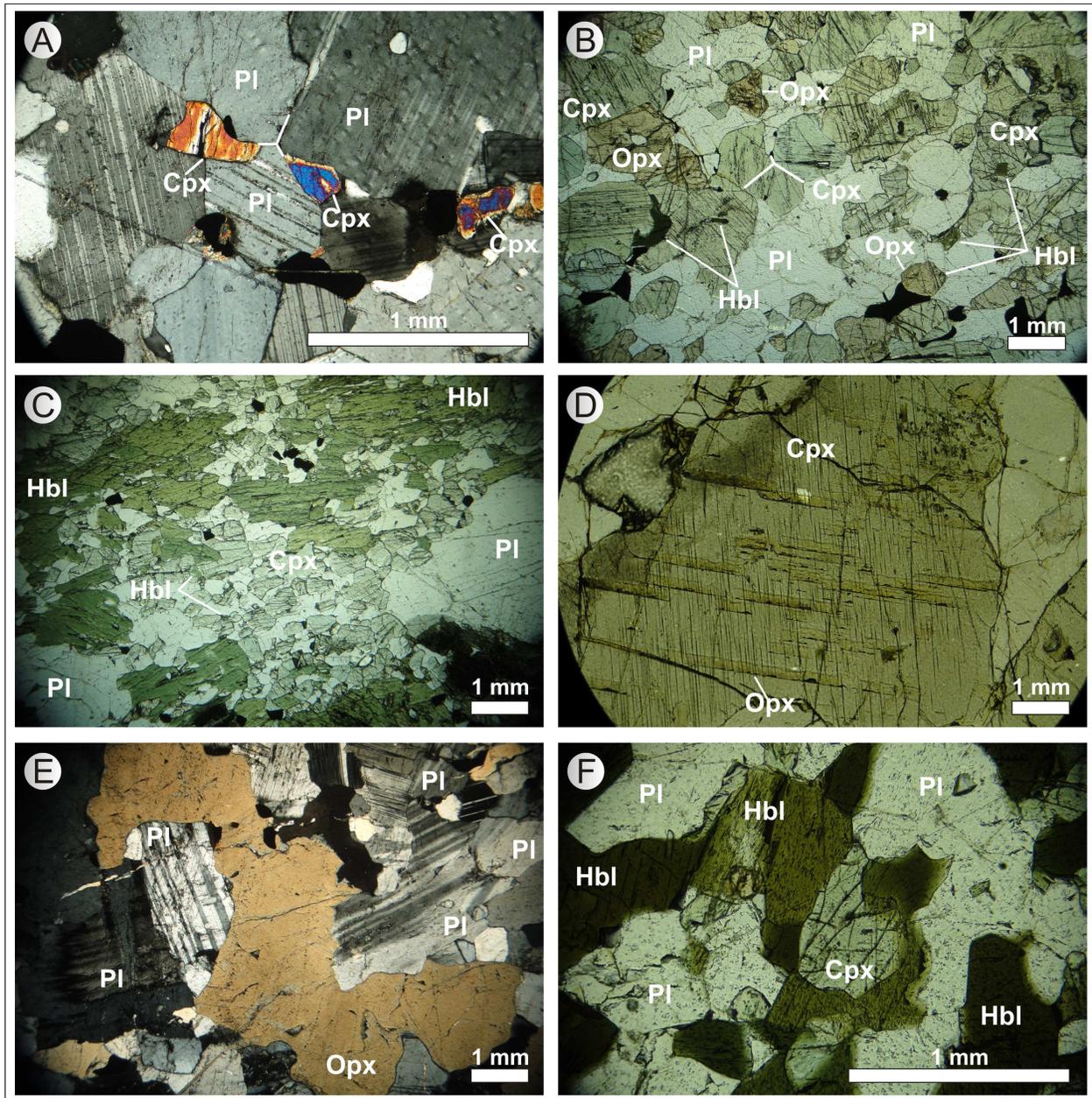


Figura 7 – Fotomicrografias ilustrando as características petrográficas das rochas da Suíte São José do Jacuípe. **a.** Anortosito com clinopiroxênio (Cpx) magmático, ocupando os espaços entre os cristais de plagioclásio (Pl) e possível textura de recrystalização. **b.** Textura granoblástica poligonal com ortopiroxênio (Opx) e clinopiroxênio (Cpx) sendo substituídos por hornblenda (Hbl). **c.** Aspecto geral das rochas meta-gabronórficas e meta-leucogabroicas, com orientação dos cristais de hornblenda (Hbl). **d.** Porfiroblasto de clinopiroxênio com exsolução de ortopiroxênio (Opx). **e.** Porfiroblasto de ortopiroxênio. **f.** Bordas de hornblenda ao redor de relíquias de clinopiroxênio.

Meta-anortositos

Os meta-anortositos apresentam granulação grossa e relíquia de textura mesocumulática (**Figura 5a**) composta por cristais de plagioclásio ($An_{31,2-33,1}$ – PATM-7A) subédricos ou poligonais. O plagioclásio não apresenta variações significativas no teor de anortita do centro para a borda dos grãos, indicando homogeneização magmática ou metamórfica. Em geral, os grãos de plagioclásio de cumulus apresentam-se parcialmente saussuritizados. Recristalização metamórfica do plagioclásio é comum, tipicamente caracterizada por lamelas de deformação e por sub-grãos poligonais. Relíquias de piroxênio e hornblenda ocorrem frequentemente nos interstícios dos grãos de plagioclásio, como uma fase intercumulática; o formato triangular típico dos grãos de piroxênio intercumuláticos foi preservado (**Figura 5a**).

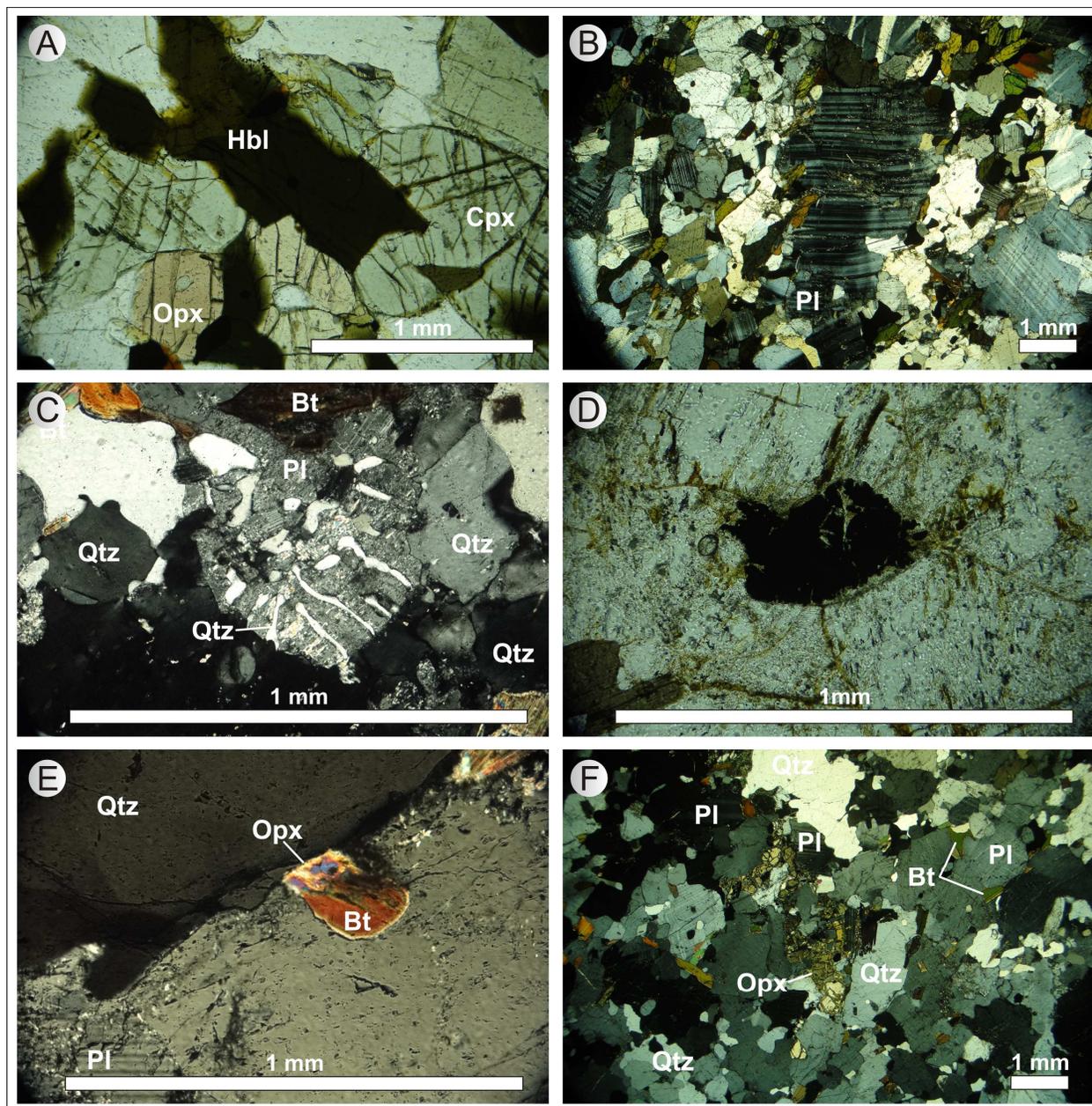


Figura 8 - Fotomicrografias ilustrando as características petrográficas das rochas da Suíte São José do Jacuípe. **a.** Cristais de clino (Cpx) e ortopiroxênio (Opx) parcialmente substituídos por hornblenda (Hbl). **b.** Plagioclásio com feições de deformação como lamelas de geminação flexionadas. **c.** Textura mimerquítica no gnaissse do tipo Cais. **d.** Pseudomorfo de ortopiroxênio substituído por mineral opaco no gnaissse do tipo Cais. **e.** Pseudomorfo de ortopiroxênio substituído por biotita no gnaissse do tipo Cais. **f.** Ortogneissse do Complexo Carafba com plagioclásio (Pl), quartzo (Qtz), biotita (Bt) e ortopiroxênio (Opx) como constituintes principais.

Meta-leucogabros a meta-gabronoritos

As rochas gabróicas em geral apresentam granulação grossa, textura granoblástica poligonal (**Figura 5b**) e localmente blasto-glomeroporfirítica (com agregados de cristais de hornblenda) a nematoblástica (hornblenda orientada - **Figura 5c**). Por vezes apresentam porfiroblastos de clinopiroxênio com lamelas de exsolução de ortopiroxênio (**Figura 5d**), ortopiroxênio (**Figura 5e**) e plagioclásio. Como zircões em meta-leucogabro da suíte apresentam borda de recristalização metamórfica e a idade do metamorfismo (2082 Ma; Oliveira *et al.*, 2010) corresponde àquela do metamorfismo regional granulítico, é provável que as exsoluções descritas acima para os piroxênios tenham se formado durante o metamorfismo de alto grau. Exsoluções em piroxênios são comuns em fácies granulito (e.g. Choudhuri *et al.*, 1997; Barker, 1998; Liu *et al.*, 2003).

Em geral os piroxênios são encontrados como inclusões na hornblenda (**Figura 5f**) ou parcialmente substituídos por esse mineral (**Figura 6a**). Dentre os piroxênios, o ortopiroxênio (hiperstênio - $\text{En}_{51-61}\text{Fs}_{47-48}\text{Wo}_{01-1,9}$) é menos abundante que o clinopiroxênio (salita a augita – $\text{En}_{33-56}\text{Fs}_{14-23}\text{Wo}_{41-46}$). Em muitas amostras, o clinopiroxênio forma grandes cristais em equilíbrio com plagioclásio e ortopiroxênio.

Os grãos de plagioclásio são subédricos e apresentam feições de recristalização - como ângulo de 120° nos contatos entre grãos – e de deformação como lamelas de geminação flexionadas (**Figura 6b**). A sua composição varia da seguinte maneira: nos meta-gabronoritos, o plagioclásio tem composição entre andesina ($\text{An}_{43,28-49,69}$ - amostra PATM-01) e labradorita ($\text{An}_{57,68-64,74}$ - amostra PATM-02), enquanto nos meta-gabros a composição é predominantemente de andesina ($\text{An}_{36,1-39,73}$ - PATM-11), nos meta-leucogabros é labradorita ($\text{An}_{66,79-70,88}$ – PATM-41) e nos leuconoritos andesina ($\text{An}_{38,06-41,65}$ – PATM-04). Semelhante aos meta-anortositos, os grãos de plagioclásio dos meta-leucogabros e meta-gabronoritos não apresentam zonamento químico do centro para as bordas (**Tabela 1**), nem mesmo quando estão em contato com minerais máficos. A variação na composição do plagioclásio só é notada entre os diversos litotipos.

A trama granoblástica e a paragênese ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda e plagioclásio permitem caracterizar essas rochas como metamorfiadas em fácies granulito. A

mineralogia presente no complexo é de origem metamórfica, no entanto podem ser identificados minerais ou texturas ígneas remanescentes. Dessa forma, a possibilidade de que principalmente o plagioclásio e o clinopiroxênio sejam remanescentes de mineralogia ígnea não pode ser descartada.

Rochas hospedeiras

O gnaïsse do tipo Cais contém xenólitos de meta-anortositos e meta-leucogabros da Suíte São José do Jacuípe e foi deformado posteriormente. Ele é composto por quartzo e plagioclásio e apresenta biotita, apatita, rutilo e zircão como minerais acessórios. Os grãos de quartzo apresentam extinção ondulante, feições de recristalização e localmente textura mirmequítica (**Figura 6c**). Feldspatos peritéticos também são comuns, bem como pseudomorfos de ortopiroxênio (freqüentemente com relíquias de piroxênio) substituídos por minerais opacos (**Figura 6d**) ou por biotita (**Figura 6e**).

O ortognaïsse do Complexo Caraíba, que está em contato direto com os meta-gabronoritos da suíte, é formado por quartzo, plagioclásio e ortopiroxênio (**Figura 6f**), com quantidades subordinadas de biotita, epidoto, apatita, minerais opacos e microclínio. Quartzo também aparece com feições de deformação, como extinção ondulante e recristalização; biotita delinea uma foliação incipiente.

Tanto as rochas do Complexo Caraíba quanto o gnaïsse Cais encontram-se metamorfisados em fácies granulito, o que é evidenciado pela presença de ortopiroxênio na mineralogia dessas rochas. No caso do gnaïsse Cais, pseudomorfos de ortopiroxênio parcial ou totalmente substituídos por biotita e minerais opacos são evidências de retrometarmorfismo.

Química Mineral

A composição química dos minerais de rochas cumuláticas pode fornecer informações relevantes para a evolução do magma progenitor e para auxiliar na interpretação do ambiente tectônico. Na **Tabela 1** são apresentadas análises representativas de piroxênios e plagioclásio da suíte.

O plagioclásio varia de andesina a bytownita (An_{30-70} - **Figura 7**), sem apresentar mudança expressiva entre o teor de anortita nos núcleos e nas bordas, mesmo quando em contato com outros minerais, como ortopiroxênio e clinopiroxênio. Não foi observada variação gradativa no teor de anortita entre os litotipos; essa variação é apenas observada de forma aleatória entre as amostras analisadas.

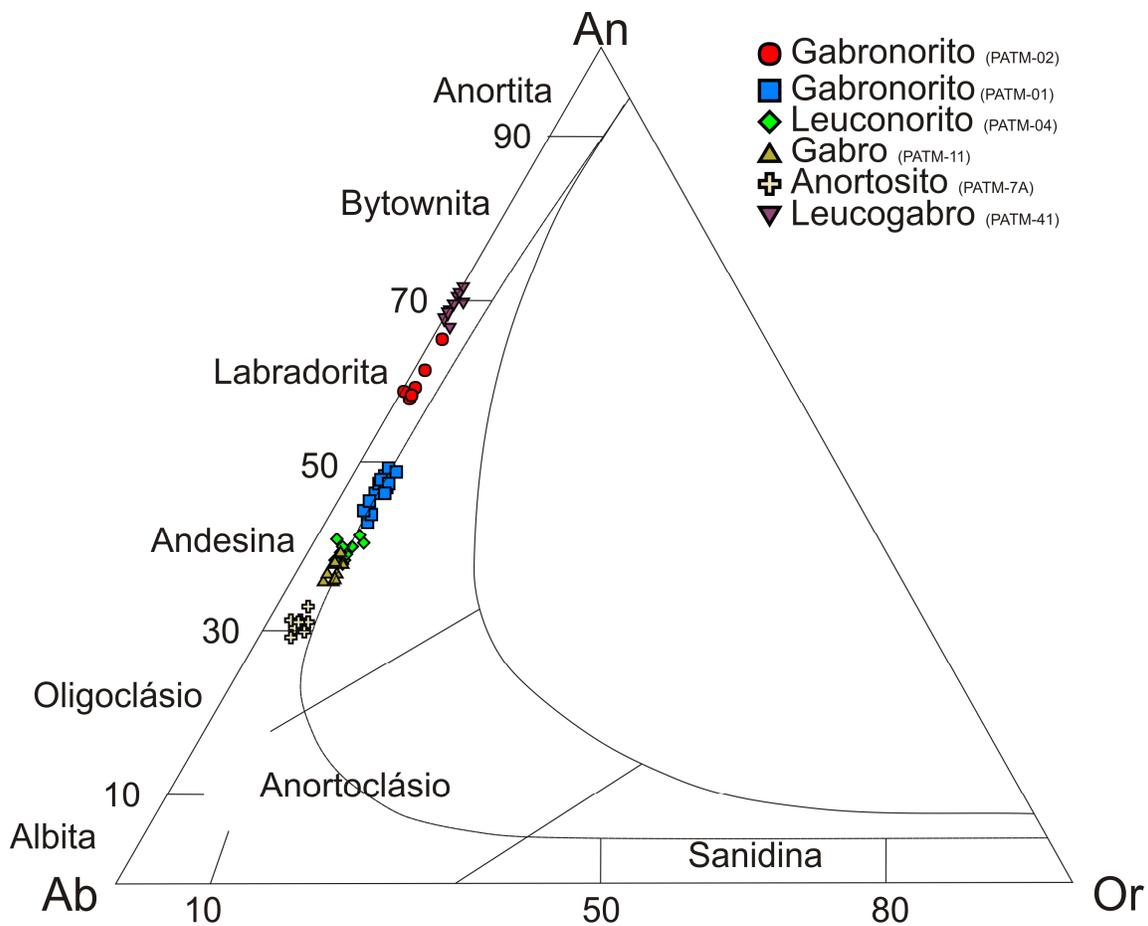


Figura 9 - Diagrama de classificação dos plagioclásios Deer *et al.* (1992), com as análises de química mineral para as amostras.

O ortopiroxênio é predominantemente hiperstênio (En_{50-62}) e incorporou de 1 a 1,9% em peso da molécula wollastonita. A quantidade de Al_2O_3 pode chegar a 3,34% em peso, sendo a quantidade dos outros elementos pouco abundante. São classificados como hiperstênio, de acordo com o diagrama da **Figura 8**.

O clinopiroxênio varia de salita a augita ($En_{32-39}Fs_{15-33}Wo_{29-47}$ **Figura 8**) e possui até 3,47% em peso de Al_2O_3 . Os valores máximos de Na_2O e TiO_2 são respectivamente 0,77% e 0,43% em peso.

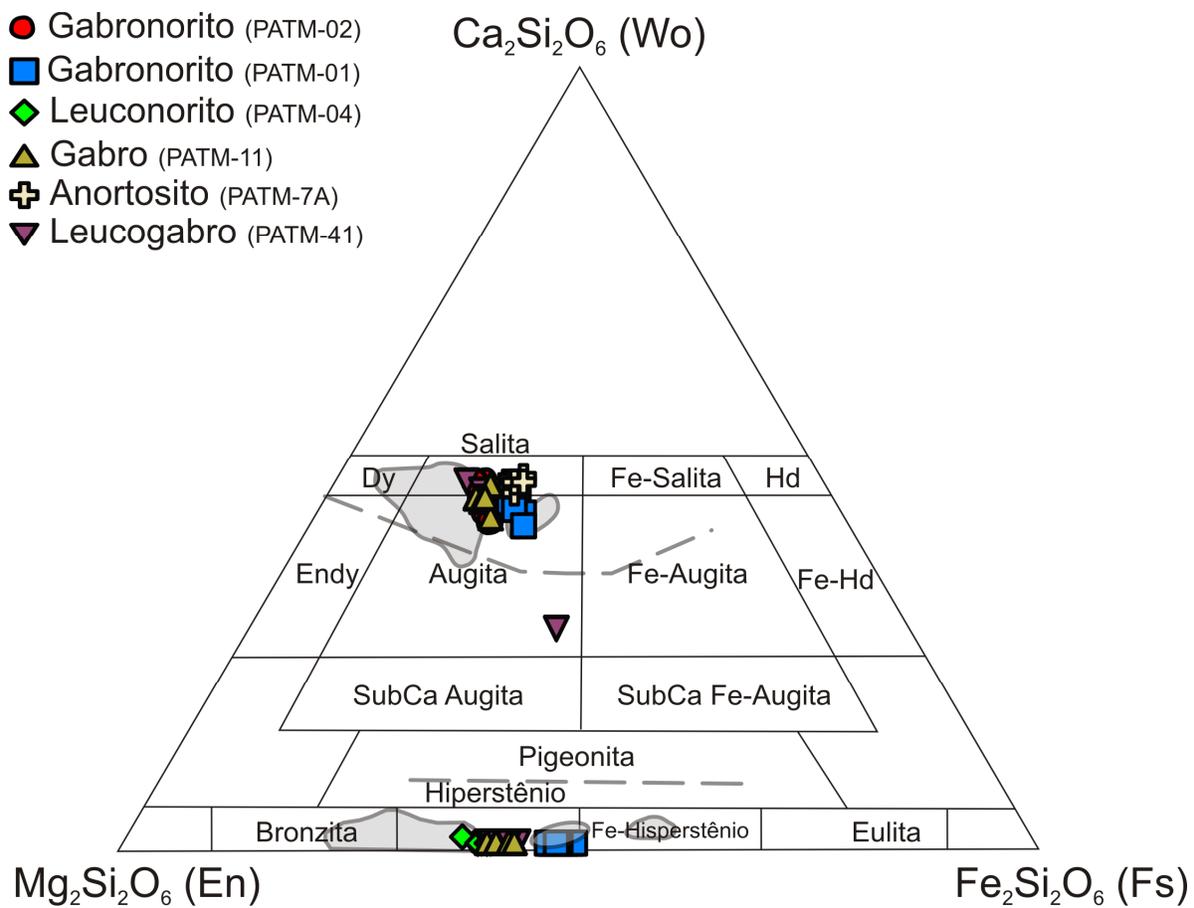


Figura 10 - Diagrama de classificação dos piroxênios (Deer *et al.*, 1966), com as análises de química mineral das amostras. Os campos em cinza são de rochas gabróicas de arco de ilha e os pontilhados do complexo estratificado de Skaergaard, ambos estabelecidos por Burns (1985).

Não há variações expressivas nas quantidades de Mg e de Ca no ortopiroxênio e no clinopiroxênio, entre a borda e o centro dos mesmos.

Os valores de $K_D [= (FeO_t/MgO)_{opx}/(FeO_t/MgO)_{cpx}]$ para 19 pares de piroxênio que coexistem nos meta-anortositos, meta-leucogabros, meta-leuconoritos, meta-gabros e meta-gabronoritos estão entre 1,3-1,8, indicando que todos atingiram equilíbrio químico na mesma temperatura (Leelanandam, 1997). Apesar das amostras apresentarem relíquias de textura cumulática, os valores de K_D encontrados são característicos de metamorfismo em fácies granulito.

O plote da fração molar de Si (X_{Si}) nos piroxênios (**Figura 9** - Fleet, 1974), indica que os mesmos plotam muito próximos à tendência metamórfica ou mesmo fora do diagrama (como é o caso das demais amostras que não foram apresentadas na **Figura 9**). Isso pode ser um indicativo de que o reequilíbrio metamórfico e a recristalização do piroxênio podem ter alterado a razão Al:Si e que os piroxênios são de origem exclusivamente metamórfica ou, no caso das relíquias, não preservaram as características ígneas.

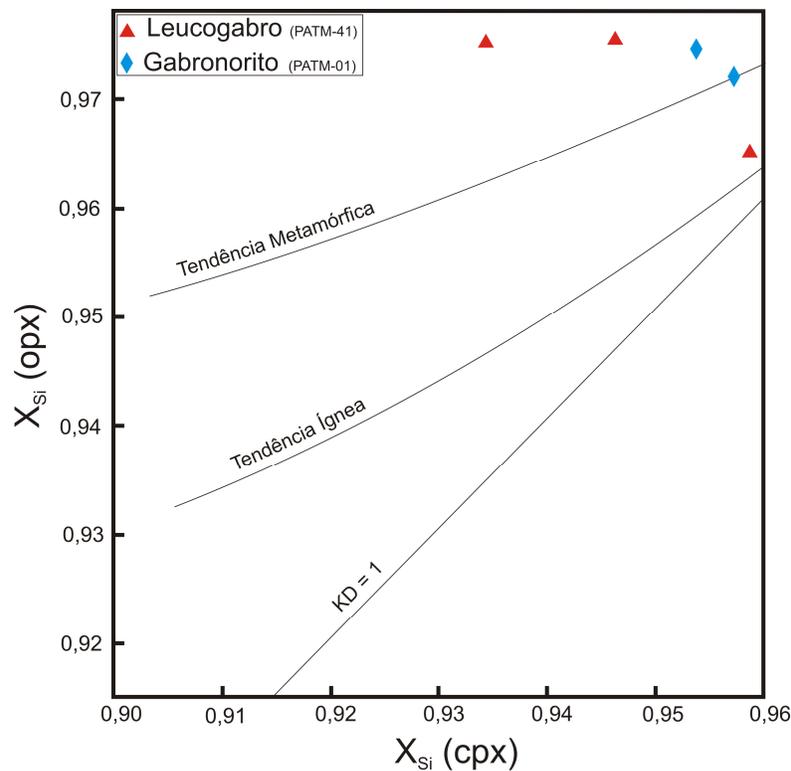


Figura 11 – Fração molar de sílica (Si) nos piroxênios que coexistem (opx-ortopiroxênio; cpx-clinopiroxênio). Tendências de Williams (1989).

Significado da Composição Mineral

A relação entre a composição do plagioclásio e de minerais coexistentes, como clino e ortopiroxênio, tem sido amplamente utilizada para definir tendências de cristalização (e.g. Wager & Brown, 1968; Aït-Djafer *et al.*, 2003) e diferenciar corpos gabróicos de diferentes ambientes tectônicos (Beard, 1986; Oliveira & Tarney, 1990). O clinopiroxênio é comumente usado como indicador petrogenético na evolução de magmas e sua composição química pode fornecer informações sobre a trajetória evolutiva do magma parental e ajudar a caracterizar o ambiente tectônico de formação da rocha (Driouch *et al.*, 2010).

Em complexos estratificados, o par plagioclásio-piroxênio apresenta uma boa correlação positiva com uma ampla variação composicional desde a rocha mais primitiva até a mais fracionada (Wager & Brown, 1968). Rochas máficas relacionadas com ambientes de arco tendem a ter plagioclásio de composição mais cálcica e uma pequena variação composicional (**Figura 10**), diferente das variações observadas em intrusões máficas estratificadas continentais ou de ofiolitos (Beard, 1986). Rochas gabróicas de suítes máfico-ultramáficas estratificadas, intrudidas próximas à margens continentais e associadas aos estágios iniciais de rifte (transição continente-oceano) – como é o caso do Complexo Kap Edvard Holm (Tegner & Wilson, 1993; Bernstein *et al.*, 1992) – tendem a ter uma variação composicional significativa na quantidade de anortita e uma pequena variação na composição do piroxênio, que tende a ser mais magnésiano, como ilustrado na **Figura 11**.

Dados da composição mineral para a Suíte São José do Jacuípe estão apresentados na **Figura 8**, onde os campos estabelecidos por Burns (1985) para rochas gabróicas de arco de ilha e para o complexo estratificado de Skaergaard estão representados, e nas **figuras 10 e 11**, juntamente com campos pré-estabelecidos para complexos acamadados continentais, gabros relacionados a arcos magmáticos, anortositos do tipo maciço e complexos gabróicos da transição continente-oceano (OCT - Kap Edward Holm na **Figura 11**). No entanto, face à provável origem metamórfica dos piroxênios analisados, os resultados devem ser analisados com cautela, principalmente no caso em que o ortopiroxênio foi utilizado.

Quando levados em consideração os campos as **Figura 8** para rochas gabróicas de arco de ilha e para o complexo estratificado de Skaergaard, a química dos piroxênios aponta para uma semelhança com complexos de arco.

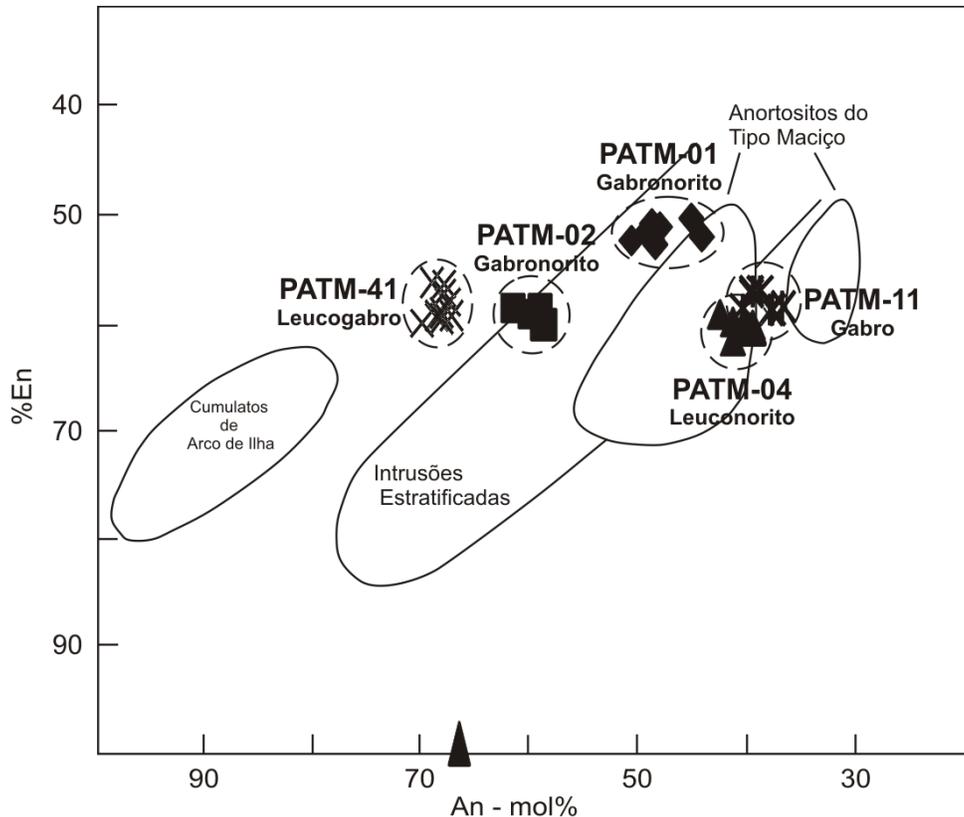


Figura 12 - Variação composicional do piroxênio e do plagioclásio da Suíte São José do Jacuípe, comparado com cumulados de arcos de ilha (Arculus & Wills, 1980; Jan *et al.*, 1990; Burns, 1985; e Beard & Day, 1987), intrusões estratificadas (Wager & Brown, 1968; Morrison *et al.*, 1986; e Mathison & Hamlyn, 1987) e anortositos do tipo maciço (Emslie, 1985).

Ao ser levado em consideração o par plagioclásio-ortopiroxênio (**Figura 10**), a maior parte das amostras plota no campo das intrusões estratificadas continentais e duas amostras no limite entre intrusões estratificadas e anortositos do tipo maciço. Nas rochas da Suíte São José do Jacuípe, a composição do ortopiroxênio varia menos que a composição do plagioclásio; isso faz com que elas não apresentem uma grande correlação positiva. Considerando as amostras onde o par plagioclásio-clinopiroxênio foi analisado (**Figura 11**), três grupos de amostras plotam no campo dos complexos estratificados continentais e dois outros plotam fora dos campos pré-estabelecidos, sendo mais empobrecidos em anortita. Todas as amostras seguem uma tendência

similar àquela das rochas máficas da transição continente-oceano (Complexo Kap Edvard Holm), sendo relativamente uniformes suas composições em relação ao cpx e apresentando um maior espalhamento no que se refere à composição do plagioclásio. No entanto, as amostras do referido complexo são mais enriquecidas em cpx e anortita do que as amostras estudadas.

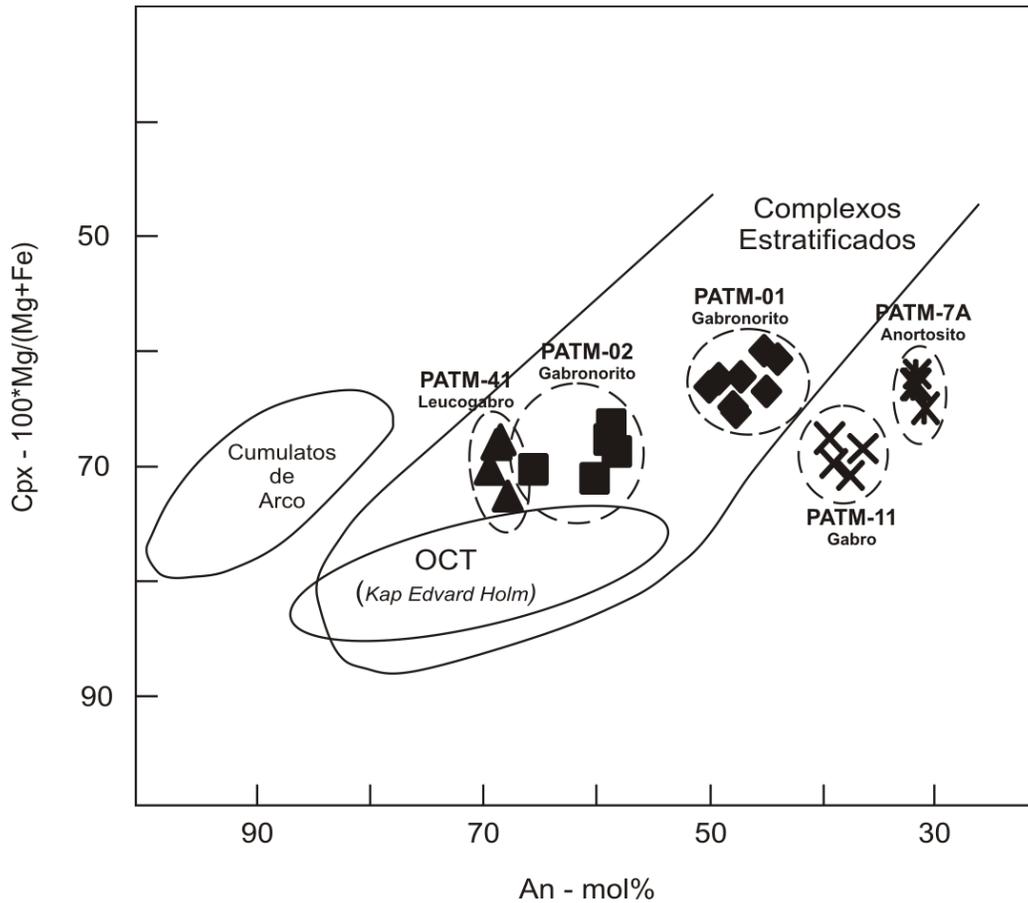


Figura 13 - Variação composicional do piroxênio e do plagioclásio da Suíte São José do Jacuípe, comparado com cumulados de arcos de ilha (Arculus & Wills, 1980; Jan *et al.*, 1990; Burns, 1985; e Beard & Day, 1987), intrusões acamadadas (Wager & Brown, 1968; Morrison *et al.*, 1986; e Mathison & Hamlyn, 1987) e rochas de ambientes transicionais continente-oceano (OCT, Bernstein *et al.*, 1992).

A **Figura 12** mostra a quantidade de sítios tetraédricos ocupados por Al vs. conteúdo de TiO_2 nos grãos de clinopiroxênio das amostras da Suíte São José do Jacuípe. Esse diagrama é classicamente usado para diferenciar suítes anorogênicas e suítes cumuláticas de arcos (Loucks, 1990) e os dados obtidos para as amostras, apesar de plotarem nos campos obtidos para rochas cumuláticas estratificadas de ofiolitos, seguem claramente a tendência dos cumulados de arco, com enriquecimento progressivo de alumínio ocupando os sítios tetraédricos.

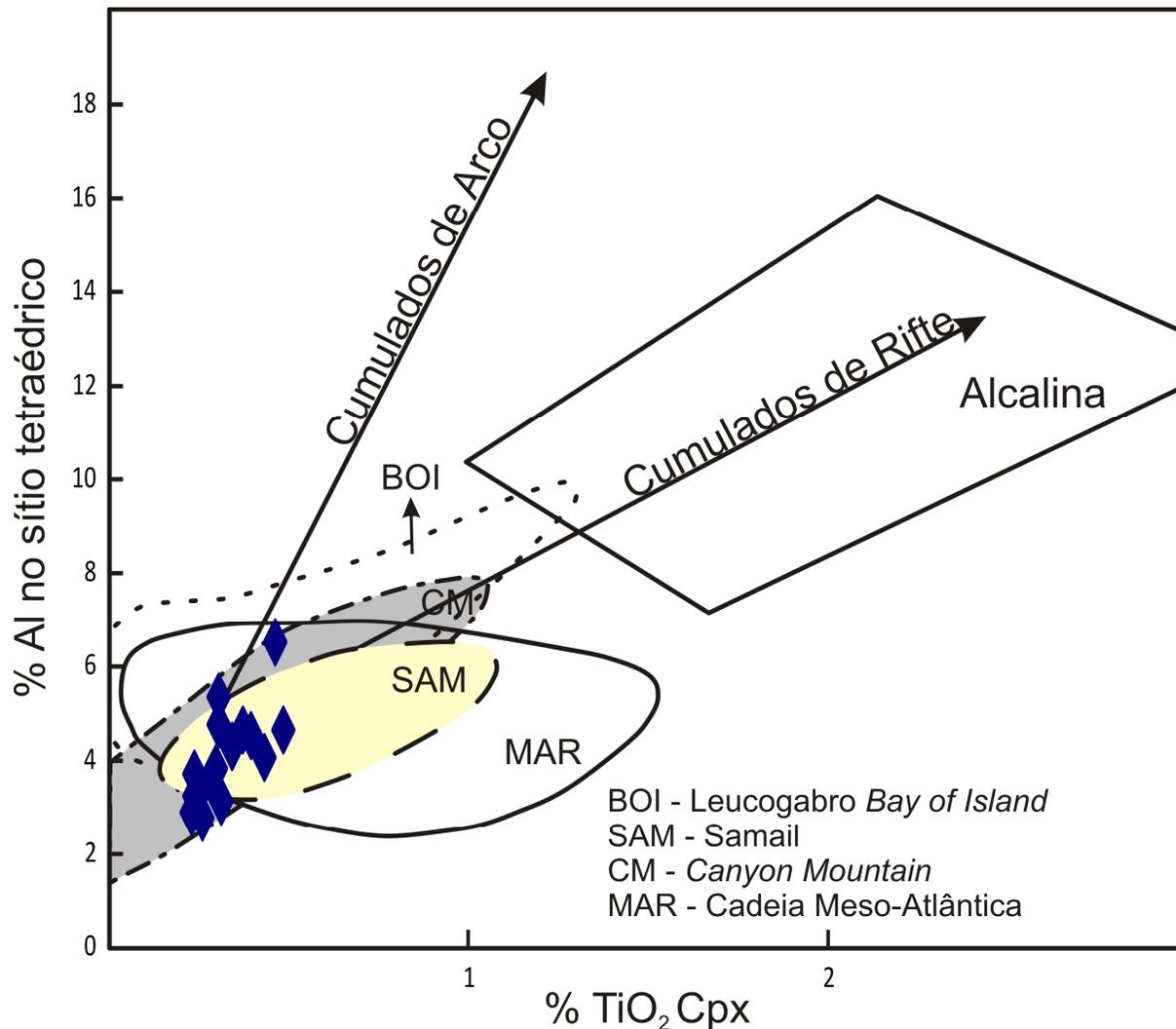


Figura 14 - Al^{IV} (em porcentagem total dos cátions tetraédricos) vs. conteúdo de TiO_2 no clinopiroxênio. Domínios e tendências de Loucks (1990). BOI, SAM, CM e MAR representam rochas cumuláticas estratificadas de ofiolitos.

Em suma, a química mineral da Suíte metamórfica gabro-anortosítica São José do Jacuípe apresenta algumas semelhanças com rochas de ambiente de transição continente-oceano e anortositos do tipo maciço, mas é mais similar às rochas de intrusões estratificadas. Apenas no diagrama da **Figura 12** as amostras apresentaram tendência semelhante aos cumulados de arco.

Geoquímica

A Suíte São José do Jacuípe passou por pelo menos duas fases de deformação e por um metamorfismo regional em fácies granulito com pico aproximado em 2082 ± 17 Ma (Oliveira *et al.*, 2003 e 2010). Dessa forma é importante entender os efeitos das alterações pós-magmáticas na geoquímica de suas rochas antes de fazer qualquer consideração petrogenética.

Os dados de elementos maiores e traço obtidos por fluorescência de Raio-X encontram-se na **Tabela 2**. Já os dados de elementos traço obtidos por ICP-MS estão na **Tabela 3**.

No diagrama AFM (**Figura 13**) as rochas da Suíte São José do Jacuípe mostram uma tendência de fracionamento relativamente linear que vai das rochas gabróicas, leucogabróicas, leuconoríticas, até as anortosíticas. Essa tendência sugere uma correlação genética entre essas rochas, o que é suportado pelas relações de campo. O mesmo não é observado em relação a amostra PATM-99B (metapiroxenito), que plota na linha F-M, destoando do alinhamento anteriormente sugerido. Nesse mesmo diagrama, a filiação tholeiítica do pólo mais básico da suíte também pode ser observada, assim como tendência semelhante às associações de rochas em arcos insulares.

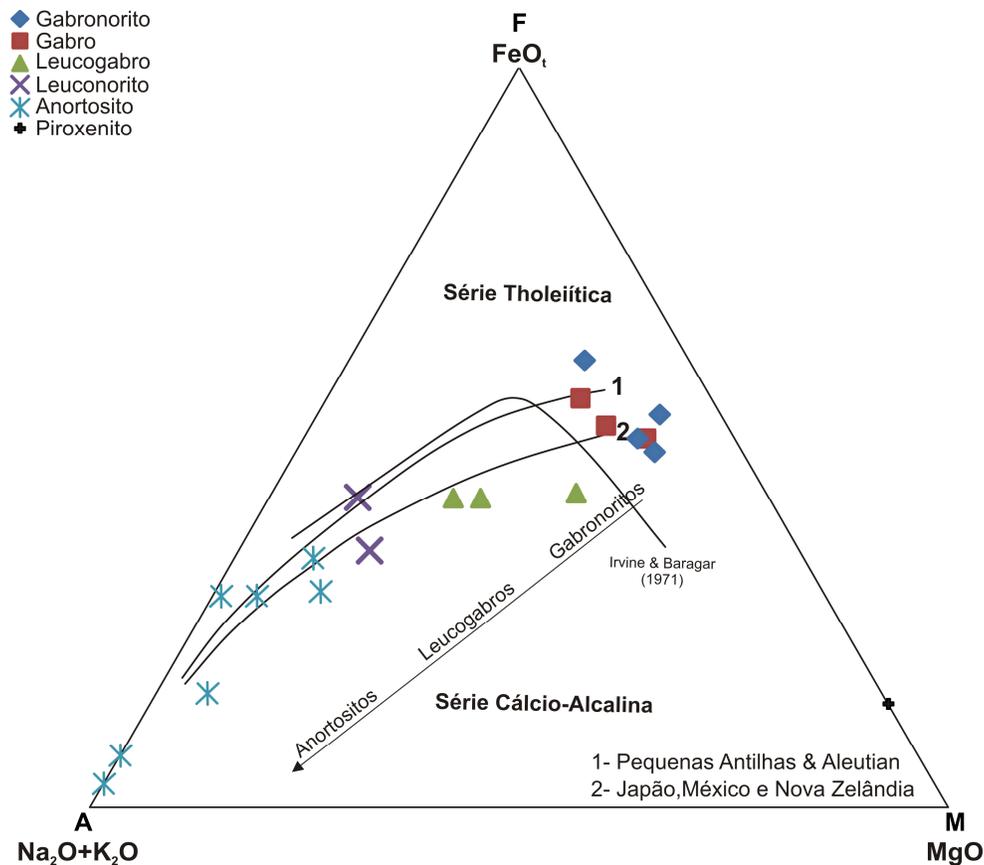


Figura 15 - Diagrama AFM para rochas da Suíte São José do Jacuípe no qual pode ser observado uma possível tendência de fracionamento das rochas gabróicas até as anortosíticas. Diferenciação de rochas tholeiíticas e cálcio-alcálicas segundo Irvine & Baragar, 1971. Tendências de arcos (números 1 e 2) de Brown, 1982.

Em rochas metamórficas, tendências em diagramas de variação normalmente vão refletir os processos nas rochas ígneas ou sedimentares precursoras que foram mascarados, até certo ponto, por processos metamórficos, como metassomatismo (Rollinson, 1993). A análise realizada abaixo é uma tentativa de resgatar informações a respeito de tais processos ígneos.

Para avaliar a evolução do magma máfico, diagramas bivariantes foram plotados. Em um dos diagramas, MgO foi usado como óxido de referência devido à sua ampla variação e seu papel importante durante a cristalização fracionada de líquidos basálticos em séries de rochas com abundantes membros máficos (**Figura 14**). As rochas da suíte exibem valores de MgO entre 0,04-12,08%, sendo os meta-gabros, meta-gabronoritos e meta-piroxenitos as rochas mais enriquecidas nesse óxido e os meta-anortositos as mais empobrecidas. Correlações positivas

podem ser observadas em relação aos óxidos de Fe^{3+} , Ti e Ca, este em menor escala. Correlações negativas ocorrem em relação aos óxidos de Al e Na. Os óxidos de Si, K e de P mantêm-se relativamente constantes com a variação do MgO.

Para efeito de visualização do espalhamento das amostras, o metapiroxenito (PATM-99B) não foi plotado no diagrama devido ao seu enriquecimento em MgO (29,4% em peso). Vale ressaltar, no entanto, que ele não se alinha a nenhuma das tendências estabelecidas.

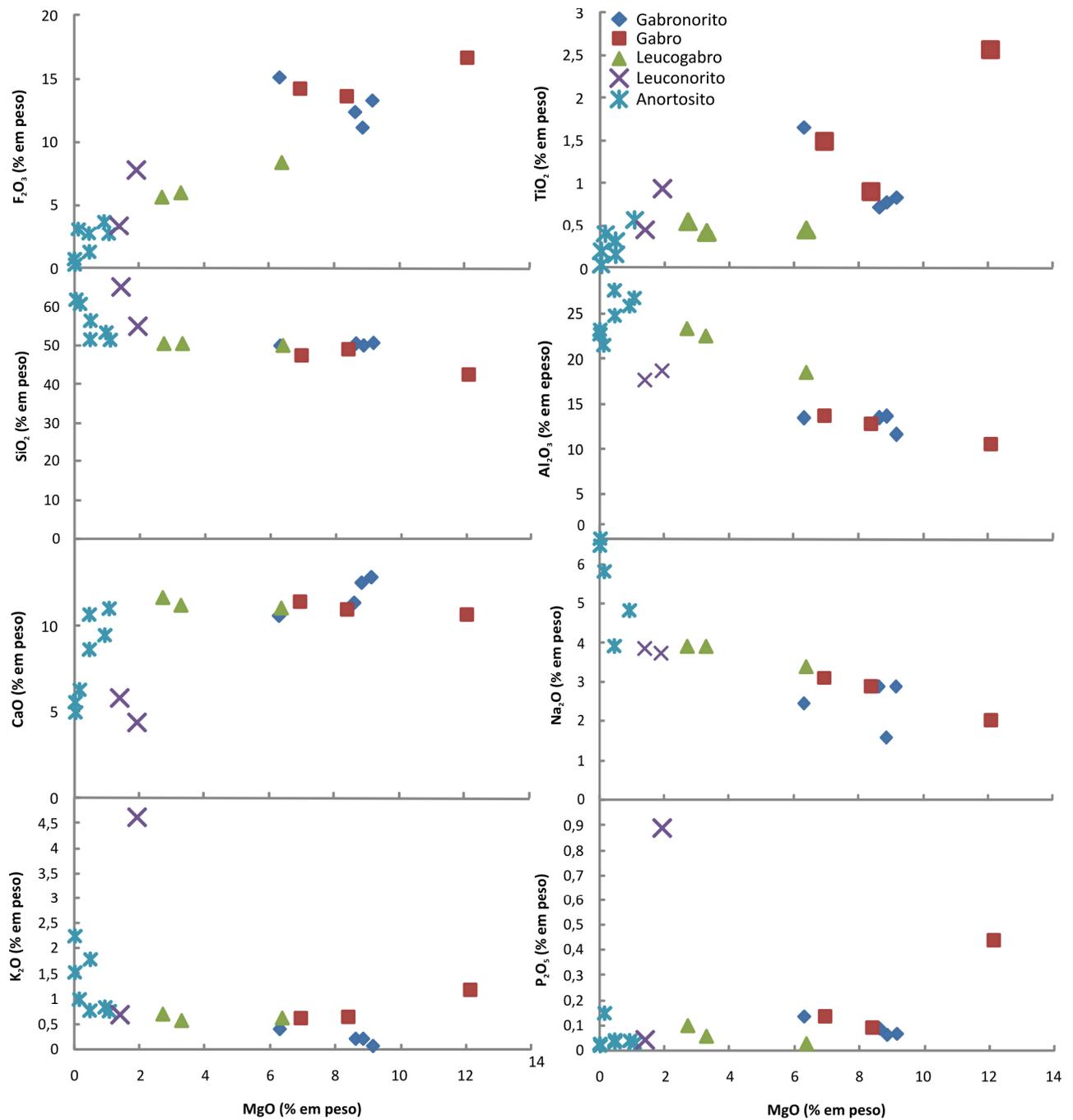


Figura 16 – Elementos maiores *versus* óxido de magnésio para amostras da Suíte São José do Jacuípe.

Todos os meta-gabros são caracterizados por uma correlação negativa entre o Sr e o MgO (**Figura 15a**) e por altos conteúdos de Al_2O_3 , negativamente correlacionáveis com MgO (**Figura 15b**). Isso indica um componente de acumulação de plagioclásio no magma parental das rochas

da Suíte São José do Jacuípe. Uma das amostras de leuconorito (PATM-4B) apresenta valor anormalmente alto de Sr, destoando das demais, mesmo dos meta-anortositos que teoricamente têm mais plagioclásio e deveriam conter maior abundância de Sr.

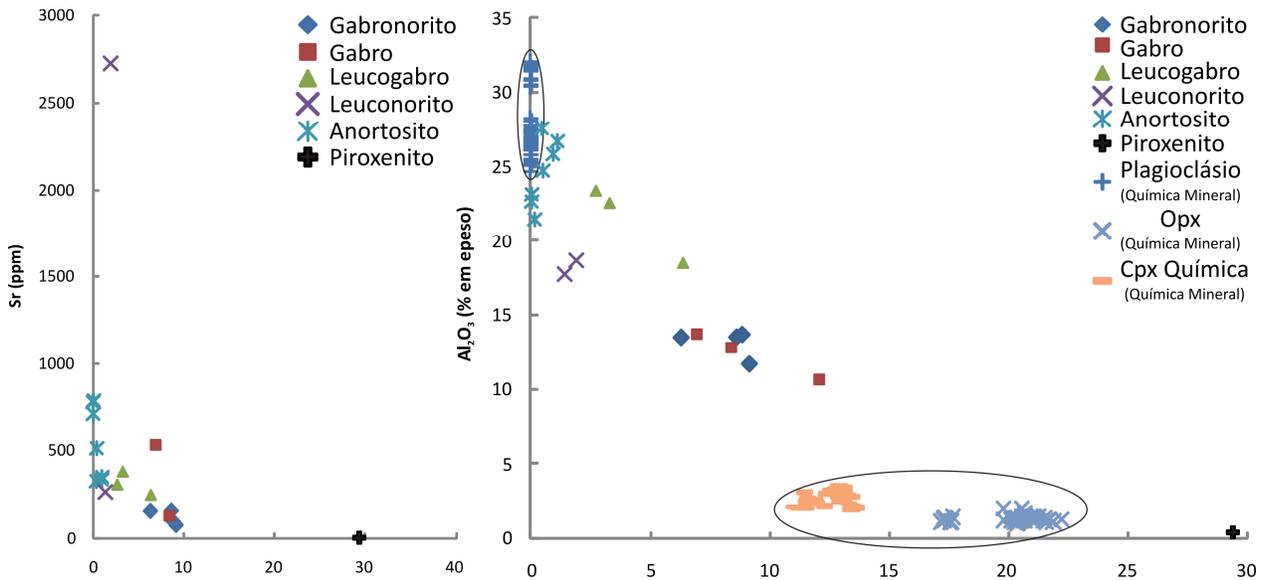


Figura 17 – a. Concentração do elemento Sr (ppm) plotado contra a concentração de MgO (%em peso). b. Diagrama da concentração dos óxidos MgO vs. Al₂O₃ obtidos em rocha total por fluorescência de raio-X e quantificada nos minerais por microsonda eletrônica (amostras envolvidas pelas elipses), para as rochas da Suíte São José do Jacuípe.

Na **Figura 15b** a concentração quantificada dos elementos nos minerais foi plotada em conjunto com a composição da rocha total. Nota-se que: (1) os meta-anortositos estão sempre muito próximos ao plagioclásio; (2) as amostras estão alinhadas em uma tendência na qual plagioclásio e meta-anortositos são sucessivamente seguidos por meta-leucogabros e meta-leuconoritos, meta-gabros e meta-gabronoritos e pelos piroxênios; (3) os piroxênios ocorrem como membros finais ao se levar em consideração a química da rocha total.

A abundância dos elementos traço compatíveis Cr e Ni reflete os minerais cumuláticos como clino e ortopiroxênio e também a olivina normativa: os meta-gabros e meta-gabronoritos contêm quantidade de Cr entre 97 e 311 ppm e de Ni entre 48 e 206 ppm, enquanto os meta-anortositos apresentam valores de Cr entre 3,6 e 139 ppm e de Ni desde valores não detectáveis

até no máximo 18,8 ppm (**Tabela 3**); os conteúdos de Ni e de Cr são consistentes com o acúmulo de piroxênio.

Uma importante maneira de filtrar processos magmáticos de processos pós-magmáticos é comparando a concentração dos elementos com o elemento Zr, que é o elemento menos móvel. As quantidades de Zr nas amostras variam de 0 a 400 ppm, havendo maior concentração no intervalo de 0 a 100 ppm (**figura 16 e Tabela 3**).

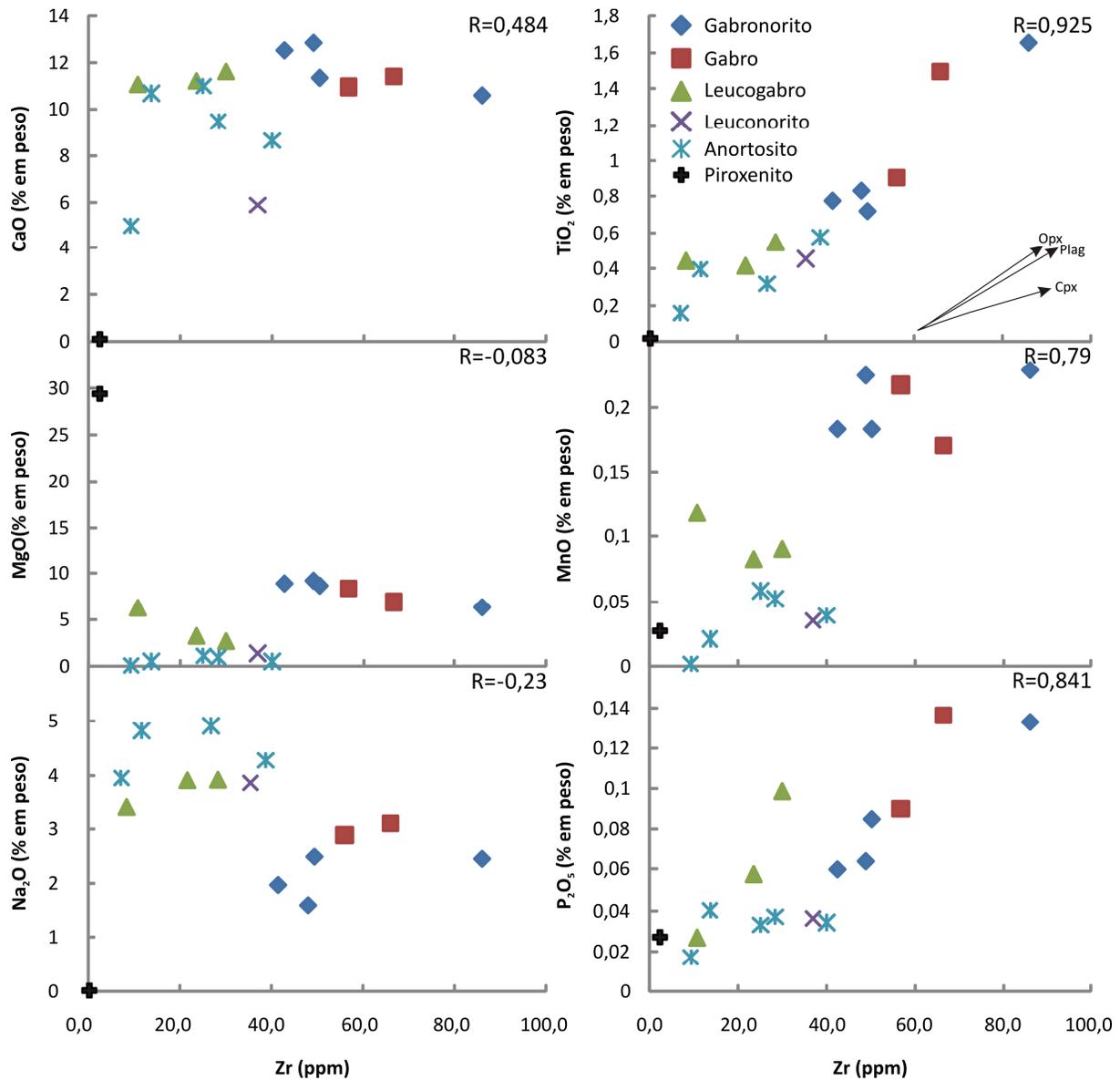


Figura 18 - Elementos maiores *versus* Zr para amostras da Suíte São José do Jacuípe. O valor de R se refere ao índice de correlação entre o óxido analisado e o elemento Zr nas amostras. Os vetores indicam a modelagem para cristalização fracionada de clinopiroxênio (cpx), ortopiroxênio (opx) e plagioclásio (plag).

No que se refere aos elementos maiores, é possível estabelecer correlações positivas entre os óxidos de Ti, Mn e P e o elemento Zr, o que pode ser uma evidência de que os mesmos permaneceram relativamente inalterados durante os processos pós magmáticos. No entanto, como se tratam de rochas cumuláticas, tais especulações devem ser feitas com cautela, já que determinados elementos podem ter sido mais ou menos incorporados pelos minerais cumuláticos. Os demais óxidos não estabelecem boas correlações, sendo que as quantidades de CaO e MgO se mantêm relativamente constantes (excetuando-se algumas amostras) e a de Na₂O divide as amostras em dois grupos: um mais enriquecido nesse óxido, ao qual pertence os meta-anortositos, meta-leucogabros e meta-leuconoritos, e outro mais empobrecido, onde se encontram os meta-gabros e meta-gabronoritos. O meta-piroxenito destaca-se pelo seu empobrecimento em Zr e por, na metade dos casos, destoar das tendências estabelecidas.

Já que o óxido de P é um dos que provavelmente permaneceu imóvel durante os processos pós-magmáticos, é possível utilizá-lo para determinar a afinidade composicional dessas rochas em diagrama P₂O₅ vs. Zr (**Figura 17**). Nesse diagrama, todas as amostras demonstram afinidade tholeiítica, exceto as amostras PATM-4B e PATM-42.

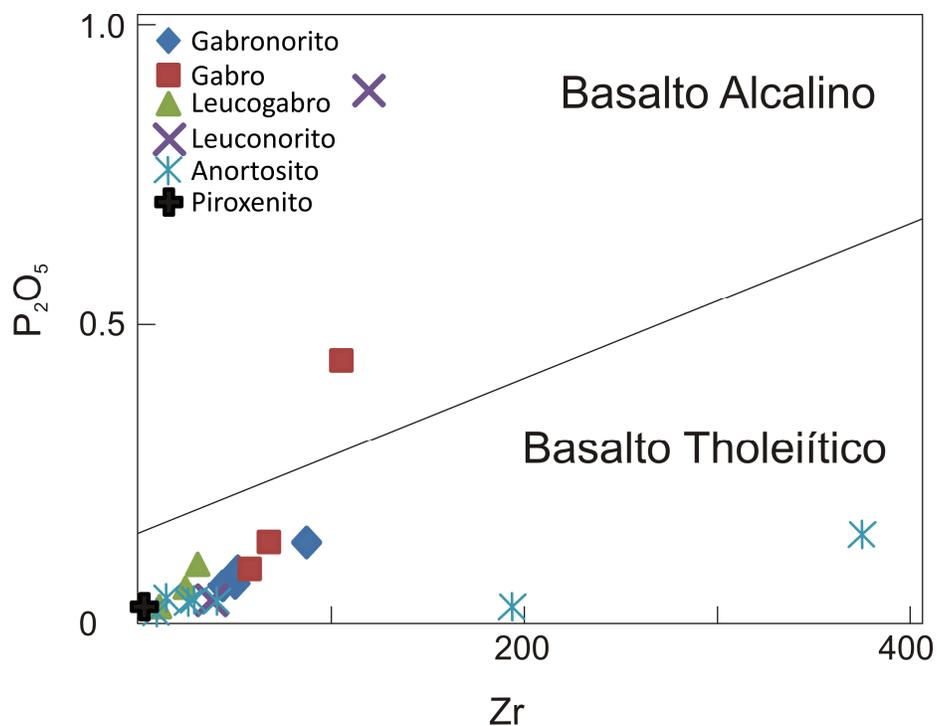


Figura 19 - Diagrama discriminante P₂O₅ vs. Zr mostrando a afinidade tholeiítica das amostras (Winchester & Floyd, 1976).

Ao correlacionar elementos que tendem a ser menos móveis (**Figura 18**), as correlações são melhores, o que pode indicar que algumas das características ígneas originais dessas rochas foram preservadas. Correlações positivas podem ser estabelecidas principalmente entre os elementos terras raras (ETR) com relação ao Zr. Os elementos Nb e Nd, em menor escala, também apresentam correlações positivas. Já com relação ao La as amostras apresentam maior dispersão no diagrama, principalmente quando considerados os meta-anortositos, meta-leucogabros e meta-leuconoritos. Vale ressaltar o comportamento relativamente distinto entre os termos mais básicos e os menos básicos da suíte: os meta-anortositos, meta-leucogabros e meta-leuconoritos apresentam um comportamento mais homogêneo no que se refere aos ETR; já os meta-gabros e meta-gabronoritos mostram-se progressivamente mais enriquecidos nesses elementos, sendo uma das amostras de meta-gabro (PATM-42A) e outra de meta-gabronorito (PATM-01) as mais enriquecidas.

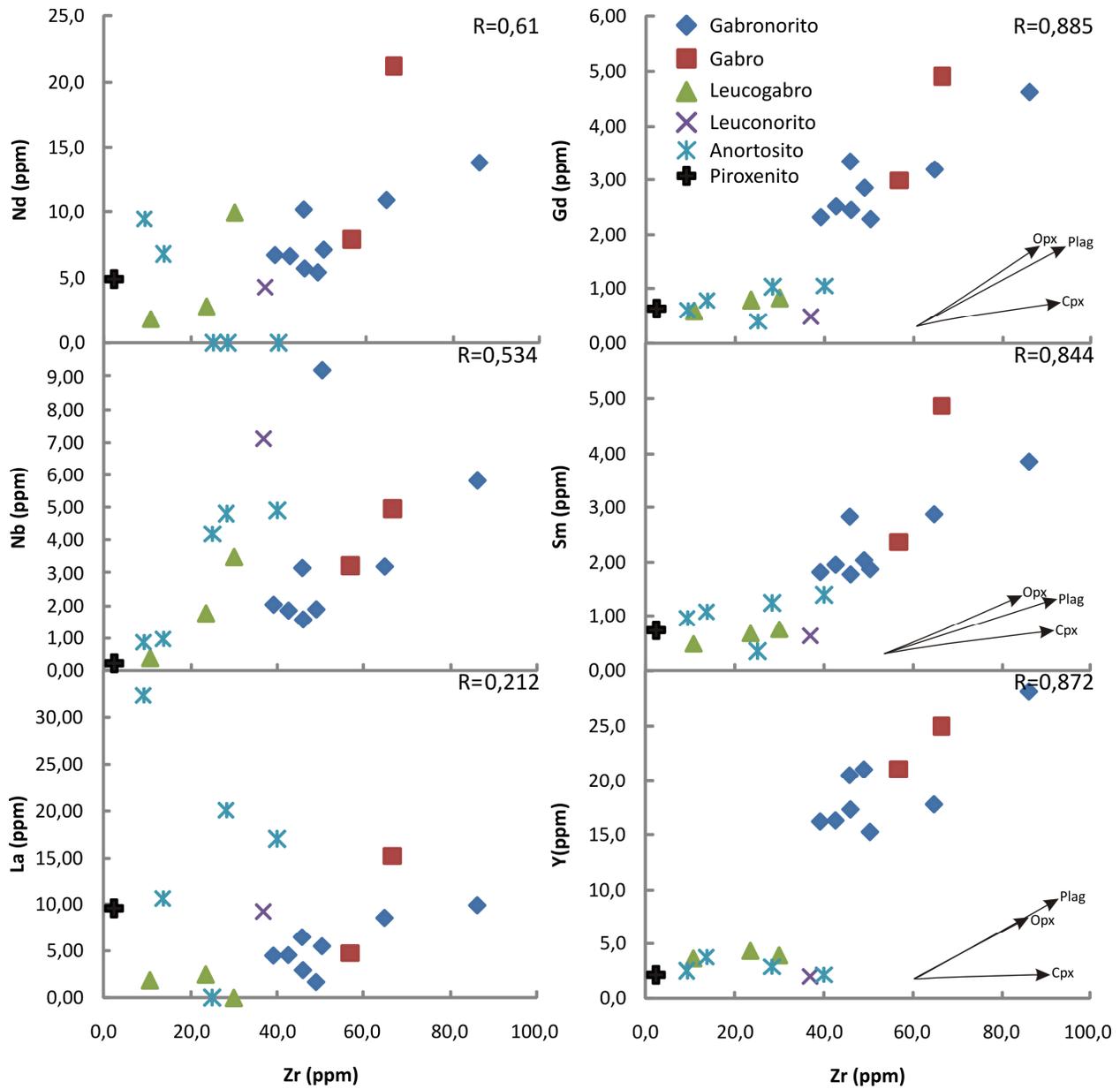


Figura 20 – Elementos traço *versus* Zr para amostras da Suíte São José do Jacuípe. O valor de R se refere ao índice de correlação entre o óxido analisado e o elemento Zr nas amostras. Os vetores indicam a modelagem para cristalização fracionada de clinopiroxênio (cpx), ortopiroxênio (opx) e plagioclásio (plag).

As tendências observadas tanto nos elementos maiores (**Figura 16**) quanto nos elementos traços (**Figura 18**) em relação ao Zr são condizentes com o fracionamento de clino e ortopiroxênio, bem como com a cristalização fracionada do plagioclásio.

Padrões de elementos terras raras (ETR), normalizados aos condritos de McDonough & Sun (1995), para as rochas da Suíte São José do Jacuípe (**Figura 19 a**) mostram anomalias positivas de Eu ($Eu/Eu^*=1,7-9,1$) para cinco das seis amostras de anortosito, refletindo a abundância de plagioclásio cumulático. Os meta-anortositos apresentam valores bem fracionados de ETR ($La_n/Lu_n=5,4-221,9$), sendo que os ETR leves são mais fracionados quando comparados aos pesados: La_n/Nd_n varia de 2,65 a 6,56 e Dy_n/Lu_n de 0,93 a 2,07.

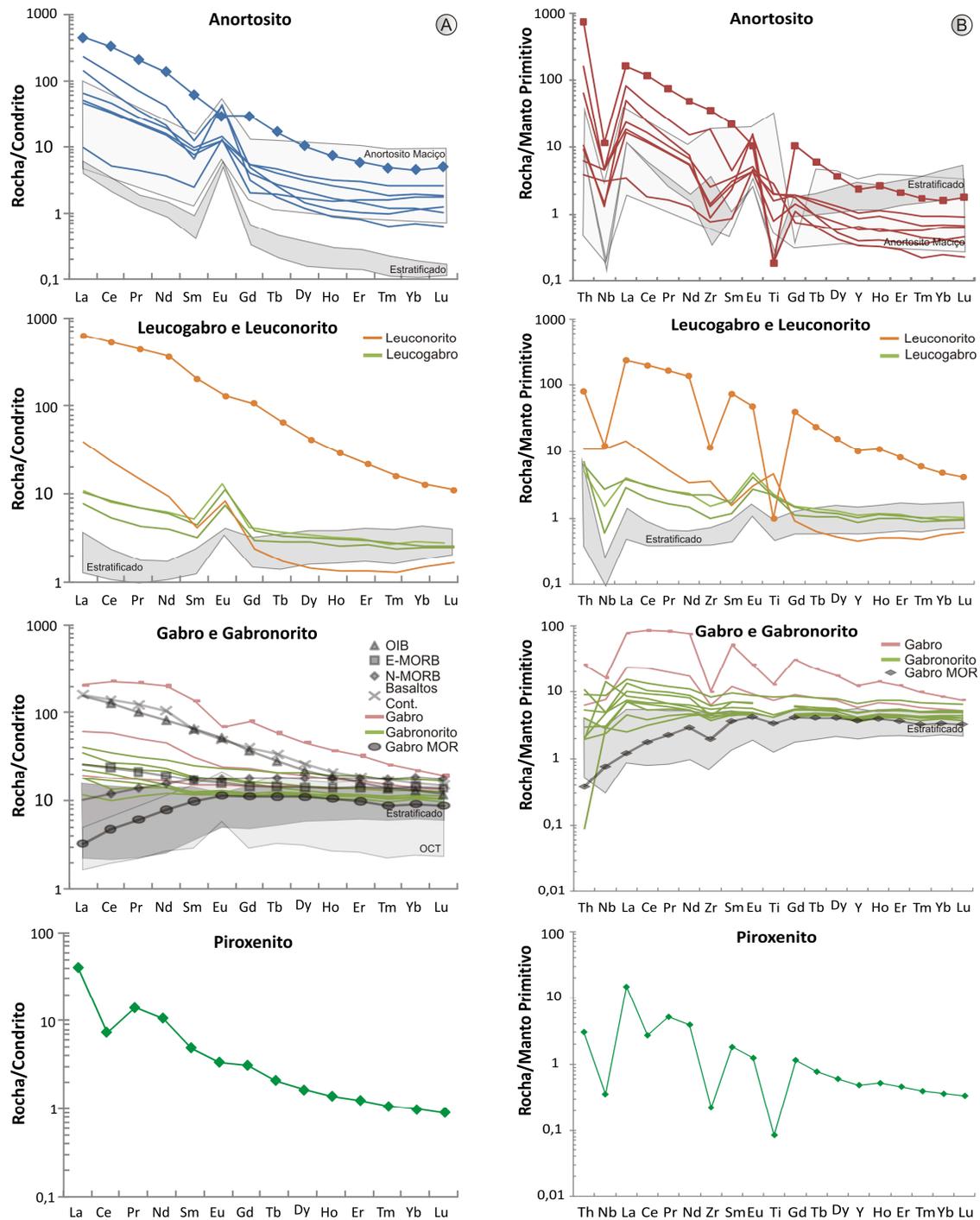


Figura 21 – a. Padrão de elementos terras raras e b. diagrama multi-elementar para as rochas da Suíte São José do Jacuipé, normalizados aos condritos e ao manto primitivo de McDonough & Sun (1995), respectivamente. Para a confecção dos diagramas foram utilizados preferencialmente os valores obtidos por ICP-MS e, na ausência dos mesmos, os obtidos por fluorescência de raio-X. Os dados sobre outras suítes máficas plotados em conjunto com os diagramas foram obtidos de: complexo estratificado – Polat *et al.* (2009); OCT – Montanini *et al.* (2008); N-MORB, E-MORB e OIB segundo Sun & McDonough (1989); basaltos continentais Xu *et al.* (2007); Gabro de cadeia meso-oceânica (Gabro-MOR) de Godard *et al.* (2009).

No que se refere aos meta-leucogabros e aos meta-leuconoritos, os padrões se assemelham aos padrões dos meta-anortositos, no entanto são menos fracionados e mais empobrecidos que os meta-anortositos quando comparados aos condritos. Das cinco amostras analisadas, quatro delas apresentam anomalias positivas de Eu ($Eu/Eu^*=2,38-2,8$), também refletindo a importância do plagioclásio cumulático nessas rochas. O fracionamento dos ETR é pequeno se apenas os meta-leucogabros forem levados em conta ($La_n/Lu_n=3,04-4,01$), porém aumenta de forma expressiva quando se considera os meta-leuconoritos ($La_n/Lu_n=23,1-56,31$). Apenas a amostra de meta-leuconorito PATM-4B apresenta um padrão bem diferente dos demais, sendo muito mais enriquecido e fracionado ($La_n/Nd_n=4,21$ e de $Dy_n/Lu_n=3,74$) e não apresentando a anomalia positiva de Eu característica dessas rochas. Não se levando em consideração essa amostra, os ETR leves e os pesados são pouco fracionados (La_n/Nd_n varia de 1,69 a 4,21 e Dy_n/Lu_n varia de 0,85 a 1,26).

Os meta-gabros e os meta-gabronoritos são as rochas da suíte que apresentam menor fracionamento. A maior parte das amostras possui um padrão de ETR relativamente plano e sem anomalias expressivas de nenhum elemento. As razões La_n/Lu_n variam entre 1,02 e 3,35 em oito das amostras analisadas, sendo que três outras apresentam valores anômalos: PATM-02 (meta-gabronorito) apresenta valor de 0,48 e a PATM-42 e PATM-42A (meta-gabros) 10,27 e 4,6, respectivamente. Tanto o fracionamento dos ETR leves, quanto dos pesados é muito pequeno; as razões La_n/Nd_n variam de 0,57 a 1,51 e as Dy_n/Lu_n de 1,02 a 2,33, sendo os menores valores encontrados na amostra PATM-02. Duas amostras se destacam pelo seu padrão anômalo em relação as demais, sendo elas a PATM-42 e a PATM-02. A primeira é muito mais enriquecida em ETR leves, além de apresentar uma pequena anomalia negativa de Eu. Já a segunda apresenta um empobrecimento em ETR leves e a diferença entre os valores de ETR leves e pesados ($La_n/Nd_n=0,57$ e $Dy_n/Lu_n=1,05$) faz com que ela tenha um padrão muito semelhante a rochas do tipo N-MORB.

O metapiroxenito apresenta um padrão muito enriquecido em ETR leves e empobrecido em ETR pesados - a razão La_n/Nd_n é 3,76, enquanto que a Dy_n/Lu_n é 1,8 - com uma expressiva anomalia negativa de Ce ($Ce/Ce^*=0,27$).

No diagrama multi-elementar (**figura 19b**), normalizado ao manto primitivo de McDonough & Sun (1995), as seis amostras de anortosito apresentam um padrão muito semelhante, sendo caracterizadas por acentuadas anomalias negativas de Nb e de Ti ($Nb/Nb^*=0,02-0,84$ e $Ti/Ti^*=0,01-0,63$). Anomalia positiva de Eu ($Eu/Eu^*=0,64-9,06$) ainda pode ser identificada nas três amostras que demonstram essa mesma característica no espectro dos ETR normalizados aos condritos. Apenas uma das amostras (PATM-86A) apresenta um padrão aparentemente mais perturbado que as demais, sendo mais empobrecida em ETR leves, mas ainda preservando pequenas anomalias de Nb e Zr.

Os meta-leucogabros e meta-leuconoritos mantêm a anomalia positiva de Eu ($Eu/Eu^*=0,83-2,63$), sendo que a amostra PATM-4B continua destoando geoquimicamente do conjunto. Ela apresenta acentuadas anomalias de Nb, Zr e Ti ($Nb/Nb^*=0,1$, $Zr/Zr^*=0,1-1,41$ e $Ti/Ti^*=0,1$), além de ter um padrão mais enriquecido em relação às demais. As amostras PATM-1A e PATM-1B também se caracterizam pela anomalia negativa de Nb ($Nb/Nb^*=0,54$ e $0,11$ respectivamente), sendo que na última esta anomalia é mais acentuada.

Os meta-gabros e meta-gabronoritos são mais empobrecidos nesses elementos, apresentando um padrão mais próximo ao manto primitivo. O conjunto se caracteriza por discretas anomalias negativas de Nb ($Nb/Nb^*=0,31-2,66$), Zr ($Zr/Zr^*=0,15-0,93$), Ti ($Ti/Ti^*=0,45-0,95$) e Y ($Y/Y^*=0,27-1,02$). A amostra PATM-42 possui um padrão bem mais enriquecido, sendo que nela e na amostra PATM-42A as anomalias estão bem mais acentuadas. A amostra PATM-02 apresenta uma quantidade anormalmente baixa de Th e uma discreta anomalia de La e não apresenta a anomalia de Zr.

O piroxenito apresenta um padrão mais empobrecido, com valores bem próximos ou até mesmo abaixo dos valores estabelecidos para o manto primitivo. Apresenta anomalias negativas de Nb ($Nb/Nb^*=0,04$), Ce ($Ce/Ce^*=0,27$), Zr ($Zr/Zr^*=0,07$) e Ti ($Ti/Ti^*=0,07$).

Ambiente Tectônico

Interpretações de ambientes tectônicos de terrenos metamórficos e deformados são muito difíceis face às alterações pós-magmáticas que afetam as rochas ígneas e também às características semelhantes apresentadas por rochas ígneas formadas em contextos tectônicos distintos. Na designação de tendências petrogenéticas e ambientes tectônicos tentou-se utilizar elementos menos móveis, ou ainda razões entre esses elementos. Apesar de alterações secundárias interferirem na abundância desses elementos, essas razões têm se mostrado eficientes na definição de ambientes tectônicos modernos (Sun & McDonough, 1989; Condie, 2001). Nesse sentido, diagramas de elementos traço têm sido muito utilizados para sugerir um ambiente tectônico para suítes ígneas (Rollinson, 1993).

Para avaliar o efeito da alteração na química original das rochas foram adotados os critérios estabelecidos por Polat *et al.* (2003), sendo eles: (1) o grau de correlação do elemento menos móvel Zr em diagramas binários; elementos que possuem coeficiente de correlação $R < 0,75$ foram considerados como móveis; (2) a presença de grandes anomalias de Ce em diagramas normalizados ao manto primitivo ou aos condritos; amostras que possuem razões Ce/Ce* maiores que 1,1 e menores que 0,9 foram consideradas muito alteradas; e (3) taxa de perda ao fogo; amostras com taxas maiores que 6% em peso foram consideradas alteradas.

Ao serem comparados os espectros de ETR normalizados aos condritos com padrões de complexos máfico-ultramáficos conhecidos na literatura (**figura 19a**), os meta-anortositos, meta-leucogabros e meta-leuconoritos apresentam um padrão semelhante aos anortositos de complexos estratificados (Polat *et al.*, 2009), sendo apenas mais enriquecidos em ETR que essas rochas. Os meta-anortositos também possuem um padrão muito semelhante aos complexos anortosíticos do tipo maciço. No que se refere aos meta-gabros e meta-gabronoritos o padrão também é semelhante às rochas de complexos estratificados, mas também se assemelham às rochas do tipo E-MORB (Sun & McDonough, 1989). Eles diferem de rochas de ambientes de transição continente-oceano (OCT, Montanini *et al.*, 2008) por não apresentarem empobrecimento de ETR leves e anomalia positiva de Eu. As amostras PATM-42A e PATM-42 (esta considerada muito alterada) apresentam um aspecto mais semelhante aos basaltos continentais ou ainda aos basaltos

de ilhas oceânicas. Uma das amostras de meta-gabronorito (PATM-02) apresenta empobrecimento em ETR leves, à semelhança das rochas tipo N-MORB e dos gabros encontrados atualmente em ambientes de cadeias meso-oceânicas (Godard *et al.*, 2009).

No que se refere aos elementos traço normalizados ao manto primitivo (**Figura 19b**), os padrões obtidos também são muito parecidos com os padrões em rochas de complexos estratificados. Os meta-anortositos apresentam as mesmas anomalias negativas de Nb, Zr e Ti; os meta-leucogabros e meta-leuconoritos as anomalias negativa de Nb e positiva de Eu; e os meta-gabros e meta-gabronoritos as anomalias negativas de Nb, Zr e Ti. Os meta-anortositos diferem de rochas anortosíticas de complexos do tipo maciço por estas não apresentarem anomalias de Ti. Os meta-gabros também diferem dos gabros de cadeias meso-oceânicas (Godard *et al.*, 2009) por não serem empobrecidos em ETR leves.

No diagrama petrogenético discriminante de ambiente tectônico Th/Yb *vs.* Nb/Yb (**Figura 20**) os meta-gabros e meta-gabronoritos plotam no limite das rochas do tipo OIB-MORB e Arcos-*Forearc*-Ofiolitos. Dos meta-gabros, apenas a amostra PATM-42 plota no campo dos arcos continentais. O restante das rochas anortosíticas e leucogabróicas se distribuem próximas ao campo dos arcos continentais, sendo que apenas a amostra PATM-04 plota bem próxima ao campo dos OIB-MORB e a amostra PATM- 1B plota no campo de Arcos-*Forearc*-Ofiolitos. O piroxenito está muito próximo às rochas anortosíticas e leucogabróicas. A amostra PATM-02 plota fora do diagrama em questão devido ao valor muito baixo de sua razão Th/Yb, de maneira semelhante, as amostras PATM-07 e PATM-7A devido as suas razões Th/Yb muito altas.

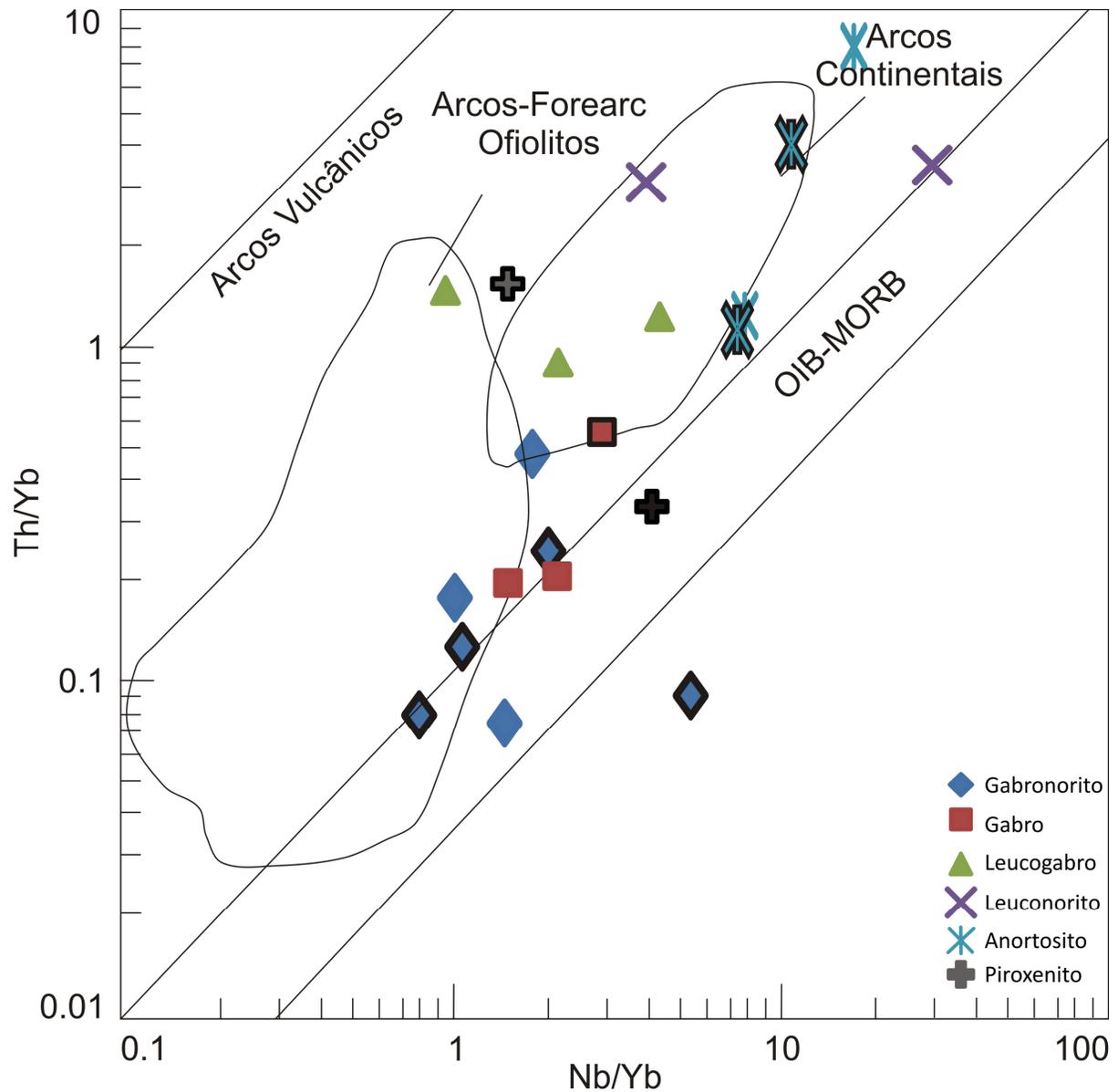


Figura 22 – Diagrama petrogenético discriminante de ambiente tectônico para as rochas da Suíte São José do Jacuípe (Pearce, 2008). As amostras que apresentam o contorno preto ao seu redor foram as consideradas mais alteradas.

Apesar do diagrama da **Figura 21** ter sido confeccionado a partir de dados de rochas vulcânicas, ele tem sido utilizado por alguns autores para a discriminação de rochas gabróicas e anortositos (Rizaoğlu *et al.*, 2007; Wang *et al.*, 2010; Dharma Rao *et al.*, 2011). Nesse diagrama, a maior parte das amostras apresenta afinidade com rochas de arco, sendo que três amostras de meta-gabronorito e uma de meta-gabro plotam no campo das rochas tipo N-MORB e uma de

meta-gabronorito e uma de meta-leuconorito no campo das rochas E-MORB e tholeiítos intra-placa.

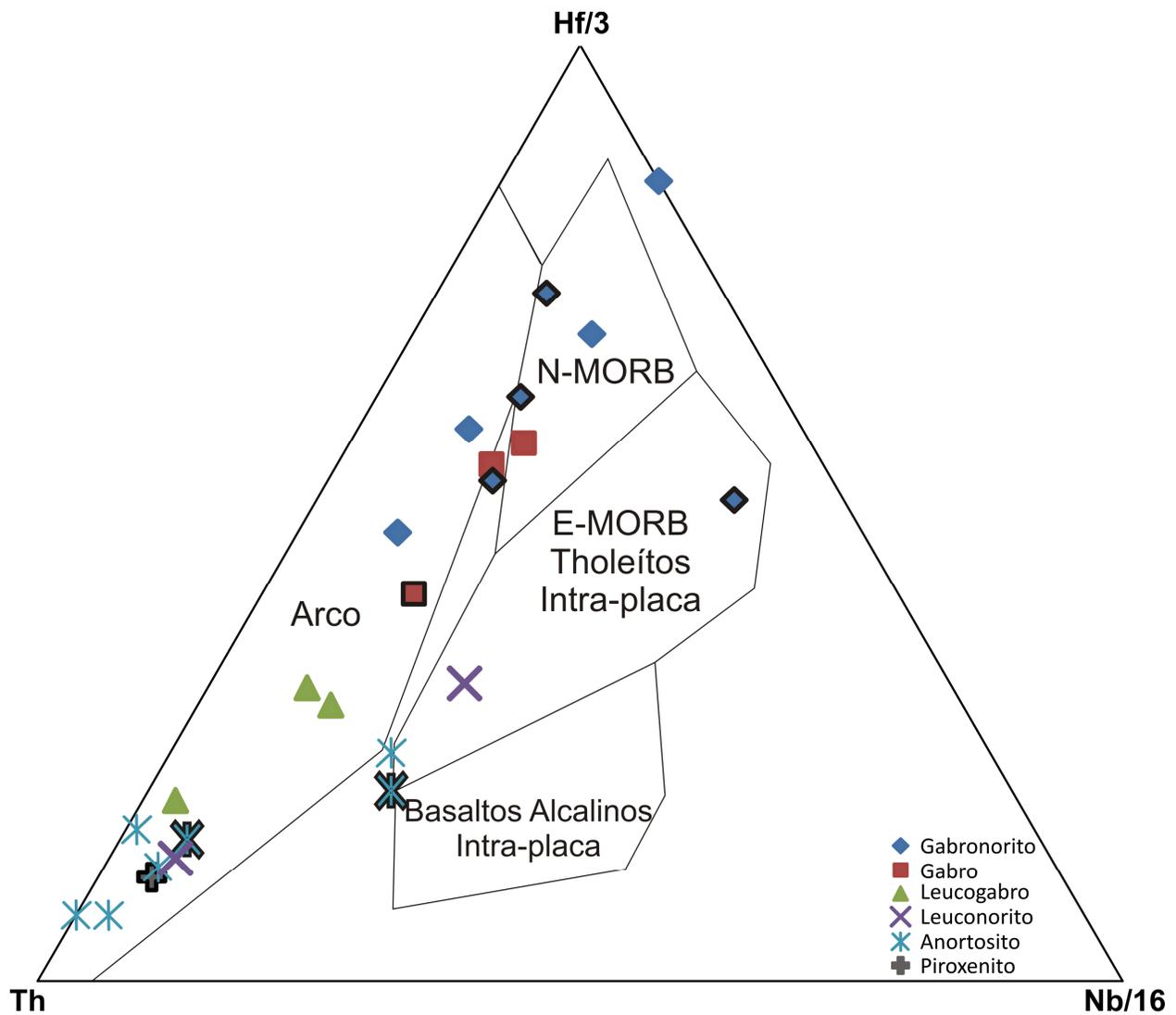


Figura 23 – Diagrama Th–Hf–Nb para as rochas da Suíte São José do Jacuípe segundo Wood (1980). As amostras que apresentam o contorno preto ao seu redor foram as consideradas mais alteradas.

DISCUSSÃO

Características magmáticas estão bem preservadas nas rochas da Suíte São José do Jacuípe, a despeito das fases de deformação e do metamorfismo em fácies granulito, principalmente quando as características macroscópicas são consideradas. A estratigrafia ígnea, textura cumulática, acamamento, gradação cíclica e contato gradacional entre as fases do acamamento ainda podem ser reconhecidos em escala de afloramento, comprovando que alguns litotipos são cogenéticos (ex. meta-anortositos a meta-gabros). Isto foi possível porque corpos gabróicos são mais resistentes à deformação interna, o que dificulta o acesso de fluidos metamórficos, a recristalização e a hidratação dos minerais ígneos (Bucher & Frey, 2002).

Principalmente os meta-anortositos da suíte preservam texturas mesocumuláticas e possuem relíquias de plagioclásio como material intercumulático. As demais rochas caracterizam-se por apresentarem textura granoblástica que pode ser de origem metamórfica. No entanto, com o resfriamento lento e ajuste nos limites dos grãos, os minerais cumuláticos também podem mostrar uma textura granoblástica poligonal (Harte *et al.*, 1993). Dessa forma, texturas magmáticas típicas em adcumulados são muitas vezes indistinguíveis de texturas resultantes da recristalização estática em condições metamórficas de fácies granulito (Ashwal, 1993). Pelas características petrográficas das amostras analisadas, admite-se a possibilidade da existência de cristais de plagioclásio e de clinopiroxênio de origem magmática, sendo os de ortopiroxênio de provável origem metamórfica.

A química mineral demonstrou que o reequilíbrio metamórfico e a recristalização pode ter afetado a maior parte dos minerais ígneos. Dessa forma, o significado da composição mineral deve ser analisado com cautela. Os diagramas discriminantes que levam em consideração o plagioclásio e o clinopiroxênio (os minerais que possuem maior chance de ter preservado características ígneas), demonstram que as amostras possuem características muito semelhantes às rochas de complexos estratificados e que também seguem tendências semelhantes às de cumulos de arco.

Os padrões geoquímicos, por sua vez, são condizentes com os padrões esperados para esses tipos de rochas, demonstrando que um re-equilíbrio químico pode ter ocorrido em escala

mineral, porém pode ter sido pouco eficiente em escala de rocha total. A maior parte das amostras apresenta boas correlações nos diagramas binários (**Figura 16 e 18**) entre elementos como Ti, Mn, P e ETR e Zr, que é o elemento geralmente considerado menos móvel. De maneira similar, os ETR e elementos traço (**Figura 19**) mostram padrões normalizados aos condritos e ao manto primitivo coerentes, indicando que esses elementos permaneceram relativamente imóveis durante as alterações pós-magmáticas.

As características geoquímicas que se seguem sugerem que as rochas estudadas estão ligadas petrogeneticamente: **a.** com algumas exceções todas elas plotam no campo composicional de rochas tholeiíticas (**Figura 17**); **b.** no diagrama AFM (**Figura 13**) plotam ao longo de uma mesma tendência de fracionamento, que vai dos termos mais básicos aos menos básicos; **c.** nos diagramas binários de Zr *versus* elementos traço incompatíveis, elas plotam ao longo de uma mesma tendência de fracionamento (**Figura 18**) e essa tendência é condizente com a cristalização fracionada de plagioclásio, clino e ortopiroxênio; e **d.** com raras exceções, as amostras de meta-anortositos, meta-leucogabros, meta-leuconoritos, meta-piroxenito e os meta-gabronoritos, estes em menor escala, demonstram a mesma sistemática Th-Nb-La nos diagramas multielementares (**Figura 19**).

A baixa abundância de MgO, Ni, Cr, Co e Sc nos meta-anortositos, meta-leucogabros e meta-gabronoritos é consistente com a remoção inicial de clino e ortopiroxênio e enriquecimento relativo do plagioclásio. Essas características geoquímicas também indicam que os meta-anortositos, meta-leucogabros e meta-leuconoritos são derivados de magmas que evoluíram através de cristalização fracionada, o que também é corroborado pelo diagrama da **Figura 15**, onde os minerais máficos aparecem como membros iniciais em uma possível tendência de cristalização fracionada das rochas da suíte. Esse acúmulo de plagioclásio – também demonstrado pelas anomalias positivas de Eu nos meta-anortositos e meta-leucogabros nos diagramas da **Figura 19** - poderia ter ocorrido em um ambiente de câmara magmática estratificada, onde as camadas mais ricas em clino e ortopiroxênio foram depositadas primeiro, seguidas por flotação do plagioclásio.

As anomalias negativas de Nb nos diagramas multielementares normalizados ao manto primitivo exibidas pelas rochas da suíte (**Figura 19**) podem refletir tanto às características da

fonte do manto, quanto a geração do magma em zona de subducção e contaminação crustal durante a colocação do magma (Saunders & Tarney, 1984; Zhao *et al.*, 2007; Pearce, 2008; Zhao & Zhou, 2009; Dharma Rao *et al.*, 2011). No entanto, não há evidências de campo que sustentem que a suíte se alojou em crosta continental antiga, com a qual possa ter sido contaminada. Além disso, Teixeira (1997) sugeriu que as taxas de contaminação crustal são muito baixas nessas rochas, porém isto só pode ser adequadamente avaliado com isótopos de Nd e Sr, dados até o momento inexistentes para as rochas em estudo. Portanto, a possibilidade dessas anomalias terem sido causadas por contaminação crustal é pequena, mas até o momento impossíveis de serem descartadas. Desta forma, sugere-se provisoriamente que as anomalias negativas de Nb possam ter sido herdadas da fonte mantélica, neste caso manto litosférico, por exemplo, como nos basaltos de alto Ti da bacia do Paraná (Mantovani *et al.*, 1985), ou ter sido produzida em ambiente de subducção (Saunders & Tarney, 1984; Pearce, 2008; Dharma *et al.*, 2011).

Tendo em vista a relativa imobilidade de alguns elementos traços nessas rochas, pode-se utilizá-los na tentativa de caracterizar o possível contexto tectônico no qual elas foram geradas. Assim, tanto o espectro dos elementos terras raras quanto os diagramas multi-elementares mostram semelhança com rochas de complexos estratificados, mais especificamente com o Complexo Fiskensæset. Este complexo tem sido interpretado como um remanescente neoarqueano de arco de ilha (Polat *et al.*, 2009; Polat *et al.*, 2010), alojado por meio de múltiplas soleiras. A anomalia negativa de Nb no diagrama normalizado ao manto primitivo, presente em maior ou menor escala em todas as rochas, é consistente com um ambiente de subducção (arco-forearc-retroarco), onde o magma teria sido gerado a partir da fusão de uma fonte do manto metassomatizada por fluídos derivados desse processo de subducção (Pearce, 2008; Dharma *et al.*, 2011).

Os demais diagramas de classificação de ambientes tectônicos utilizados, além dos dados de química mineral e do diagrama AFM cujas amostras apresentam uma tendência muito semelhante àquelas de rochas de arco encontrada por Brown (1982), também demonstram a afinidade da suíte com rochas de arco. No diagrama da **Figura 20**, observa-se que as rochas de arco compõem uma tendência paralela e mais enriquecida que a tendência do manto, definida por basaltos oceânicos, MORB e OIB. O fato das rochas da suíte plotarem em uma tendência

paralela, mas com razão Nb/Yb menor do que aquela definida pelos basaltos oceânicos, MORB e OIB, sugere a sua natureza de rochas de arco.

Além disso, muitos arcos de ilhas fanerozóicos hospedam xenólitos semelhantes petrograficamente às rochas da Suíte São José do Jacuípe, como os exemplos reportados por Burns (1985), Beard (1986), Beard & Day (1987), Yogodzinski & Kelemen (2007), Kiddle *et al.* (2010). São xenólitos de anortositos, cumulados de gabro e anortositos gabróicos, que normalmente são caracterizados por plagioclásio cálcico e hornblenda. No entanto o efeito do metamorfismo em fácies granulito e a conseqüente desidratação das rochas da suíte pode ter obliterado tais características.

CONCLUSÕES

A Suíte Metamórfica São José do Jacuípe compreende um conjunto de rochas cumuláticas estratificadas, formado por meta-anortositos, meta-leucogabros, meta-leuconoritos, meta-gabros e meta-gabronoritos, com meta-piroxenitos subordinados. Dados de campo e geoquímicos sugerem que as rochas plutônicas dessa suíte estejam ligadas petrogeneticamente. Todas as rochas possuem características geoquímicas e de química mineral semelhantes ao magmatismo máfico de arco e, com base nessas características, estão sendo interpretadas como pertencentes a um remanescente de arco, mais provavelmente continental. A Suíte São José do Jacuípe é litológica e composicionalmente similar a outros complexos que estão sendo interpretados como gerados em ambientes de arco, guardando semelhanças com o Complexo Fiskensæset na Groelândia (Polat *et al.*, 2009; Polat *et al.*, 2010), com o Complexo Chimalpahad, na Índia (Dharma Rao *et al.*, 2011), bem como com complexos de arcos fanerozóicos (Burns, 1985; Beard, 1986; Beard & Day, 1987; Yogodzinski & Kelemen, 2007; Kiddle *et al.*, 2010), que hospedam xenólitos semelhantes às rochas aqui estudadas. A Suíte Metamórfica São José do Jacuípe pode representar um fragmento da raiz máfica de arcos magmáticos e no caso do cinturão Salvador-Curaçá o arco seria o Complexo Caraíba, conforme proposto recentemente (Delgado *et al.*, 2003; Oliveira *et al.*, 2010)

Meta-gabronorito – PATM-01										
Amostra	PI1	PI1	PI2	PI3	PI4	PI4	PI4	PI6	PI7	PI8
	Centro	Borda Opx	Centro	Centro	Centro	Borda Opx	Borda Cpx	Centro	Borda Cpx	Centro
SiO ₂	56,304	55,000	55,515	56,466	55,890	54,965	54,838	55,602	55,811	56,106
TiO ₂	0,019	0,013	0,000	0,065	0,006	0,019	0,000	0,019	0,000	0,000
Al ₂ O ₃	26,971	27,407	27,281	27,337	28,023	28,280	28,053	27,459	27,788	28,012
Fe ₂ O ₃	0,149	0,282	0,158	0,002	0,021	0,530	0,131	0,047	0,208	0,033
MnO	0,000	0,017	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,026	0,010	0,000
MgO	0,008	0,000	0,000	0,026	0,017	0,000	0,007	0,011	0,003	0,015
CaO	9,112	10,167	9,832	9,173	9,938	10,173	10,214	9,877	10,142	9,708
Na ₂ O	6,098	5,618	5,010	5,905	5,452	5,284	5,390	5,570	5,858	5,983
K ₂ O	0,423	0,447	1,336	0,408	0,322	0,304	0,366	0,371	0,423	0,363
SrO	0,024	0,000	0,004	0,043	0,000	0,000	0,026	0,069	0,000	0,000
BaO	0,000	0,059	0,180	0,131	0,030	0,043	0,000	0,046	0,000	0,102
Total	99,109	99,010	99,316	99,555	99,702	99,598	99,025	99,097	100,244	100,322
Cátions com base nos 32 oxigênios										
Si	10,21	10,03	10,11	10,19	10,07	9,95	9,98	10,10	10,04	10,07
Ti	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	5,76	5,89	5,85	5,82	5,95	6,03	6,02	5,88	5,89	5,93
Fe _{tot}	0,02	0,04	0,02	0,00	0,00	0,07	0,02	0,01	0,03	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,77	1,99	1,92	1,77	1,92	1,97	1,99	1,92	1,96	1,87
Na	2,14	1,99	1,77	2,07	1,91	1,85	1,90	1,96	2,04	2,08
K	0,10	0,10	0,31	0,09	0,07	0,07	0,08	0,09	0,10	0,08
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	20,015	20,047	19,994	19,972	19,937	19,958	19,997	19,977	20,065	20,046
Anortita	44,12	48,73	47,99	45,09	49,23	50,62	50,06	48,42	47,74	46,30
Albita	53,44	48,72	44,25	52,52	48,88	47,58	47,81	49,42	49,89	51,64
Ortoclásio	4,37	4,97	14,93	4,35	3,74	3,65	4,27	4,19	4,54	3,84

Tabela 1 – Análises químicas representativas de plagioclásio (Pl), ortopiroxênio (Opx) e clinopiroxênio (Cpx) para as amostras da Suíte São José do Jacuípe. Para efeito de cálculos nos piroxênios, considerou-se Fe=Fe²⁺+Mn.

Meta-gabronorito – PATM-01								
Amostra	Opx1	Opx2	Opx3	Cpx1	Cpx2	Cpx3	Cpx4	Cpx7
	Borda Pl1	Centro	Centro	Borda Pl1	Centro	Centro	Centro	Centro
SiO ₂	49,770	50,551	50,746	50,626	51,287	50,304	50,482	50,090
TiO ₂	0,126	0,097	0,157	0,180	0,243	0,486	0,287	0,298
Al ₂ O ₃	1,305	1,462	1,338	2,384	2,162	3,127	2,476	2,551
FeO	28,901	29,185	29,620	12,794	11,864	11,754	12,387	14,159
MnO	0,666	0,699	0,620	0,259	0,191	0,340	0,338	0,350
MgO	17,335	17,697	17,342	11,840	12,302	11,484	11,544	11,901
CaO	0,847	0,807	0,833	22,259	21,995	21,995	21,540	19,398
Na ₂ O	0,017	0,011	0,038	0,459	0,391	0,527	0,491	0,383
K ₂ O	0,004	0,000	0,033	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009
Cr ₂ O ₃	0,032	---	---	---	---	---	---	---
Total	99,004	100,509	100,726	100,801	100,437	100,017	99,544	99,139
Cátions com base nos 6 oxigênios								
Si	1,944	1,943	1,949	1,915	1,934	1,908	1,927	1,924
Ti	0,004	0,003	0,005	0,005	0,007	0,014	0,008	0,009
Al	0,060	0,066	0,061	0,106	0,096	0,140	0,111	0,116
Fe ²⁺	0,944	0,938	0,952	0,405	0,374	0,373	0,395	0,455
Mn	0,022	0,023	0,020	0,008	0,006	0,011	0,011	0,011
Mg	1,010	1,014	0,993	0,668	0,692	0,649	0,657	0,682
Ca	0,036	0,033	0,034	0,902	0,889	0,894	0,881	0,799
Na	0,001	0,001	0,003	0,034	0,029	0,039	0,036	0,029
K	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,001	---	---	---	---	---	---	---
Total	4,022	4,021	4,018	4,043	4,026	4,028	4,027	4,024
Enstatita	50,19	50,50	49,68	33,67	35,28	33,70	33,79	35,02
Ferrossilita	48,04	47,85	48,61	20,83	19,40	19,91	20,90	23,96
Wollastonita	1,76	1,65	1,72	45,50	45,33	46,39	45,31	41,02

Tabela 1 – (cont.) Análises químicas representativas de plagioclásio (Pl), ortopiroxênio (Opx) e clinopiroxênio (Cpx) para as amostras da Suíte São José do Jacuípe. Para efeito de cálculos nos piroxênios, considerou-se $Fe=Fe^{2+}+Mn$.

Meta-gabronorito - PATM-02												
Amostra	Pl1	Pl3	Amostra	Opx1	Opx2	Opx6	Cpx1	Cpx2	Cpx4	Cpx5	Cpx6	Cpx5'
	Borda Opx1	Centro		Borda Pl1	Centro	Centro	Borda Pl1	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro
SiO ₂	52,138	52,896	SiO ₂	51,055	52,029	51,619	51,278	50,523	51,020	50,981	50,370	50,570
TiO ₂	0,000	0,006	TiO ₂	0,055	0,116	0,092	0,290	0,396	0,346	0,347	0,376	0,308
Al ₂ O ₃	30,937	30,418	Al ₂ O ₃	1,477	1,401	1,355	2,805	3,213	2,825	2,701	2,786	3,347
Fe ₂ O ₃	0,073	0,210	FeO	24,962	23,296	24,711	9,675	11,185	10,640	9,415	12,153	9,851
MnO	0,000	0,000	MnO	0,491	0,465	0,456	0,178	0,277	0,241	0,205	0,198	0,201
MgO	0,009	0,003	MgO	20,544	20,766	20,341	12,863	13,125	13,159	13,135	13,460	12,731
CaO	13,142	12,338	CaO	0,625	0,927	0,779	22,314	20,468	21,613	22,800	20,039	22,361
Na ₂ O	4,462	4,642	Na ₂ O	0,018	0,009	0,035	0,523	0,452	0,468	0,482	0,393	0,536
K ₂ O	0,098	0,080	K ₂ O	0,003	0,000	0,007	0,000	0,004	0,021	0,000	0,012	0,000
SrO	0,041	0,014	Cr ₂ O ₃	---	---	---	---	---	---	---	---	---
BaO	0,052	0,020										
Total	100,954	100,628	Total	99,231	99,010	99,393	99,925	99,643	100,332	100,066	99,786	99,904
Cátions com base nos 32 oxigênios			Cátions com base nos 6 oxigênios									
Si	9,395	9,530	Si	1,946	1,969	1,960	1,926	1,908	1,915	1,914	1,907	1,904
Ti	0,000	0,001	Ti	0,002	0,003	0,003	0,008	0,011	0,010	0,010	0,011	0,009
Al	6,571	6,459	Al	0,066	0,063	0,061	0,124	0,143	0,125	0,120	0,124	0,149
Fe _{tot}	0,010	0,028	Fe ²⁺	0,796	0,737	0,785	0,304	0,353	0,334	0,296	0,385	0,310
Mn	0,000	0,000	Mn	0,016	0,015	0,015	0,006	0,009	0,008	0,007	0,006	0,006
Mg	0,003	0,001	Mg	1,167	1,172	1,151	0,720	0,739	0,736	0,735	0,760	0,714
Ca	2,537	2,382	Ca	0,026	0,038	0,032	0,898	0,828	0,869	0,917	0,813	0,902
Na	1,559	1,622	Na	0,001	0,001	0,003	0,038	0,033	0,034	0,035	0,029	0,039
K	0,023	0,018	K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000
Sr	0,004	0,001	Cr	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Ba	0,004	0,001										
Total	20,105	20,045	Total	4,020	3,997	4,009	4,023	4,026	4,031	4,034	4,035	4,033
Anortita	61,60	59,22	Enstatita	58,24	59,73	58,08	37,36	38,30	37,81	37,62	38,69	36,96
Albita	37,85	40,32	Ferrossilita	40,49	38,35	40,32	16,05	18,77	17,55	15,46	19,92	16,38
Ortoclásio	1,43	1,12	Wollastonita	1,27	1,92	1,60	46,58	42,93	44,64	46,93	41,39	46,66

Tabela 1 – (cont.) Análises químicas representativas de plagioclásio (Pl), ortopiroxênio (Opx) e clinopiroxênio (Cpx) para as amostras da Suíte São José do Jacuípe. Para efeito de cálculos nos piroxênios, considerou-se Fe=Fe²⁺+Mn.

Meta-leuconorito - PATM-04								
Amostra	PI2	PI4	PI4	PI5	PI7	PI8	PI9	PI11
	Borda	Centro	Borda Opx4	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro
SiO ₂	57,405	57,101	57,264	57,525	56,642	57,944	57,291	57,595
TiO ₂	0,006	0,000	0,000	0,026	0,071	0,000	0,039	0,097
Al ₂ O ₃	27,073	26,255	26,662	26,296	26,635	26,408	26,221	26,213
Fe ₂ O ₃	0,137	0,043	0,145	0,273	0,145	0,196	0,117	0,169
MnO	0,015	0,006	0,000	0,007	0,005	0,003	0,015	0,022
MgO	0,016	0,000	0,005	0,023	0,000	0,009	0,007	0,019
CaO	8,879	8,572	8,914	8,523	8,676	8,465	8,745	8,319
Na ₂ O	6,746	6,789	6,348	6,674	6,784	6,701	6,668	6,975
K ₂ O	0,261	0,403	0,481	0,413	0,440	0,399	0,448	0,471
SrO	0,021	0,055	0,000	0,011	0,122	0,000	0,040	0,000
BaO	0,000	0,020	0,000	0,035	0,121	0,105	0,085	0,000
Total	100,560	99,245	99,819	99,807	99,643	100,230	99,676	99,879
Cátions com base nos 32 oxigênios								
Si	10,256	10,339	10,304	10,353	10,245	10,378	10,339	10,361
Ti	0,001	0,000	0,000	0,004	0,010	0,000	0,005	0,013
Al	5,701	5,603	5,654	5,577	5,678	5,574	5,577	5,558
Fe _{tot}	0,019	0,006	0,020	0,037	0,020	0,027	0,016	0,023
Mn	0,002	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,002	0,003
Mg	0,004	0,000	0,001	0,006	0,000	0,003	0,002	0,005
Ca	1,700	1,663	1,719	1,644	1,681	1,624	1,691	1,603
Na	2,337	2,383	2,215	2,329	2,379	2,327	2,333	2,433
K	0,060	0,093	0,111	0,095	0,102	0,091	0,103	0,108
Sr	0,002	0,006	0,000	0,001	0,013	0,000	0,004	0,000
Ba	0,000	0,001	0,000	0,003	0,009	0,007	0,006	0,000
Total	20,081	20,095	20,022	20,049	20,137	20,031	20,078	20,107
Anortita	41,493543	40,1739341	42,5003091	40,4096285	40,3940413	40,1825693	40,9687894	38,6878046
Albita	57,053927	57,5770021	54,7669099	57,2594724	57,1648246	57,5612894	56,5304837	58,7061435
Ortoclásio	2,4826838	3,75933778	4,75268817	3,91153656	4,09545308	3,77171216	4,2362793	4,25046243

Tabela 1 – (cont.) Análises químicas representativas de plagioclásio (Pl), ortopiroxênio (Opx) e clinopiroxênio (Cpx) para as amostras da Suíte São José do Jacuípe. Para efeito de cálculos nos piroxênios, considerou-se Fe=Fe²⁺+Mn.

Meta-leuconorito - PATM-04								
Amostra	Opx1	Opx1	Opx2	Opx4	Opx5	Opx1'	Opx2'	Opx2'
	Centro	Borda	Centro	Centro	Centro	Centro	Borda Pl8	Centro
SiO ₂	51,815	51,858	51,804	51,738	52,059	51,603	51,024	52,037
TiO ₂	0,073	0,116	0,086	0,122	0,152	0,091	0,152	0,152
Al ₂ O ₃	1,284	1,444	1,149	1,278	1,435	1,419	1,226	1,446
FeO	23,499	23,499	23,601	24,826	24,879	24,471	24,604	24,326
MnO	0,356	0,393	0,247	0,417	0,453	0,411	0,408	0,391
MgO	22,226	21,242	21,862	21,693	20,907	21,510	21,446	21,062
CaO	0,570	0,664	0,542	0,578	0,603	0,566	0,516	0,623
Na ₂ O	0,000	0,033	0,000	0,011	0,038	0,072	0,000	0,053
K ₂ O	0,003	0,000	0,016	0,000	0,007	0,000	0,001	0,006
Cr ₂ O ₃	---	---	---	---	---	---	---	---
Total	99,828	99,249	99,307	100,664	100,533	100,144	99,377	100,096
Cátions com base nos 6 oxigênios								
Si	1,947	1,959	1,956	1,940	1,953	1,942	1,939	1,956
Ti	0,002	0,003	0,002	0,003	0,004	0,003	0,004	0,004
Al	0,057	0,064	0,051	0,057	0,063	0,063	0,055	0,064
Fe ²⁺	0,738	0,742	0,745	0,779	0,781	0,770	0,782	0,765
Mn	0,011	0,013	0,008	0,013	0,014	0,013	0,013	0,013
Mg	1,245	1,196	1,231	1,213	1,169	1,207	1,215	1,180
Ca	0,023	0,027	0,022	0,023	0,024	0,023	0,021	0,025
Na	0,000	0,002	0,000	0,001	0,003	0,005	0,000	0,004
K	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	---	---	---	---	---	---	---	---
Total	4,023	4,007	4,016	4,029	4,012	4,026	4,029	4,010
Enstatita	61,71	60,48	61,36	59,80	58,80	59,95	59,82	59,53
Ferrossilita	37,16	38,16	37,55	39,05	39,98	38,91	39,15	39,20
Wollastonita	1,14	1,36	1,09	1,14	1,22	1,13	1,03	1,27

Tabela 1 – (cont.) Análises químicas representativas de plagioclásio (Pl), ortopiroxênio (Opx) e clinopiroxênio (Cpx) para as amostras da Suíte São José do Jacuípe. Para efeito de cálculos nos piroxênios, considerou-se Fe=Fe²⁺+Mn.

Meta-leucogabro - PATM-41														
Amostra	P11	P11	P11	P12	P14	P15	P16	P17	P17	P17	P18	P19	P110	P111
	Centro	Borda Cpx1	Borda Opx1	Centro	Centro	Centro	Centro	Borda Opx7	Borda Cpx7	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro
SiO ₂	49,741	50,320	49,377	49,768	50,661	50,291	50,300	49,853	50,230	50,095	50,363	49,330	50,142	50,019
TiO ₂	0,006	0,032	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,000	0,026	0,026	0,000	0,032	0,084
Al ₂ O ₃	31,588	31,821	31,438	31,675	31,708	31,740	31,838	31,660	31,594	31,565	31,469	32,098	31,564	31,489
Fe ₂ O ₃	0,168	0,201	0,234	0,240	0,198	0,209	0,215	0,188	0,258	0,231	0,083	0,127	0,073	0,174
MnO	0,000	0,000	0,000	0,008	0,046	0,000	0,000	0,004	0,001	0,000	0,011	0,000	0,001	0,030
MgO	0,005	0,001	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,007	0,021	0,007	0,009	0,000	0,000	0,021
CaO	14,548	14,810	14,150	14,341	14,579	14,524	14,553	14,699	14,608	14,428	14,082	14,878	14,390	14,428
Na ₂ O	3,638	3,457	3,749	3,750	3,874	3,693	3,560	3,395	3,446	3,629	3,636	3,321	3,591	3,769
K ₂ O	0,023	0,050	0,068	0,051	0,046	0,052	0,027	0,032	0,059	0,022	0,049	0,024	0,047	0,029
SrO	0,055	0,034	0,000	0,029	0,051	0,000	0,000	0,050	0,002	0,000	0,008	0,000	0,063	0,025
BaO	0,000	0,025	0,033	0,046	0,070	0,007	0,000	0,033	0,023	0,000	0,000	0,000	0,131	0,000
Total	99,772	100,751	99,050	99,909	101,240	100,516	100,492	99,934	100,241	100,002	99,737	99,777	100,035	100,069
Cátions com base nos 32 oxigênios														
Si	9,112	9,126	9,110	9,107	9,153	9,138	9,136	9,115	9,150	9,145	9,201	9,035	9,157	9,134
Ti	0,001	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,004	0,004	0,000	0,004	0,012
Al	6,820	6,801	6,836	6,831	6,752	6,797	6,815	6,822	6,783	6,791	6,776	6,929	6,793	6,777
Fe _{tot}	0,023	0,027	0,033	0,033	0,027	0,029	0,029	0,026	0,035	0,032	0,011	0,018	0,010	0,024
Mn	0,000	0,000	0,000	0,001	0,007	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,005
Mg	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,006	0,002	0,003	0,000	0,000	0,006
Ca	2,855	2,878	2,797	2,812	2,822	2,828	2,832	2,879	2,851	2,822	2,756	2,919	2,816	2,823
Na	1,292	1,216	1,341	1,331	1,357	1,301	1,254	1,203	1,217	1,285	1,288	1,179	1,271	1,334
K	0,005	0,012	0,016	0,012	0,011	0,012	0,006	0,007	0,014	0,005	0,011	0,006	0,011	0,007
Sr	0,006	0,004	0,000	0,003	0,005	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,001	0,000	0,007	0,003
Ba	0,000	0,002	0,002	0,003	0,005	0,001	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000
Total	20,115	20,069	20,135	20,133	20,141	20,105	20,072	20,065	20,057	20,085	20,052	20,085	20,078	20,124
Anortita	68,76	70,11	67,33	67,68	67,36	68,29	69,21	70,40	69,85	68,63	67,96	71,13	68,71	67,79
Albita	31,11	29,61	32,28	32,03	32,39	31,42	30,64	29,42	29,82	31,24	31,76	28,73	31,03	32,04
Ortoclásio	0,42	0,94	1,19	0,89	0,78	0,92	0,49	0,61	1,11	0,40	0,88	0,48	0,84	0,51

Tabela 1 – (cont.) Análises químicas representativas de plagioclásio (Pl), ortopiroxênio (Opx) e clinopiroxênio (Cpx) para as amostras da Suíte São José do Jacuípe. Para efeito de cálculos nos piroxênios, considerou-se Fe=Fe²⁺+Mn.

Meta-leucogabro - PATM-41														
Amostra	Opx1	Opx1	Opx2	Opx5	Opx5	Opx6	Opx7	Opx8	Opx1'	Opx1'	Cpx2	Cpx5	Cpx6	Cpx7
	Borda Pl1	Centro	Centro	Borda Pl5	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Borda Pl1	Centro	Centro	Centro	Centro
SiO ₂	51,993	51,585	51,372	52,019	51,929	51,579	50,805	51,567	52,134	52,112	51,171	49,829	51,555	50,110
TiO ₂	0,140	0,152	0,134	0,134	0,109	0,091	0,139	0,122	0,207	0,049	0,435	0,465	0,243	0,306
Al ₂ O ₃	1,286	1,461	1,977	1,397	1,711	1,292	1,994	1,483	1,459	1,137	2,895	3,451	2,187	3,478
FeO	24,891	24,453	25,458	24,808	24,688	27,343	26,367	25,888	24,744	24,981	8,882	11,159	10,154	10,799
MnO	0,350	0,382	0,463	0,478	0,455	0,515	0,408	0,406	0,433	0,409	0,232	0,235	0,209	0,174
MgO	20,610	20,682	20,571	21,127	20,677	20,446	19,786	20,123	21,037	21,566	13,252	13,092	13,471	12,914
CaO	0,598	0,755	0,782	0,588	0,713	0,870	0,757	0,764	0,746	0,576	22,530	22,319	22,613	21,532
Na ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,007	0,006	0,002	0,017	0,000	0,053	0,000	0,432	0,529	0,386	0,475
K ₂ O	0,000	0,008	0,000	0,000	0,006	0,014	0,005	0,014	0,005	0,008	0,013	0,016	0,014	0,036
Cr ₂ O ₃	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Total	99,868	99,478	100,756	100,556	100,294	102,152	100,277	100,367	100,818	100,837	99,842	101,096	100,832	99,824
Cátions com base nos 6 oxigênios														
Si	1,963	1,954	1,931	1,951	1,951	1,931	1,929	1,949	1,950	1,950	1,918	1,869	1,925	1,893
Ti	0,004	0,004	0,004	0,004	0,003	0,003	0,004	0,004	0,006	0,001	0,012	0,013	0,007	0,009
Al	0,057	0,065	0,088	0,062	0,076	0,057	0,089	0,066	0,064	0,050	0,128	0,153	0,096	0,155
Fe ²⁺	0,786	0,775	0,800	0,778	0,776	0,856	0,837	0,818	0,774	0,782	0,278	0,350	0,317	0,341
Mn	0,011	0,012	0,015	0,015	0,015	0,016	0,013	0,013	0,014	0,013	0,007	0,008	0,007	0,006
Mg	1,160	1,168	1,153	1,181	1,158	1,141	1,120	1,134	1,173	1,203	0,741	0,732	0,750	0,727
Ca	0,024	0,031	0,032	0,024	0,029	0,035	0,031	0,031	0,030	0,023	0,905	0,897	0,905	0,872
Na	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,004	0,000	0,031	0,039	0,028	0,035
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,002
Cr	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Total	4,005	4,009	4,022	4,015	4,008	4,039	4,024	4,015	4,014	4,023	4,022	4,061	4,035	4,039
Enstatita	58,55	58,82	57,66	59,12	58,58	55,71	55,97	56,81	58,93	59,53	38,35	36,85	37,91	37,38
Ferrossilita	40,23	39,63	40,77	39,70	39,97	42,59	42,49	41,65	39,57	39,33	14,80	18,00	16,36	17,82
Wollastonita	1,22	1,54	1,58	1,18	1,45	1,70	1,54	1,55	1,50	1,14	46,85	45,15	45,73	44,79

Tabela 1 – (cont.) Análises químicas representativas de plagioclásio (Pl), ortopiroxênio (Opx) e clinopiroxênio (Cpx) para as amostras da Suíte São José do Jacuípe. Para efeito de cálculos nos piroxênios, considerou-se $Fe=Fe^{2+}+Mn$.

Meta-gabro - PATM-11											
Amostra	P11	P11	P11	P12	P13	P13	P14	P15	P16	P17	P18
	Centro	Borda Cpx1	Borda Opx1	Centro	Borda Cpx3	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro
SiO ₂	57,331	57,653	57,951	57,922	58,227	58,483	58,362	58,307	58,691	58,344	58,464
TiO ₂	0,032	0,000	0,000	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	0,045	0,000
Al ₂ O ₃	26,296	26,110	26,315	26,108	26,583	26,807	26,803	26,835	26,477	26,278	26,429
Fe ₂ O ₃	0,128	0,175	0,398	0,145	0,317	0,138	0,072	0,182	0,076	0,026	0,105
MnO	0,049	0,014	0,018	0,037	0,021	0,036	0,000	0,003	0,005	0,000	0,000
MgO	0,000	0,000	0,025	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,008	0,006	0,000
CaO	8,106	8,234	8,341	7,773	8,134	8,376	8,343	8,533	8,403	8,011	8,023
Na ₂ O	7,055	6,737	6,567	7,152	7,175	7,046	6,772	7,067	7,012	7,241	7,090
K ₂ O	0,507	0,477	0,385	0,433	0,422	0,426	0,445	0,436	0,429	0,515	0,509
SrO	0,071	0,061	0,099	0,029	0,056	0,000	0,049	0,000	0,030	0,048	0,000
BaO	0,066	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,026	0,000	0,000	0,000
Total	99,641	99,461	100,099	99,600	100,949	101,313	100,847	101,392	101,131	100,513	100,620
Cátions com base nos 32 oxigênios											
Si	10,348	10,402	10,387	10,428	10,362	10,361	10,375	10,334	10,412	10,418	10,419
Ti	0,004	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000
Al	5,594	5,552	5,559	5,540	5,576	5,598	5,616	5,606	5,536	5,530	5,551
Fe _{tot}	0,017	0,024	0,054	0,020	0,043	0,019	0,010	0,024	0,010	0,004	0,014
Mn	0,008	0,002	0,003	0,006	0,003	0,005	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,002	0,000
Ca	1,568	1,592	1,602	1,499	1,551	1,590	1,589	1,621	1,597	1,533	1,532
Na	2,469	2,357	2,282	2,496	2,476	2,420	2,334	2,429	2,412	2,507	2,450
K	0,117	0,110	0,088	0,100	0,096	0,096	0,101	0,099	0,097	0,117	0,116
Sr	0,007	0,006	0,010	0,003	0,006	0,000	0,005	0,000	0,003	0,005	0,000
Ba	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000
Total	20,136	20,044	19,992	20,091	20,113	20,089	20,030	20,114	20,070	20,121	20,081
Anortita	37,74	39,22	40,33	36,61	37,62	38,72	39,49	39,07	38,90	36,87	37,39
Albita	59,45	58,07	57,46	60,96	60,05	58,94	58,01	58,55	58,74	60,31	59,79
Ortoclásio	4,52	4,45	3,71	3,83	3,73	3,82	4,15	3,90	3,87	4,47	4,51

Tabela 1 – (cont.) Análises químicas representativas de plagioclásio (Pl), ortopiroxênio (Opx) e clinopiroxênio (Cpx) para as amostras da Suíte São José do Jacuípe. Para efeito de cálculos nos piroxênios, considerou-se Fe=Fe²⁺+Mn.

Meta-gabro - PATM-11									
Amostra	Opx1	Opx2	Opx4	Opx4	Opx3´	Opx3´	Cpx1	Cpx1	Cpx4
	Centro	Centro	Centro	Borda PI4	Borda PI3	Centro	Borda PI1	Centro	Centro
SiO ₂	51,484	51,484	51,681	51,560	51,747	51,355	51,399	51,710	51,893
TiO ₂	0,060	0,092	0,109	0,103	0,086	0,068	0,259	0,265	0,127
Al ₂ O ₃	1,137	1,428	1,253	1,224	1,265	1,199	2,317	1,993	2,076
FeO	24,641	24,560	25,717	25,660	24,627	26,592	10,229	9,865	11,661
MnO	0,668	0,733	0,750	0,714	0,745	0,690	0,306	0,368	0,385
MgO	20,451	20,381	20,092	19,770	20,470	20,525	13,315	13,421	13,635
CaO	0,630	0,769	0,639	0,611	0,590	0,722	21,770	21,565	20,986
Na ₂ O	0,007	0,028	0,000	0,028	0,000	0,011	0,592	0,507	0,464
K ₂ O	0,020	0,000	0,019	0,002	0,022	0,019	0,000	0,003	0,008
Cr ₂ O ₃	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Total	99,098	99,474	100,261	99,671	99,553	101,180	100,187	99,698	101,234
Cátions com base nos 6 oxigênios									
Si	1,962	1,955	1,956	1,962	1,962	1,936	1,929	1,945	1,934
Ti	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,007	0,008	0,004
Al	0,051	0,064	0,056	0,055	0,057	0,053	0,103	0,088	0,091
Fe ²⁺	0,785	0,780	0,814	0,817	0,781	0,838	0,321	0,310	0,363
Mn	0,022	0,024	0,024	0,023	0,024	0,022	0,010	0,012	0,012
Mg	1,162	1,154	1,134	1,122	1,157	1,154	0,745	0,753	0,758
Ca	0,026	0,031	0,026	0,025	0,024	0,029	0,876	0,869	0,838
Na	0,001	0,002	0,000	0,002	0,000	0,001	0,043	0,037	0,034
K	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000
Cr	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Total	4,011	4,012	4,014	4,008	4,008	4,036	4,034	4,022	4,034
Enstatita	58,25	58,02	56,75	56,47	58,26	56,46	38,18	38,72	38,43
Ferrossilita	40,46	40,41	41,95	42,28	40,53	42,11	16,95	16,57	19,05
Wollastonita	1,29	1,57	1,30	1,25	1,21	1,43	44,87	44,71	42,51

Tabela 1 – (cont.) Análises químicas representativas de plagioclásio (Pl), ortopiroxênio (Opx) e clinopiroxênio (Cpx) para as amostras da Suíte São José do Jacuípe. Para efeito de cálculos nos piroxênios, considerou-se $Fe=Fe^{2+}+Mn$.

Meta -anortosito - PATM-7A													
Amostra	PI1	PI1	PI2	PI4	PI5	PI6	PI7	PI8	PI8		Cpx5	Cpx6	Cpx7
	Borda Cpx1	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Borda		Centro	Centro	Centro
SiO ₂	59,188	60,124	59,490	59,254	59,869	60,297	59,299	59,849	59,951	SiO ₂	50,910	50,473	50,377
TiO ₂	0,000	0,026	0,039	0,006	0,045	0,006	0,052	0,026	0,000	TiO ₂	0,230	0,313	0,249
Al ₂ O ₃	25,436	25,083	25,214	25,131	25,447	25,522	25,119	25,330	25,815	Al ₂ O ₃	2,087	2,027	2,109
Fe ₂ O ₃	0,224	0,123	0,118	0,191	0,148	0,134	0,107	0,142	0,045	FeO	11,830	11,803	12,112
MnO	0,000	0,000	0,000	0,011	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	MnO	0,243	0,332	0,298
MgO	0,013	0,000	0,020	0,000	0,013	0,002	0,000	0,009	0,015	MgO	11,259	11,203	11,044
CaO	6,849	6,658	6,630	6,692	6,792	6,795	6,718	6,929	7,316	CaO	22,252	22,180	22,335
Na ₂ O	7,822	7,785	7,729	7,871	7,621	7,719	7,693	7,996	7,705	Na ₂ O	0,697	0,772	0,638
K ₂ O	0,527	0,509	0,364	0,482	0,439	0,501	0,344	0,447	0,445	K ₂ O	0,000	0,002	0,012
SrO	0,118	0,166	0,089	0,059	0,062	0,027	0,018	0,117	0,049	Cr ₂ O ₃	---	---	---
BaO	0,000	0,053	0,000	0,000	0,000	0,069	0,065	0,095	0,026				
Total	100,176	100,527	99,692	99,698	100,448	101,074	99,414	100,940	101,366	Total	99,509	99,105	99,173
Cátions com base nos 32 oxigênios										Cátions com base nos 6 oxigênios			
Si	10,585	10,695	10,656	10,634	10,645	10,660	10,654	10,625	10,585	Si	1,942	1,937	1,934
Ti	0,000	0,004	0,005	0,001	0,006	0,001	0,007	0,004	0,000	Ti	0,007	0,009	0,007
Al	5,361	5,259	5,323	5,315	5,333	5,318	5,319	5,300	5,372	Al	0,094	0,092	0,095
Fe _{tot}	0,030	0,017	0,016	0,026	0,020	0,018	0,014	0,019	0,006	Fe ²⁺	0,378	0,379	0,389
Mn	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	Mn	0,008	0,011	0,010
Mg	0,004	0,000	0,005	0,000	0,003	0,001	0,000	0,002	0,004	Mg	0,640	0,641	0,632
Ca	1,312	1,269	1,272	1,287	1,294	1,287	1,293	1,318	1,384	Ca	0,910	0,912	0,919
Na	2,712	2,685	2,684	2,739	2,627	2,646	2,680	2,752	2,638	Na	0,052	0,057	0,048
K	0,120	0,115	0,083	0,110	0,100	0,113	0,079	0,101	0,100	K	0,000	0,000	0,001
Sr	0,012	0,017	0,009	0,006	0,006	0,003	0,002	0,012	0,005	Cr	---	---	---
Ba	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,005	0,005	0,007	0,002				
Total	20,136	20,064	20,054	20,119	20,036	20,051	20,052	20,139	20,095	Total	4,030	4,037	4,035
Anortita	31,66	31,18	31,50	31,11	32,18	31,81	31,92	31,59	33,58	Enstatita	33,09	33,00	32,42
Albita	65,44	65,98	66,44	66,22	65,34	65,39	66,14	65,98	63,99	Ferrossilita	19,91	20,06	20,45
Ortoclásio	4,24	4,12	3,01	3,87	3,65	4,10	2,86	3,55	3,66	Wollastonita	47,00	46,95	47,13

Tabela 2 – (cont.) Análises químicas representativas de plagioclásio (Pl), ortopiroxênio (Opx) e clinopiroxênio (Cpx) para as amostras da Suíte São José do Jacuípe. Para efeito de cálculos nos piroxênios, considerou-se Fe=Fe²⁺+Mn.

Amostra	PATM-07	PATM-7A	PATM-7B	PATM-22A	PATM-31	PATM-31A	PATM-86A
(%)	Anortosito	Anortosito	Anortosito	Anortosito	Anortosito	Anortosito	Anortosito
SiO₂	61,87	60,8	62,03	51,47	53,46	56,39	51,54
TiO₂	0,196	0,405	0,037	0,157	0,399	0,316	0,577
Al₂O₃	22,68	21,52	23,06	27,55	25,87	24,76	26,69
Fe₂O₃	0,7	3,1	0,3	1,29	3,68	2,73	2,74
MnO	0,006	0,018	0,002	0,021	0,052	0,039	0,058
MgO	0,04	0,16	0,04	0,48	0,94	0,48	1,08
CaO	5,5	6,3	4,97	10,69	9,47	8,66	11,02
Na₂O	6,63	5,82	6,49	3,94	4,82	4,91	4,27
K₂O	1,52	0,99	2,25	1,77	0,83	0,77	0,76
P₂O₅	0,025	0,148	0,017	0,04	0,037	0,034	0,033
P.F.(1000°C)	0,16	0,16	0,41	1,96	0,37	0,36	0,67
Soma	99,3	99,4	99,6	99,4	99,9	99,4	99,4
(mg g⁻¹)							
Ba	279	201	699	331	139	161	78
Ce	40	118	13	10	8	13	<8
Cr	10,4	13,8	3,6	56	133	100	139
Cs	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7
Cu	1,7	2,9	<1,5	3,3	7,9	8,1	1,65
Ga	24,5	23,6	25,8	20,7	25,7	24,9	21,7
La	38	90	26	11	20	17	<6
Nb	4,8	6,1	3,1	3,1	4,8	4,9	4,2
Nd	13	50	<8	<8	<8	<8	<8
Ni	2,1	5,8	<1,5	16,2	18,8	10,3	12,3
Pb	20,1	13,1	21,3	12,5	13,5	18,5	11,6
Rb	25,8	7,2	34	73	18,1	15,3	27
Sc	<4	4	<4	<4	6	6	7
Sn	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Sr	652	732	718	458	337	327	344
Th	9,5	54	2,5	<2	2	7,8	<2
U	<3	<3	<3	<3	3	4	3
V	11,2	48	8,8	30	87	66	69
Y	<1	9,6	<1	2	3,8	2,9	2,1
Zn	10,1	11,5	8,2	17,4	36	24,8	36
Zr	174	300	26,8	32	28,3	40	25
Sul	11°44'32''	11°44'32''	11°44'32''	11°42'53''	11°29'28''	11°29'28''	11°29'10''
Oeste	24°56'29''	24°56'29''	24°56'29''	24°57'03''	24°59'04''	24°59'04''	24°58'43''

Tabela 2 – Análises geoquímicas obtidas por fluorescência de raio-X para as rochas da Suíte São José do Jacuípe, com as coordenadas geográficas de onde foram coletadas as amostras. O prefixo “meta” está implícito nos nomes das rochas.

Amostra	PATM-1A	PATM-1B	PATM-86	PATM-04	PATM-4B
(%)	Leucogabro	Leucogabro	Leucogabro	Leuconorito	Leuconorito
SiO₂	50,51	49,99	50,41	65,25	55,01
TiO₂	0,416	0,443	0,547	0,454	0,93
Al₂O₃	22,55	18,51	23,36	17,75	18,64
Fe₂O₃	6,02	8,4	5,65	3,46	7,93
MnO	0,082	0,118	0,09	0,035	0,14
MgO	3,3	6,38	2,72	1,4	1,92
CaO	11,21	11,05	11,63	5,88	4,49
Na₂O	3,9	3,4	3,91	3,85	3,71
K₂O	0,57	0,62	0,69	0,69	4,66
P₂O₅	0,058	0,027	0,099	0,036	0,89
P.F.(1000°C)	0,47	0,31	0,9	0,48	0,46
Soma	99,1	99,3	100	99,3	98,8
(mg g⁻¹)					
Ba	57	78	75	151	2426
Ce	<8	<8	<8	<8	243
Cr	199	343	122	218	9,3
Cs	<7	<7	<7	<7	<7
Cu	5,6	4,2	2,9	11,8	118
Ga	18,9	15,4	21	24,8	17,2
La	<9	<9	<6	<9	132
Nb	3,8	3	3,5	8	7,1
Nd	<8	<8	10	<8	106
Ni	90	148	47	41	6,8
Pb	5,2	7,1	11,3	8,7	32
Rb	14	6,4	18,9	9,3	117
Sc	16	25	14	5	4
Sn	<3	<3	<3	<3	5
Sr	320	243	306	256	2587
Th	2,4	<2	<2	3,9	3
U	<3	<3	<3	<3	<3
V	173	171	122	94	93
Y	3,5	3,5	4	1,4	39
Zn	40	56	56	36	131
Zr	32	19,4	30	47	159
Sul	11°44'33''	11°44'33''	11°29'10''	11°44'34''	11°44'34''
Oeste	24°56'38''	24°56'38''	24°58'43''	24°57'00''	24°57'00''

Tabela 2 – (cont.) Análises geoquímicas obtidas por fluorescência de raio-X para as rochas da Suíte São José do Jacuípe, com as coordenadas geográficas de onde foram coletadas as amostras. O prefixo “meta” está implícito nos nomes das rochas.

Amostra	PATM-01	PATM-02	PATM-90	PATM-99	PATM-11	PATM-42A	PATM-42	PATM-99B
(%)	Gabronorito	Gabronorito	Gabronorito	Gabronorito	Gabro	Gabro	Gabro	Piroxenito
SiO₂	49,97	50,65	50,51	50,02	49,01	47,46	42,55	59,17
TiO₂	1,658	0,835	0,721	0,779	0,903	1,492	2,57	0,017
Al₂O₃	13,47	11,68	13,49	13,66	12,79	13,71	10,62	0,43
Fe₂O₃	15,13	13,28	12,36	11,12	13,64	14,24	16,67	5,48
MnO	0,228	0,224	0,183	0,183	0,217	0,17	0,13	0,027
MgO	6,31	9,16	8,63	8,86	8,39	6,95	12,08	29,4
CaO	10,59	12,83	11,34	12,51	10,96	11,42	10,65	0,08
Na₂O	2,45	1,58	2,49	1,96	2,88	3,1	2,02	0,02
K₂O	0,4	0,07	0,21	0,21	0,64	0,62	1,17	0,01
P₂O₅	0,133	0,064	0,085	0,06	0,09	0,136	0,44	0,027
P.F.(1000°C)	+0,28	+0,22	+0,03	0,62	0,13	0,09	0,77	4,9
Soma	100,6	100,6	100,1	100	99,6	99,4	99,7	99,5
(mg g⁻¹)								
Ba	158	79	64	367	61	253	289	66
Ce	32	22	25	15	31	40	87	12
Cr	97	237	311	283	294	184	311	2447
Cs	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7
Cu	51	110	54	50	48	54	80	44
Ga	19,8	15,8	15,8	16,9	13,9	21,6	26,6	2,7
La	12	<9	9	7	<9	11	13	23
Nb	6,6	3,3	4,8	3,7	4,7	5,9	10,9	2,5
Nd	24	8	<8	22	14	28	97	<8
Ni	48	115	110	122	133	65	206	2835
Pb	5,1	2,4	6,3	5,7	6,2	8,8	6,4	<2
Rb	7,3	2,5	2	6,9	5,7	4,1	7,5	3,7
Sc	42	50	41	42	43	44	62	<3
Sn	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Sr	157	72	156	96	117	518	197	5,5
Th	2,9	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
U	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
V	365	304	239	263	252	324	472	20,7
Y	32	21,7	19,3	19,7	21,2	27,5	52	2,6
Zn	109	86	91	78	105	122	192	55
Zr	86	40	43	37	52	71	93	6,7
Sul	11°44'33''	11°44'34''	11°42'29''	12°00'54''	11°45'45''	11°31'05''	11°31'05''	12°00'54''
Oeste	24°56'38''	24°56'42''	25°03'20''	25°03'41''	24°58'40''	24°55'08''	24°55'08''	25°03'41''

Tabela 2 – (cont.) Análises geoquímicas obtidas por fluorescência de raio-X para as rochas da Suíte São José do Jacuípe, com as coordenadas geográficas de onde foram coletadas as amostras. O prefixo “meta” está implícito nos nomes das rochas.

	PATM-07	PATM-7A	PATM-7B	PATM-22A ^a	PATM-31	PATM-31A	PATM-86A ^a	PATM-1A
$\mu\text{g/g}$	Anortosito	Anortosito	Anortosito	Anortosito	Anortosito	Anortosito	Anortosito	Leucogabro
Ba	290,02	210,24	772,27	354,38	122,15	126,12	61,76	55,24
Be	2,94	2,78	2,77	1,03	1,35	1,77	0,73	0,46
Bi	0,11	0,14	0,02	0,05	0,04	0,08	0,11	0,20
Cd	0,02	0,03	0,02	0,03	0,08	0,07	0,09	0,12
Ce	76,22	197,66	40,29	19,89	20,60	27,53	3,08	5,15
Co	0,96	2,09	0,34	4,53	8,71	4,98	8,75	30,87
Cr	8,72	14,86	1,93	61,57	124,06	87,94	118,53	233,41
Cs	0,19	0,03	0,35	1,05	0,07	0,04	0,12	0,31
Cu	0,70	0,63	0,88	2,44	7,85	8,20	0,36	4,16
Dy	0,35	2,47	0,28	0,51	0,88	0,76	0,39	0,79
Er	0,16	0,92	0,13	0,23	0,46	0,35	0,25	0,48
Eu	2,27	1,61	2,41	0,66	0,67	0,78	0,71	0,64
Ga	24,55	23,92	29,66	24,68	22,07	18,84	18,09	23,96
Gd	0,97	5,70	0,60	0,78	1,04	1,05	0,40	0,79
Hf	5,06	9,22	0,25	0,30	0,45	0,82	0,23	0,52
Ho	0,06	0,39	0,05	0,09	0,17	0,14	0,08	0,17
La	53,66	105,40	32,37	10,70	11,91	15,29	2,22	2,46
Li	10,57	11,11	5,91	16,09	27,17	26,30	26,62	20,16
Lu	0,03	0,12	0,02	0,02	0,06	0,05	0,04	0,06
Mo	0,34	0,31	0,09	0,32	0,59	0,24	0,29	0,42
Nb	3,02	7,55	0,85	0,95	3,01	3,09	2,02	1,78
Nd	18,82	61,07	9,51	6,82	6,97	8,55	1,61	2,80
Ni	1,63	7,04	0,90	16,03	26,40	16,77	18,54	110,22
Pb	21,33	18,19	23,11	13,23	12,03	16,89	10,35	5,36
Pr	6,50	18,99	3,32	2,04	2,11	2,63	0,41	0,65
Rb	26,40	5,62	35,23	87,62	14,83	12,30	25,82	15,97
Sb	0,16	0,20	0,05	0,07	0,08	0,15	0,14	0,06
Sc	1,12	4,15	0,16	1,52	3,43	1,63	3,00	15,79
Sm	1,80	8,98	0,96	1,09	1,24	1,40	0,35	0,68
Sn	0,28	1,13	0,11	0,24	0,85	0,56	1,39	1,15
Sr	710,00	789,69	784,05	511,95	297,42	330,77	350,24	381,16
Ta	0,13	0,20	0,05	0,07	0,20	0,18	0,35	0,10
Tb	0,09	0,59	0,06	0,10	0,16	0,14	0,07	0,12
Th	13,04	59,52	0,84	0,74	0,50	5,22	0,31	0,49
Tm	0,02	0,12	0,02	0,03	0,06	0,05	0,04	0,07
U	0,60	2,11	0,22	0,26	0,19	0,45	1,04	0,26
V	12,73	56,22	2,28	27,57	86,60	68,68	71,96	213,81
W	0,82	0,08	0,12	0,25	0,11	0,10	0,78	0,21
Y	1,69	10,21	1,44	2,50	4,46	3,68	2,77	4,42
Yb	0,18	0,71	0,11	0,18	0,41	0,30	0,28	0,41
Zn	10,91	12,41	7,83	17,95	32,61	19,38	30,27	45,62
Zr	193,26	375,03	9,20	13,60	14,72	26,95	8,16	23,47
Eu/Eu*	0,97	0,94	1,07	1,04	1,02	1,04	1,08	1,02
Ce/Ce*	0,98	1,00	1,03	0,84	1,00	0,98	0,87	0,90
Nb/Nb*	0,72	2,22	2,66	0,51	0,62	0,79	0,74	0,40
Ti/Ti*	0,96	0,82	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zr/Zr*	0,80	1,00	0,93	0,80	0,76	0,58	0,98	0,78
La/Yb	301,39	149,10	301,87	58,22	29,05	50,79	7,92	5,94
Th/Ta	102,17	290,55	16,57	11,13	2,54	29,80	0,88	4,83
Sul	11°44'32''	11°44'32''	11°44'32''	11°42'53''	11°29'28''	11°29'28''	11°29'10''	11°44'33''
Oeste	24°56'29''	24°56'29''	24°56'29''	24°57'03''	24°59'04''	24°59'04''	24°58'43''	24°56'38''

Tabela 3 – Concentração de elementos traço obtidas por ICP-MS para as rochas da Suíte São José do Jacuípe com as coordenadas geográficas de onde foram coletadas as amostras. ^a = alterada. O prefixo “meta” está implícito nos nomes das rochas.

	PATM-1B	PATM-86	PATM-04	PATM-4B	PATM-01 ^a	PATM-02	PATM-90 ^a	PATM-99
$\mu\text{g/g}$	Leucogabro	Leucogabro	Leuonorito	Leuonorito	Gabronorito	Gabronorito	Gabronorito	Gabronorito
Ba	63,84	64,38	150,87	2671,13	129,21	57,21	44,83	306,14
Be	0,18	0,38	2,74	1,97	0,64	0,22	0,51	0,22
Bi	0,18	0,20	0,02	0,11	0,03	0,13	0,02	0,01
Cd	0,05	0,08	0,03	0,10	0,10	0,09	0,11	0,12
Ce	3,33	5,06	14,59	325,76	22,35	5,16	13,00	8,78
Co	42,30	19,41	14,39	11,20	48,82	61,64	59,02	46,91
Cr	374,09	113,62	252,36	1,52	95,12	272,23	363,87	330,95
Cs	0,03	0,05	0,10	0,49	0,08	0,04	0,02	0,09
Cu	2,50	0,97	11,51	121,09	48,38	119,92	62,63	54,37
Dy	0,71	0,86	0,36	10,28	5,28	3,61	2,91	3,10
Er	0,43	0,50	0,22	3,55	3,23	2,36	1,77	1,89
Eu	0,42	0,73	0,47	7,31	1,35	0,74	0,72	0,76
Ga	16,24	18,19	24,34	20,88	18,90	16,07	14,57	14,31
Gd	0,60	0,83	0,49	21,28	4,62	2,86	2,29	2,53
Hf	0,29	0,42	1,21	2,18	2,46	1,40	1,53	1,22
Ho	0,15	0,18	0,08	1,60	1,11	0,79	0,61	0,64
La	1,85	2,55	9,27	149,08	9,98	1,61	5,51	4,54
Li	9,64	29,00	16,44	5,05	9,93	14,31	28,11	12,30
Lu	0,06	0,07	0,04	0,28	0,44	0,35	0,25	0,27
Mo	0,23	0,31	0,74	0,79	0,74	0,67	0,77	0,23
Nb	0,39	0,98	7,11	8,01	5,81	1,87	9,17	1,83
Nd	1,82	2,91	4,24	168,36	13,84	5,39	7,14	6,64
Ni	150,49	55,78	46,18	1,97	44,91	118,70	124,49	135,92
Pb	5,22	10,26	8,88	26,92	1,80	0,62	2,40	2,46
Pr	0,41	0,65	1,34	41,32	3,02	0,94	1,68	1,38
Rb	6,89	18,08	9,55	123,28	7,07	1,88	4,28	10,05
Sb	0,05	0,14	0,07	0,18	0,06	0,20	0,08	0,05
Sc	23,79	12,92	3,97	4,77	46,27	61,54	43,94	49,35
Sm	0,48	0,76	0,63	30,51	3,86	2,03	1,87	1,95
Sn	0,35	0,75	0,68	1,36	0,93	0,42	0,90	0,50
Sr	247,08	306,75	264,65	2727,44	154,76	76,92	163,84	101,33
Ta	0,02	0,07	0,36	0,22	0,35	0,11	0,67	0,13
Tb	0,10	0,14	0,06	2,33	0,80	0,53	0,43	0,47
Th	0,56	0,40	0,86	6,38	0,72	0,01	0,16	0,32
Tm	0,06	0,07	0,03	0,40	0,46	0,35	0,25	0,27
U	0,56	0,39	0,67	1,21	0,23	0,00	0,08	0,11
V	179,38	120,67	107,01	88,76	407,53	371,71	269,36	294,27
W	0,18	0,47	0,22	0,29	0,15	0,03	0,07	0,07
Y	3,72	4,77	1,95	43,75	28,13	20,95	15,20	16,25
Yb	0,40	0,46	0,25	2,07	2,95	2,25	1,72	1,79
Zn	50,45	47,60	36,52	149,59	102,86	88,09	89,84	77,03
Zr	10,51	15,64	36,85	118,41	86,11	49,02	50,37	42,62
Eu/Eu*	1,00	0,89	0,64	2,65	2,38	2,81	2,49	0,83
Ce/Ce*	0,98	1,04	1,06	0,97	0,89	0,93	0,89	0,99
Nb/Nb*	0,77	0,51	0,32	0,54	0,12	0,33	0,86	0,08
Ti/Ti*	0,81	0,81	0,46	0,74	1,16	0,72	2,35	0,02
Zr/Zr*	0,89	0,44	0,16	1,14	0,76	0,71	1,42	0,11
La/Yb	4,60	5,50	37,64	72,00	3,38	0,71	3,20	2,54
Th/Ta	24,28	5,66	2,39	28,83	2,07	0,06	0,24	2,52
Sul	11°44'33"	11°29'10"	11°44'34"	11°44'34"	11°44'33"	11°44'34"	11°42'29"	12°00'54"
Oeste	24°56'38"	24°58'43"	24°57'00"	24°57'00"	24°56'38"	24°56'42"	25°03'20"	25°03'41"

Tabela 3 – (cont.) Concentração de elementos traço obtidas por ICP-MS para as rochas da Suíte São José do Jacuípe com as coordenadas geográficas de onde foram coletadas as amostras. ^a = alterada. O prefixo “meta” está implícito nos nomes das rochas.

	PATM-28A ^a	PATM-120	PATM-121 ^a	PATM-123	PATM-11	PATM-42A	PATM-42 ^a	PATM-99B ^a
$\mu\text{g/g}$	Gabronorito	Gabronorito	Gabronorito	Gabronorito	Gabro	Gabro	Gabro	Piroxenito
Ba	41,10	101,01	278,25	265,00	45,41	249,00	297,23	61,73
Be	0,27	0,27	0,21	0,35	0,42	1,54	2,66	1,44
Bi	0,01	0,01	0,00	0,02	0,09	0,09	0,04	0,30
Cd	0,13	0,12	0,08	0,12	0,12	0,12	0,15	0,00
Ce	10,69	15,39	6,42	17,52	11,49	37,48	140,76	4,56
Co	54,70	53,89	48,65	47,20	65,41	50,51	89,25	94,30
Cr	277,43	106,95	144,05	94,68	331,14	174,03	374,71	2813,06
Cs	0,03	0,02	0,02	0,06	0,02	0,02	0,04	0,01
Cu	69,10	97,76	96,76	89,37	60,79	51,49	90,04	28,57
Dy	2,98	3,77	3,00	3,39	3,72	4,96	11,69	0,41
Er	1,89	2,29	1,96	1,95	2,34	2,81	5,40	0,20
Eu	0,68	1,05	0,74	1,02	0,86	1,43	3,97	0,19
Ga	13,67	15,79	14,03	15,82	16,98	23,59	31,93	1,94
Gd	2,33	3,35	2,46	3,20	3,00	4,91	16,50	0,63
Hf	1,20	1,59	1,39	1,92	1,52	2,23	3,85	0,07
Ho	0,64	0,80	0,67	0,69	0,78	1,01	2,12	0,08
La	4,49	6,51	2,90	8,62	4,81	15,21	49,60	9,56
Li	14,91	14,13	16,35	18,58	13,98	7,24	10,39	4,12
Lu	0,27	0,33	0,30	0,27	0,33	0,35	0,51	0,02
Mo	0,52	0,18	0,26	0,41	0,74	0,20	0,33	0,14
Nb	2,01	3,14	1,55	3,18	3,21	4,96	10,64	0,24
Nd	6,73	10,21	5,70	10,94	7,93	21,18	92,70	4,90
Ni	119,97	89,50	96,22	85,45	153,98	59,86	207,51	2835,54
Pb	1,93	2,24	0,36	5,47	3,36	6,07	4,12	0,51
Pr	1,49	2,23	1,10	2,51	1,67	4,95	20,65	1,31
Rb	5,32	4,74	1,38	9,49	6,09	3,57	8,92	3,45
Sb	0,07	0,02	0,02	0,03	0,07	0,12	0,06	0,08
Sc	42,20	42,05	43,96	34,58	47,58	44,96	69,48	3,49
Sm	1,81	2,83	1,77	2,88	2,36	4,86	20,56	0,74
Sn	0,69	0,62	0,46	0,60	0,57	1,50	4,01	0,07
Sr	106,62	152,30	97,56	199,09	129,41	532,83	222,83	2,89
Ta	0,34	0,19	0,12	0,23	0,18	0,20	0,35	0,04
Tb	0,45	0,58	0,45	0,53	0,55	0,80	2,19	0,08
Th	0,24	0,16	0,16	0,85	0,43	0,51	2,05	0,24
Tm	0,28	0,34	0,29	0,28	0,33	0,39	0,67	0,03
U	0,06	0,04	0,05	0,21	0,38	0,16	0,37	0,11
V	248,97	275,41	264,14	252,04	318,52	334,90	589,01	20,19
W	0,02	0,03	0,01	0,11	0,13	0,01	0,00	0,12
Y	16,15	20,41	17,25	17,73	21,09	24,97	52,54	2,10
Yb	1,87	2,16	1,95	1,81	2,17	2,38	3,74	0,16
Zn	83,94	90,32	80,89	83,96	109,76	119,72	193,89	70,54
Zr	39,17	45,79	45,99	64,77	56,87	66,60	104,28	2,34
Eu/Eu*	4,77	0,65	9,10	2,10	1,76	1,90	5,75	0,84
Ce/Ce*	0,84	0,99	0,76	0,97	0,92	0,97	0,73	0,27
Nb/Nb*	0,04	0,03	0,04	0,11	0,37	0,11	0,84	0,04
Ti/Ti*	0,24	0,02	0,02	0,27	0,63	0,45	1,06	0,07
Zr/Zr*	1,89	1,01	0,18	0,32	0,32	0,50	0,72	0,08
La/Yb	2,40	3,01	1,49	4,77	2,22	6,38	13,27	59,78
Th/Ta	0,70	0,85	1,26	3,68	2,43	2,49	5,81	5,81
Sul	11°30'33"	11°44'34"	11°44'07"	11°44'25"	11°45'45"	11°31'05"	11°31'05"	12°00'54"
Oeste	25°01'29"	51°56'36"	51°56'34"	51°56'33"	24°58'40"	24°55'08"	24°55'08"	25°03'41"

Tabela 3 – (cont.) Concentração de elementos traço obtidas por ICP-MS para as rochas da Suíte São José do Jacuípe com as coordenadas geográficas de onde foram coletadas as amostras. ^a= alterada. O prefixo “meta” está implícito nos nomes das rochas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abram, M.B., 1994. O corpo máfico-ultramáfico da Fazenda Mirabela, Ipiaú-BA. Soc. Bras. Geol, Núcleo Bahia/Sergipe, SGM-Superintendencia de Geologia e Mineração. Publicação Especial, 58 pp.
- Aït-Djafer, S.; Ouzegane, K.; Paul-Liégeois, J.; Kienast, J.R., 2003. An example of post-collisional mafic magmatism: the gabbro-anorthosite layered complex from the Tin Zebane area (western Hoggar, Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, V.37: 313-330 pp.
- Arculus, R.J. & Wills, K.J.A., 1980. The petrology of plutonic blocks and inclusions from the Lesser Antilles island arc. *Journal of Petrology*, V.21: 743-794 pp.
- Ashwal, L.D., 1993. *Anorthosites*. Springer-Verlag, Berlin, 422pp.
- Barbosa, J.S.F. & Sabaté, P., 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of the four Archean crustal segments of the São Francisco Craton Bahia, Brazil. A synthesis. *Anais. Acad. Bras. Ciências*, V.74 (2): 343-359 pp.
- Barbosa, J.S.F. & Sabaté, P., 2003. Colagem Paleoproterozóica de placas arqueanas do Cráton São Francisco na Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, V. 33, n. 3: 7-14 pp.
- Barbosa, J.S.F. & Sabaté, P., 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*, V.133: 1-27 pp.
- Barbosa, J.S.F.; Peucat, J.J.; Martin, H.; Silva, F.C.; Moraes, A.M.; Corrêa-Gomes, L.C.; Sabaté, P.; Marinho, M.M.; Fanning, C.M., 2008. Petrogenesis of the late-orogenic Bravo granite and surrounding high-grade country rocks in the Palaeoproterozoic orogen of Itabuna-Salvador-Curaçá block, Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, V.167: 35-52 pp.
- Barker, A.J., 1998. *Introduction to Metamorphic textures and structures*. 2nd edition. Stanley Thornes Ltd., Cheltenham, UK.
- Beard, J.S., 1986. Characteristic mineralogy of arc-related cumulate gabbros: Implications for the tectonic setting of gabbroic plutons and for andesite genesis. *Geology*, V.14: 848-851 pp.
- Beard, J.S. & Day, H.W., 1987. The Smartville intrusive complex, Sierra Nevada, California: The core of a rifted volcanic arc. *Bulletin of the Geological Society of America*, V.99: 779-791 pp.
- Bernstein, S.; Rosing, T.M.; Brooks, C.K.; Bird, K.D., 1992. An ocean-ridge type magma chamber at passive volcanic, continental margin: The Kap Edvard Holm layered gabbro complex, East Greenland. *Geological Magazine*, V.129: 437-456 pp.
- Brown, G.C., 1982. Calc-alkaline intrusive rocks: Their diversity, evolution, and relation to volcanic rocks. In: Thorpe, R.S., (ed.) *Andesites: Orogenic andesites and related rocks*. New York, John Wiley & Sons, 437-461 pp.
- Bucher, K. & Frey, M., 2002. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. New York: Springer-Verlag, 7th ed.: 341 pp.
- Burns, L.E., 1985. The Border Ranges ultramafic and mafic complex, south-central Alaska: Cumulate fractionates of island arc volcanic. *Canadian Journal of Earth Sciences*, V.22: 1020-1038 pp.
- Cabanis, B. & Lecolle, M., 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *C.R. Acad. Sci. Ser. II*, V.309: 2023-2029 pp.

- Choudhuri, A. ; Iyer, S.S. ; Nogueira, J.R., 1997. Pyroxenes and the P-T path in granulite facies of SW Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, V.27(1): 49-52 pp.
- Condie, K.C., 2001. *Mantle Plumes and Their Record In The Earth History*. Cambridge University Press. 306 pp.
- Cotta, A.J.B. & Enzweiler, J., 2008. Certificate of Analysis of the Reference Material BRP-1 (Basalt Ribeirão Preto). *Geostandards and Geoanalytical Research*, V.32: 231-235 pp.
- Deer, W.A.; Howie, R.A.; Zussman, J., 1966. *An introduction to the rockforming minerals*. New York: John Wiley, 528 pp.
- Deer, W.A.; Howie, R.A.; Zussman, J., 1992. *Minerais constituintes das rochas, uma introdução*. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa. 727 pp.
- Delgado, I.M.; Souza, J.D.; Silva, L.C.; Silveira Filho, N.C.; Santos, R.A.; Pedreira, A.J.; Guimarães, J.T.; Angelim, L.A.A.; Vasconcelos, A.M.; Gomes, I.P.; Lacerda Filho, J.V.; Valente, C.R.; Perrota, M.M.; Heineck, C.A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: Bizzi, L.A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R.M.; Gonçalves, J.H. (eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, 227-334 pp.
- Dharma Rao, C.V.; Windley, B.F.; Choudhary, A.K., 2011. The Chimalpahad anorthosite Complex and associated basaltic amphibolites, Nellore Schist Belt, India: Magma chamber and roof of a Proterozoic island arc. *Journal of Asian Earth Sciences*, V.40: 1027-1043 pp.
- Dhuime, B.; Bosch, D.; Garrido, C.J.; Bodinier, J.L.; Bruguier, O.; Hussain, S.S.; Dawood, H., 2009. Geochemical Architecture of the Lower- to Middle-crustal Section of a Paleo-island Arc (Kohistan Complex, Jijal - Kamila Area, Northern Pakistan): Implications for the Evolution of an Oceanic Subduction Zone. *Journal of Petrology*, V.50: 531-569 pp.
- Doblas, M. & Oyarzun, R., 1989. Mantle core complexes" and Neogene extensional detachment tectonics in the western Betic Cordilleras, Spain: an alternative model for the emplacement of the Ronda peridotite. *Earth and Planetary Science Letters*, V.93: 76-84 pp.
- Driouch, Y.; Béziat, D.; Grégoire, M.; Laguenini, F.; Ben Abbou, M.; Ntarmouchant, A.; Roddaz, M.; Dahire, M.; Bennouna, A.; Belkasmí, M.; Brusset, S.; Debat, P., 2010. Clinopyroxene trace element compositions of cumulate mafic rocks and basalts from the Hercynian Moroccan Central Meseta: Petrogenetic implications. *Journal of African Earth Sciences*, V.56: 97-106 pp.
- Eales, H.V. & Cawthorn, R.G., 1996 The Bushveld Complex. In: Cawthorn, R.G. (ed.). *Layered Intrusions. Developments in Petrology*, V.15, Elsevier, 181-229 pp.
- Emslie, R.F., 1985. Proterozoic anorthosite massifs. In: Tobí, A.C. & Touret, J.L.R. (eds.), *The Deep Proterozoic Crust in the North Atlantic Provinces*, Reidel, Amsterdam, The Netherlands: 39-60 pp.
- Fleet, M.E., 1974. Partition of major and minor elements and equilibration in coexisting pyroxenes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V.44: 259-274 pp.
- Fliedner, M.M.; Klemperer, S.L., 2000. Crustal structure transition from oceanic arc to continental arc, eastern Aleutian Islands and Alaska Peninsula. *Earth and Planetary Science Letters*, V.179: 567-579 pp.
- Gava, A.; Nascimento, D.A.; Vidal, J.L.B.; Ghignone, J.I.; Oliveira, E.P.; Santiago Filho, A.L.; Teixeira, W., 1983. Geologia. In: *Projeto RADAMBRASIL. Folhas SC.24/25 Aracaju/Recife*. Levantamento de Recursos Naturais, V.30: 27-376 pp.
- Godard, M.; Awaji, S.; Hansen, S.; Hellebrand, E.; Brunelli, D.; Johnson, K.; Yamasaki, T.; Maeda, J.; Abratis, M.; Christie, D.; Kato, Y.; Mariet, C.; Rosner, M., 2009. Geochemistry of a long in-situ section of intrusive slow-spread oceanic lithosphere: Results from IODP Site U1309 (Atlantis Massif, 30°N Mid-Atlantic-Ridge). *Earth and Planetary Science Letters*, V.279: 110-122 pp.

- Govindaraju, K., 1994. 1994 compilation of working values and sample description for 383 geostandards. *Geostandards Newsletter*, V.18 (Special Issue): 158 pp.
- Harte, B.; Hunter, R.H.; Kinny, P.D., 1993. Melt geometry, movement and crystallization, in relation to mantle dykes, veins and metasomatism. *Philosophical Transactions: Physical Sciences and Engineering*, V.342: 1-21 pp.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, V.8: 523-548 pp.
- Jagoutz, O.; Müntener, O.; Ulmer, P.; Pettke, T.; Burg, J.P.; Dawood, H.; Hussain, S., 2007. Petrology and Mineral Chemistry of Lower Crustal Intrusions: the Chilas Complex, Kohistan (NW Pakistan). *Journal of Petrology*, V.10: 1895-1953 pp.
- Jan, M.Q.; Khan, M.A.; Windley, B.F.; Tarney, J.; Thirlwall, M.F., 1990. The Chilas Mafic Igneous Complex: The Root of the Kohistan Island Arc in the Himalayas of Northern Pakistan. *Geological Society of America Special Paper*, V.232: 75-94 pp.
- Kiddle, E.J.; Edwards, B.R.; Loughlin, S.C.; Petterson, M.; Sparks, R.S.J.; Voight, B., 2010. Crustal structure beneath Montserrat, Lesser Antilles, constrained by xenoliths, seismic velocity structure and petrology. *Geophysical Research Letters*, V.37: L00E11, doi:10.1029/2009GL042145.
- Kosin, M.; Guimarães, J.T.; Abram, M.B. (Orgs.), 1999. *Folha Aracaju-SW, folha SC.24-Y*. Salvador, CPRM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB.
- Kosin, M.; Melo, R.C.; Souza, J.D.; Oliveira, E.P.; Carvalho, M.J.; Leite, C.M.M., 2003. Geologia do Bloco Serrinha e do segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. *Revista Brasileira de Geociências*, V.33 (1-Suplemento): 15-26 pp.
- Kusky, T.M. (ed.), 2004. Precambrian ophiolites and related rocks. *Developments in Precambrian Geology* V.13, Elsevier, 748 pp.
- Ledru, P.; Cocherie, A.; Barbosa, J.; Johan, V.; Onstott, T., 1994. Ages du métamorphisme granulitique dans le craton du São Francisco (Brésil). Implications sur la nature de l'orogène transamazonien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*. Paris II, V. 318: 251-257 pp.
- Leelanandam, C., 1997. The Kondapalli Layered Complex, Andhra Pradesh, India: A Synoptic Overview. *Gondwana Research*, V.1: 95-114 pp.
- Leite, C.M.M., 2002. A Evolução Geodinâmica da Orogênese Paleoproterozóica nas regiões de Capim Grosso-Jacobina e Pintadas- Mundo Novo (Bahia-Brasil): Metamorfismo, Anatexia e Tectônica. Inst. de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Bahia, Tese de Doutorado, 411pp.
- Leite, C.M.M.; Barbosa, J.S.F.; Gonçalves, P.; Nicollet, C.; Sabaté, P. 2009. Petrological evolution of silica-undersaturated sapphirine-bearing granulite in the Paleoproterozoic Salvador-Curaçá Belt, Bahia, Brazil. *Gondwana Research*, V.15: 49-70 pp.
- Liu, X.; Zhao, Z.; Zhao, Y.; Chen, J.; Liu, X., 2003. Pyroxene exsolution in mafic granulites from the Grove Mountains, East Antarctica: constraints on Pan-African metamorphic conditions. *European Journal of Mineralogy*, V.15: 55-65 pp.
- Loucks, R.R., 1990. Discrimination of ophiolitic from nonophiolitic ultramafic-mafic allochthons in orogenic belts by the Al/Ti ratio in clinopyroxene. *Geology*, V.18: 346-349 pp.
- Loureiro H.S.C. (org.) 1991. *Mundo Novo*, folha SC.24-Y-D-IV: estado da Bahia. Brasília, DNPM, 177 p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.

- Mantovani, M.S.M.; Marques, L.S.; Sousa, M.A.; Civetta, L.; Atalla, L.; Innocenti, F., 1985. Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná continental flood basalts of Santa Catarina state (southern Brazil). *Journal of Petrology*, V.26: 187-209 pp.
- Marques, J.C.; Ferreira Filho, C.F., 2003. The chromite deposit of the Ipueira-Medrado sill, São Francisco craton, Bahia State, Brazil. *Economic Geology*, V.98: 87–108 pp.
- Mathison, C.I. & Hamlyn, P.R., 1987. The McIntosh layered troctolite-olivine gabbro intrusion, East Kimberley, Western Australia. *Journal of Petrology*, V.27: 303-341 pp.
- McDonough, W.F. & Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, V.120: 223-253 pp.
- Melo, R.C. (org.) 1991. *Pintadas*, folha SC.24-Y-D-V: estado da Bahia. Brasília, CPRM, 173 p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- Melo, R.C.; Silva, L.C.; Fernandes, P.C.D., 1991. Estratigrafia. In: *Melo, R.C. (organizador). Pintadas, Folha SC.24-Y-D-V. Estado da Bahia*. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. CPRM, 23-47 pp.
- Melo, R.C., Loureiro, H.S.C., Pereira, L.H.M. (orgs.) 1995. *Serrinha*, folha SC.24-Y-D: estado da Bahia. Brasília, CPRM, 80 p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil -PLGB.
- Montanini, A.; Tribuzio, R.; Vernia, L., 2008. Petrogenesis of basalts and gabbros from an ancient continent-ocean transition External Liguride ophiolites, Northern Italy. *Lithos*, V.101: 453-479 pp.
- Morimoto, C.N.; Fabries, J.; Ferguson, A.K.; Ginzburg, I.V.; Ross, M.; Seifert, F.A.; Zussman, J.; Gottardi, G., 1988. Nomenclature of Pyroxenes. *American Mineralogist*, V.73: 1123-1133 pp.
- Morrison, D.A.; Maczuga, D.E.; Phinney, W.C.; Ashwal, L.D., 1986. Stratigraphy and petrology of the Mulcahy Lake layered gabbro: An Archean intrusion in the Wabigoon subprovince, Ontario. *Journal of Petrology*, V.27: 303-341 pp.
- Muntener, O.; Piccardo, G.B., 2003. Melt migration in ophiolites: the message from Alpine-Apennine peridotites and implications for embryonic ocean basins. In: Dilek Y. & Robinson P.T. (eds.) *Ophiolites in Earth History. Geological Society of London Special Publication*, V.218: 69-89 pp.
- Nivia, A., 1996. The Bolivar mafic-ultramafic complex, SW Colombia: the base of an obducted oceanic plateau. *Journal of South American Earth Sciences*, V.9: 59-68 pp.
- Oliveira, E.P., 1990. Petrogenesis of mafic-ultramafic rocks from the Precambrian Curaçá terrane, Brazil. PhD Thesis, Geology Department, University of Leicester, Inglaterra, 287 pp.
- Oliveira, E.P. & Montes, M.L. 1984. Os enxames de diques máficos do Brasil. Anais XXXIII Congresso Brasileiro Geologia, SBG, Rio de Janeiro, V. 9: 4137-4154 pp.
- Oliveira, E.P. & Tarney, J., 1990. Petrogenesis of the Canindé de São Francisco Complex: A major Late Proterozoic gabbroic body in the Sergipe Foldbelt, northeastern Brazil. *Journal of South America Earth Science*, V.3: 125-140 pp.
- Oliveira, E.P. & Tarney, J., 1995. Genesis of the copper-rich Caraíba norite-hypersthene complex, Brazil. *Mineralium Deposita*, V.30: 351-373 pp.
- Oliveira, E.P.; McNaughton, N.; Armstrong, R.; Fletcher, I. 2003. U-Pb SHRIMP age of the Caraíba, Medrado and S. José do Jacuípe mafic-ultramafic complexes, Paleoproterozoic Itabuna-Salvador-Curaçá orogen, São Francisco craton, Brazil. *Proceedings IV Symposium on South American Isotope Geology*, Salvador, Brazil, V.2: 752-754 pp.

- Oliveira, E.P.; Carvalho, M.J.; McNaughton, N. 2004a. Evolução do segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá: cronologia da acreção de arcos, colisão continental e escape de terrenos. *Revista Geologia USP – Série Científica*, V.4: 41-53 pp.
- Oliveira, E.P.; Windley, B.F.; McNaughton, N.; Pimentel, M.; Fletcher I.R., 2004b. Contrasting copper and chromium metallogenic evolution of terranes in the Palaeoproterozoic Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen, São Francisco Craton, Brazil: new zircon (SHRIMP) and Sm-Nd (model) ages and their significance for orogen-parallel escape tectonics. *Precambrian Research*, V.128: 143-165 pp.
- Oliveira, E.P.; McNaughton, N.; Armstrong, R., 2010. Mesoarchaeon to Palaeoproterozoic Growth of the Northern Segment of the Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen, São Francisco Craton, Brazil. In: T. Kusky, Z. Mingguo, Z. Xiao (eds.). *The Evolving Continents Understanding Processes of Continental Growth. Geological Society Special Publication*, V. 338: 263-286 pp.
- Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, V.100: 14–48 pp.
- Pimentel, M.M.; Ferreira Filho, C.F.; Armstrong, R.A., 2004. SHRIMP U-Pb and Sm-Nd ages of the Niquelândia layered complex: Meso-(1.25 Ga) and Neoproterozoic (0.79 Ga) extensional events in central Brazil. *Precambrian Research*, V.132: 132-135 pp.
- Polat, A.; Hofmann, A.W., 2003. Alteration and geochemical patterns in the 3.7-3.8 Ga Isua greenstone belt West Greenland. *Precambrian Research*, V.126: 197–218 pp.
- Polat, A.; Appel, P.W.U.; Fryer, B.; Windely, B.; Frei, R.; Samson, I.M.; Huang, H., 2009. Trace element systematic of the Neoproterozoic Fiskensætt anorthosite complex and associated meta-volcanic rocks, SW Greenland: Evidence for a magmatic arc origin. *Precambrian Research*, V.175: 87-115 pp.
- Polat, A.; Frei, R.; Scherstén, A.; Appel, P.W.U., 2010. New Age (ca.2970 Ma), mantle source composition and geodynamic constraints on the Archean Fiskensætt anorthosite complex, SW Greenland. *Chemical Geology*, V.277: 1-20 pp.
- Rizaoğlu, T.; Parlak, O.; Hoeck V.; İşler, F., 2007. Nature and significance of Late Cretaceous ophiolitic rocks and their relation to the Baskil granitic intrusions of the Elazığ region, SE Turkey. *Earth and Planetary Science Letters*, V.256: 617–632 pp.
- Rollinson, H., 1993. *Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman, London, 352 pp.
- Sabaté, P., 1996. Estruturas e tectônica do embasamento Arqueano/Proterozóico Inferior do Estado da Bahia. In: Barbosa, J.S.F., Dominguez, J.M.L. (Eds.), *Mapa Geológico do Estado da Bahia, Texto Explicativo Escala 1: 1.000.000, SICM/SGM, Salvador, Brazil, 200–226 pp.*
- Sampaio, A.R. (org.) 1992. *Gavião, folha SC.24-Y-D-II: estado da Bahia*. Brasília, DNPM, 164 p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.
- Saunders, A.D. & Tarney, J., 1984. Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. In Kokelaar, B.P. & Howells, M.F. (eds) *Marginal Basin Geology. Geological Society of London, Special Publication*, V.16: 59-76 pp.
- Silva, L.C.; McNaughton, N.; Melo, R.C.; Fletcher, I.R., 1997. U–Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high-grade complex: the first window beyond the Paleoproterozoic overprint of the eastern Jequié Craton, NE Brazil. In: *International Symposium on Granites and Associated Mineral, ISGAM, Salvador, Bahia, Brazil, Abstracts*, 282–283 pp.
- Sun, S.S. & McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and process. *Magmatism Oceanic in ocean basins. Geol. Soc. London. Spec. Pub.*, V.42: 313-345 pp.

- Tegner, C. & Wilson, J.R., 1993. A late ultramafic suite in the Kap Edvard Holm layered gabbro complex, East Greenland. *Geological Magazine*, V.130: 431-442 pp.
- Teixeira, L.R. 1997. O Complexo Caraíba e a Suíte São José do Jacuípe no cinturão Salvador-Curaçá (Bahia-Brasil): Petrologia, geoquímica e potencial metalogenético. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 193 pp.
- Tenczer, V.; Hauzenberger, C.A.; Fritz, H.; Whitehouse, M.J.; Mogessie, A.; Wallbrecher, E.; Muhongoc, S.; Hoinkes, G., 2006. Anorthosites in the Eastern Granulites of Tanzania - New SIMS zircon U–Pb age data, petrography and geochemistry. *Precambrian Research*, V.148: 85-114 pp.
- Torné, M.; Banda, E.; Dueñas, V.G.; Balanyfi, J.C., 1992. Mantle-lithosphere bodies in the Alboran crustal domain (Ronda peridotites, Betic-Rif orogenic belt). *Earth and Planetary Science Letters*, V.110: 163-171 pp.
- Wager, L.R. & Brown, G.M., 1968. *Layered Igneous Rocks*. Oliver and Boyd, Edinburgh, Scotland, UK, 588 pp.
- Wang, Z.; Wilde, A.A; Wan, J., 2010. Tectonic setting and significance of 2.3-2.1 Ga magmatic events in the Trans-North China Orogen: New constraints from the Yanmenguan mafic-ultramafic intrusion in the Hengshan-Wutai-Fuping area. *Precambrian Research*, V.178: 27-42 pp.
- Williams, H.R., 1989. Geology and Mineral chemistry of the Bantoro Leucogabbro, Kasila Group, western Sierra Leone. *Journal of African Earth Science*, V.9: 259-271 pp.
- Wilson, A.H., 1996. The Great Dyke of Zimbabwe. In: Cawthorn, R.G. (ed.). *Layered Intrusions*. Developments in Petrology 15, Elsevier, 365-402 pp.
- Winchester, J.A & Floyd, P.A., 1976. Geochemical magma type discrimination, application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, V.221: 117-130 pp.
- Windley, B.F.; Bishop, F.C.; Smith, J.V., 1981. Metamorphosed Layered Igneous Complexes in Archean Granulite-Gneiss Belts. *Ann. Rev. Earth Planet Science*, V.9: 175-198 pp.
- Wood, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, V.50: 11-30 pp.
- Xu, J.F.; Suzuki, K.; Xu, Y.G.; Mei, H.J.; Li, J., 2007. Os, Pb, and Nd isotope geochemistry of Permian Emeishan continental flood basalts: Insights into the source of a large igneous province. *Geochemical et Cosmochimica Acta*, V.71: 2104-2119 pp.
- Yogodzinski, G.M. & Kelemen, P.B., 2007, Trace elements in clinopyroxenes from Aleutian xenoliths: Implications for primitive subduction magmatism in an island arc: *Earth and Planetary Science Letters*, V.256: 617–632 pp.
- Zhang, C.L; Li, Z.X.; Li, X.H; Ye H.M., 2009. Neoproterozoic mafic dyke swarms at the northern margin of the Tarim Block, NW China: Age, geochemistry, petrogenesis and tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, V.35: 167-179 pp.
- Zhao, J.H.; Zhou, M.F., 2009. Secular evolution of the Neoproterozoic lithospheric mantle underneath the northern margin of the Yangtze Block, South China. *Lithos*, V.107: 152–168 pp.
- Zhao, J.H.; Hu, R.Z.; Zhou, M.F.; Liu, S., 2007. Elemental and Sr–Nd–Pb isotopic geochemistry of Mesozoic mafic intrusions in southern Fujian Province, SE China: implications for lithospheric mantle evolution. *Geological Magazine*, V.144: 937–952pp.

ANEXO II

Petrogênese do Enxame Paleoproterozóico de Diques Máficos Aroeira, NE do Cráton São Francisco

RESUMO

Diques máficos são importantes na compreensão da evolução tectônica de crátons e faixas orogênicas e características de campo, petrográficas e geoquímicas podem auxiliar nas discussões a respeito da petrogênese desses corpos. Importantes enxames se destacam na porção norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, sendo esses de elevada importância para o entendimento da evolução geotectônica da área e, como consequência, do cráton São Francisco. O enxame de diques máficos Aroeira ocorre na porção central e mais deformada do orógeno. Ele intrudiu a crosta continental, possui caráter tholeiítico e subalcalino, sendo que suas rochas possuem afinidade com magmas basálticos. Modelagem geoquímica indica que o derrame se formou provavelmente a partir de baixas taxas de fusão de uma fonte mantélica pobre em granada e, a partir de então, evoluiu por processos de cristalização fracionada - cujos principais minerais a cristalizarem foram plagioclásio, olivina e piroxênio - seguida de contaminação crustal.

INTRODUÇÃO

Crátons e faixas orogênicas pré-cambrianas são regiões chaves para ajudar a compreender como a crosta continental cresce e como os continentes se reúnem e fragmentam. Diques máficos desempenham um papel importante nesses estudos tectônicos porque eles podem formar enxames de diques alojados paralelamente à margem continental, ou enxames radiais ramificando de um centro magmático comum onde o rompimento continental pode ocorrer (e.g. Ernst & Buchan, 1997; Pesonen *et al.*, 2003; Bleeker & Ernst, 2010).

Alguns enxames de diques permanecem relativamente indeformados no interior do cráton, ou continente, como ramo abortado de riftes continentais, e nessas circunstâncias eles podem preservar indicadores de fluxo magmático e auxiliar na localização dos locais mais prováveis de

propagação de magma, onde basaltos e complexos máfico-ultramáficos podem ocorrer (e.g. Gibson *et al.*, 1987; Maurice *et al.*, 2009; Klausen *et al.*, 2010; Oliveira, 2011).

Por todo este potencial interpretativo, enxames de diques máficos são muito importantes para a reconstrução de crátons, faixas orogênicas, paleocontinentes e grandes províncias ígneas (e.g. Kullerud *et al.*, 2006; Gladkochub *et al.*, 2010; Evans & Halls, 2010; Mitchell *et al.*, 2010; Ernst *et al.*, 2010; Pesonen, 2010; Ernst & Srivastava, 2010; Oliveira 2011).

Diques máficos são componentes geológicos expressivos no cráton São Francisco (Oliveira & Montes, 1984; Sial *et al.*, 1987; Bastos Leal *et al.*, 1994; Oliveira & Tarney, 1995; Corrêa-Gomes & Oliveira, 2000; Oliveira, 2011) mas as suas idades e significado tectônico ainda são pouco compreendidos. Particularmente interessantes são os enxames de diques máficos do Paleoproterozóico, ou mais antigos, no nordeste do cráton, os quais provavelmente estão relacionados à evolução do orógeno arqueano-paleoproterozóico Itabuna-Salvador-Curaçá. Os principais enxames de diques máficos neste orógeno são os de Uauá e Santa Luz, no bloco Serrinha (Oliveira, 2011), e o de Aroeira, na porção central e mais deformada do orógeno. Para os dois primeiros, as relações de campo e os dados geocronológicos preliminares indicam idades arqueanas (Oliveira, 2011), mas para o enxame de Aroeira poucos estudos foram realizados (Oliveira & Montes, 1984; Oliveira, 1990; Correa-Gomes & Oliveira 2000).

Neste artigo, são apresentadas novas relações de campo e dados geoquímicos obtidos para o enxame de diques máficos Aroeira, com o objetivo de melhor compreender a sua petrogênese e poder discutir o papel deste enxame de diques na evolução do orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá e, conseqüentemente, na do cráton São Francisco.

CONTEXTO GEOLÓGICO

O Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá é uma das unidades geotectônicas que compõem o embasamento do cráton São Francisco (**Figura 1**). O orógeno compreende uma faixa contínua que se estende por mais de 800 km, desde o sul até o norte da Bahia, cujas rochas foram metamorfasadas em fácies granulito. Segundo Barbosa & Sabaté (2003), o orógeno é formado por pelo menos quatro grupos de tonalitos/trondhjemitos, sendo três de idade arqueana e um de idade paleoproterozóica. É comumente dividido em dois segmentos: o primeiro setentrional, denominado Salvador-Curaçá, localizado entre os blocos arqueanos Gavião-Mairi, a oeste, e Uauá-Serrinha, a leste (Barbosa & Sabaté, 2004; Oliveira *et al.*, 2004); e o segundo meridional, conhecido como Itabuna-Salvador, que está confinado entre o núcleo arqueano Jequié e o oceano Atlântico. O segmento setentrional possui elevado potencial metalogenético, como mineralizações de cobre em Caraíba; cromo em Medrado, Santa Luz e Campo Formoso; e ouro em Jacobina e Fazenda Brasileiro.

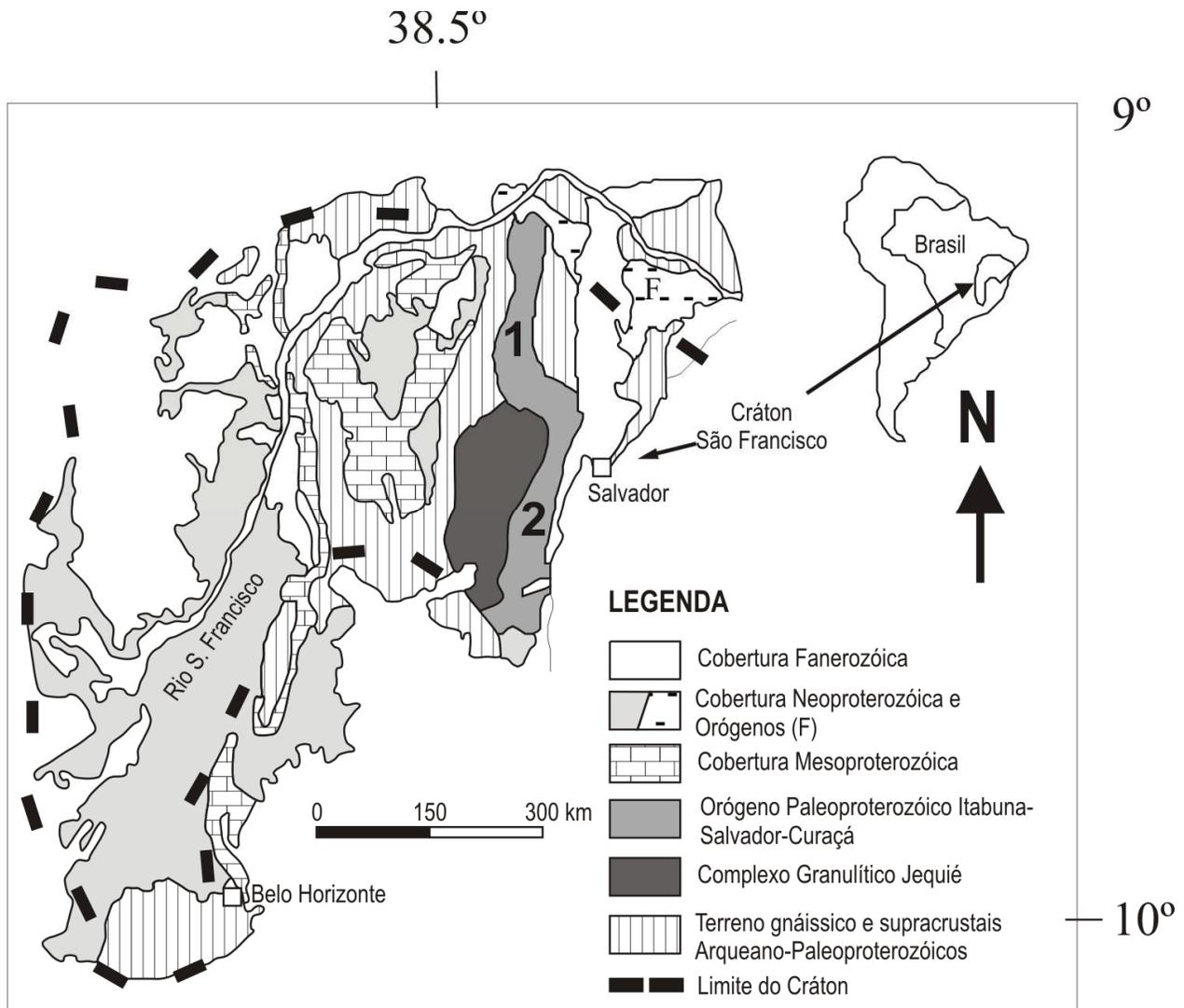


Figura 24 - Localização do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá no Cráton São Francisco e identificação dos segmentos Salvador-Curaçá a norte (1) e Itabuna-Salvador a sul (2), Oliveira *et al.* (2010).

Cinturão Salvador-Curaçá

O Cinturão Salvador-Curaçá (**Figura 2**) é formado pelos complexos Caraíba, Tanque Novo-Ipirá, Suíte São José do Jacuípe e diversas gerações de granitóides (Kosin *et al.*, 2003). Segundo Melo *et al.* (1995), esse cinturão compreende uma zona de cisalhamento dúctil, que foi gerada em regime transpressivo e evoluiu segundo episódios reversos e transcorrentes progressivos. Tais processos ocasionaram uma lenticularização das unidades, que se encontram imbricadas tectonicamente e são controladas por zonas de cisalhamento sinistrais. Estas zonas de cisalhamento delimitam o cinturão, separando-o dos terrenos arqueanos e paleoproterozóicos adjacentes. Elas compõem uma estrutura em flor positiva assimétrica, cujas massas rochosas cavalgaram o Bloco Serrinha, a leste, e o fragmento de Mairi e o Complexo Saúde, a oeste (Melo *et al.*, 1995). Mais ao norte, ainda no contato com o Bloco Serrinha, há uma inversão da vergência do transporte para oeste. A porção noroeste do cinturão foi truncada e deslocada por uma zona de cisalhamento transcorrente dextral, de direção NE-SW, que se une com uma zona de cisalhamento de direção N-S a norte.

Pelo menos dois episódios de deformação dúctil foram reconhecidos no cinturão Salvador-Curaçá, ambos contemporâneos ao metamorfismo paleoproterozóico de alta temperatura (Sabaté, 1996; Leite, 2002). O primeiro episódio (D1) está relacionado a rampas de cisalhamento com vergência para oeste e o segundo (D2) evoluiu para um regime tectônico transpressional com transporte tectônico de ESE para WNW (Leite *et al.*, 2009). O metamorfismo de alto grau é atribuído ao espessamento crustal ocorrido na região devido à colisão que envolveu blocos arqueanos em 2.0-2.1 Ga (Ledru *et al.*, 1994; Sabaté, 1996; Barbosa & Sabaté, 2002 e 2004). Leite *et al.* (2009) sugerem que, além do espessamento crustal, a colocação de magmas charnockíticos contribuiu para o metamorfismo de ultraelevada temperatura.

Apesar do metamorfismo em alto grau, Leite *et al.* (2009) reconheceram minerais primários que ocorrem como relíquias. Segundo relações microestruturais, minerais como ortopiroxênio e espinélio, encontrados em granulitos com safirina, se formaram durante a cristalização ígnea e foram preservados durante o metamorfismo.

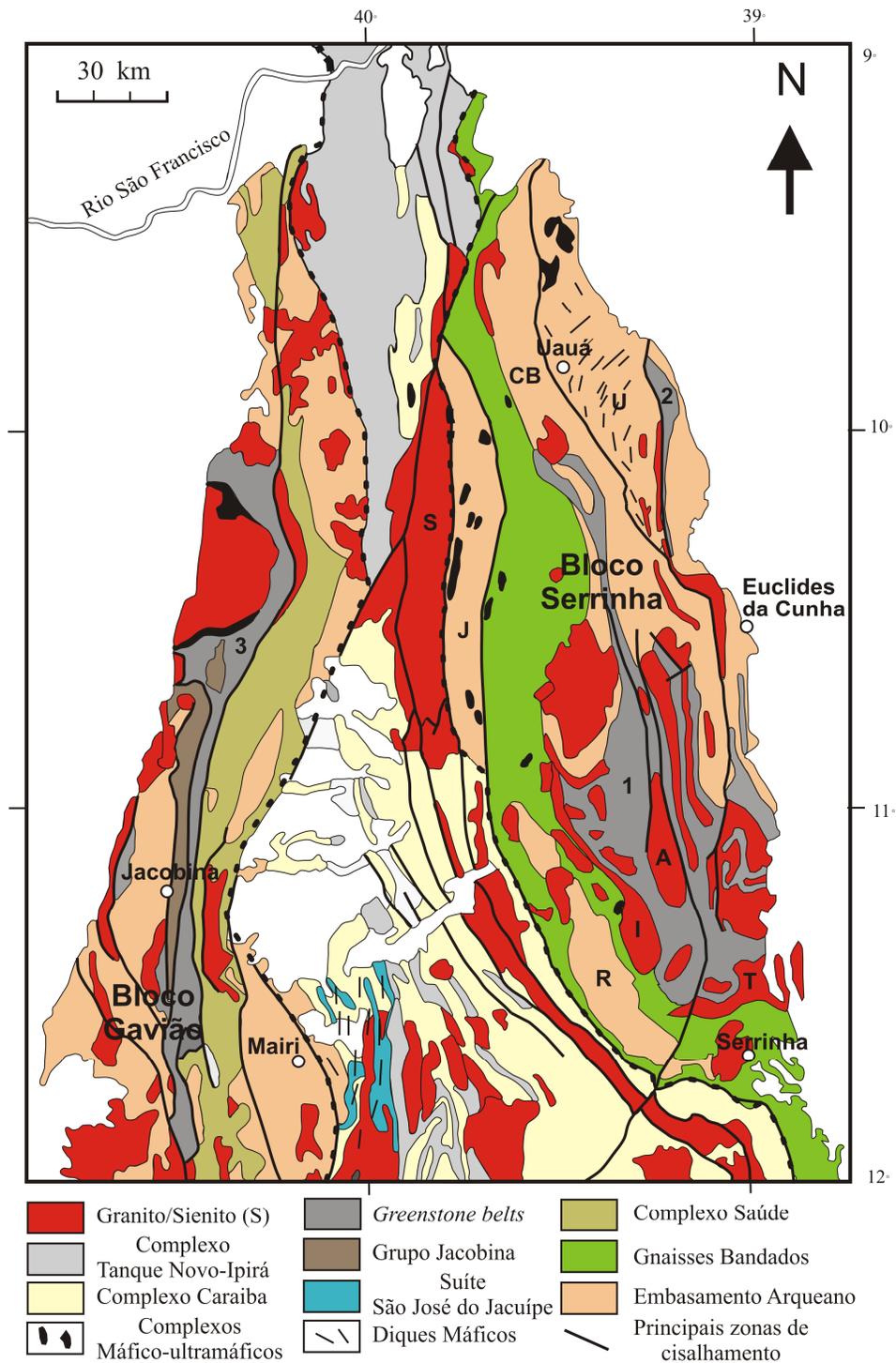


Figura 25 - Segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá com suas principais subdivisões tectônicas: *Greenstone belts*: 1- Rio Itapicuru; 2- Rio Capim; 3-Mundo Novo. Sub-domínios do embasamento no Bloco Serrinha: R-Retirolândia; J- Jacurici; U- Uauá. Corpos graníticos: S- Sienito Itiúba; I- Tonalito Itareru; A-Domo do Ambrósio; T- Tonalito Teofilândia; CB- Faixa Caldeirão. Linha preta pontilhada indica o limite aproximado do núcleo em fácies granulito do orógeno (Oliveira *et al.*, 2010).

Complexo Caraíba

O Complexo Caraíba é uma suíte bimodal, metamorfsada em fácies granulito, que possui o pólo félsico composto por ortognaisses enderbíticos, charnoenderbíticos e raramente charnockíticos; já o pólo máfico é composto por lentes meta-gabro-dioríticas (Kosin *et al.*, 2003). Segundo esses autores, os litotipos do complexo formam lentes imbricadas tectonicamente em rochas da Suíte São José do Jacuípe, Complexo Tanque Novo-Ipirá e granitóides intrusivos.

Datações U-Pb em cristais de zircão de ortognaisses do Complexo Caraíba (Silva *et al.* 1997; Oliveira *et al.* 2010) revelaram núcleos com idades ígneas no intervalo 2695-2574 Ma e bordas de metamorfismo entre 2072 e 2074 Ma. Segundo Oliveira *et al.* (2010) dados de isótopos de Nd e características geoquímicas de elementos traço indicam que os gnaisses do Complexo Caraíba formaram-se em ambiente de arco, provavelmente continental.

Complexo Tanque Novo-Ipirá

O Complexo Tanque Novo-Ipirá foi definido por Kosin *et al.* (1999) para englobar uma seqüência vulcanossedimentar que ocorre de norte a sul do Cinturão Salvador-Curaçá. Neste complexo foram inclusos os grupos Tanque Novo e Ipirá, pois segundo Souza *et al.* (2000) e Kosin *et al.* (2001) ambos são possivelmente crono-correlatos. Por outro lado, Leite (2002) considera que o Complexo Saúde e o Grupo Ipirá são correlacionáveis.

O Complexo Tanque Novo-Ipirá abrange um conjunto de rochas composto por paragnaisses aluminosos, rochas calciossilicáticas, quartzitos, formações ferríferas, xistos grafitosos, metabasitos e metaultrabasitos. Paragnaisses aluminosos com safirina do Complexo Saúde atingiram condições metamórficas de 900–950 °C e 7–8 kbar (Leite *et al.* 2009) e são representativos do metamorfismo de ultra-elevada temperatura no cinturão Salvador-Curaçá.

Sampaio (1992) adotou o termo Complexo Ipirá para designar um agrupamento de rochas supracrustais (гнаisses aluminosos, rochas calciossilicáticas, metacalcários, quartzitos, gnaisses bandados, formações ferríferas, metavulcanitos félsicos, “metacherts” vulcânicos e xistos

grafitosos) com metabasitos e meta-ultrabasitos associados, presentes na região sul do cinturão Salvador-Curaçá. Em função das características litológicas e prováveis ambientes de formação distintos, o complexo foi dividido pelo mesmo autor em cinco unidades: Pintadas, Serra do Camisão, Juazeirinho, Angico e Umbuzeiro.

Na área de estudo, o Complexo Ipirá é representado exclusivamente pela unidade Pintadas. Ela é composta por gnaisses bandados, gnaisses kinzigíticos, formações ferríferas, rochas calciossilicáticas, metacalcários, xistos grafitosos, metabasitos, metavulcanitos félsicos e metachertes vulcânicos, configurando uma sequência supracrustal com características de fundo oceânico (Sampaio, 1992).

Não há dados geocronológicos para o Complexo Tanque Novo-Ipirá. Entretanto, ao estudar as paragêneses metamórficas em paragnaisses deste complexo, Leite (2002) atribuiu a formação de ortopiroxênio ao metamorfismo granulítico e descreveu retrometamorfismo em fácies anfíbolito pela substituição parcial do ortopiroxênio por hornblenda e biotita. Idades obtidas em cristais de monazita indicaram que o metamorfismo em fácies granulito de alta temperatura ocorreu no intervalo 2,08–2,05 Ga (Leite *et al.* 2009). Além disso, como na região da mina de cobre de Caraíba, ao norte do cinturão Salvador-Curaçá, os ortognaisses neoarqueanos do Complexo Caraíba contêm xenólitos de metassupracrustais atribuídas ao Grupo Tanque-Novo, a idade provável desta unidade é arqueana. Em apoio a esta sugestão, idades modelo Nd (T_{DM}) em paragnaisses aluminosos do Grupo Tanque Novo e do Complexo Saúde indicam idades máximas entre 2,6 Ga e 2,7 Ga para a deposição dos protólitos sedimentares (Oliveira *et al.*, 2010).

Suíte São José do Jacuípe

A Suíte máfico-ultramáfica São José do Jacuípe aflora na parte sudoeste do Cinturão Salvador-Curaçá, próximo à cidade São José do Jacuípe e estende-se para sul, entre as cidades de Mairi e Pintadas. Nessa suíte Melo *et al.* (1991) agruparam leucogabros, gabronoritos e ultramafititos. Essas rochas ocorrem de modo descontínuo, normalmente em blocos arredondados e alterados, o que levou Melo (1991), Loureiro (1991) e Sampaio (1992) a delimitarem a área de

ocorrência da suíte pela presença de solos vermelhos e argilosos e pelos blocos. Segundo estes autores, as lentes máfico-ultramáficas ocorrem imbricadas tectonicamente nos complexos Caraíba e na unidade Pintadas do Complexo Ipirá, e como xenólitos no gnaiss do tipo Cais, comentado adiante. Segundo Kosin *et al.* (2003), a porção mais a leste da suíte é composta por biotita ou hornblenda norito, gabronorito com níveis cumuláticos e leucogabro. Mais a oeste, ferrogabros, peridotitos e piroxenitos prevalecem, sugerindo um zoneamento ultramáfico-máfico de oeste para leste.

As rochas da suíte foram metamorfisadas em condições de fácies granulito, à semelhança do que é descrito para os gnaisses regionais dos complexos Caraíba e Tanque-Novo-Ipirá (Leite *et al.*, 2009).

Em termos tectônicos, as rochas da suíte foram interpretadas como fragmentos de crosta oceânica (Melo *et al.*, 1991; Loureiro, 1991; Sampaio, 1992; Delgado *et al.*, 2003) devido à associação entre seus litotipos e metassupracrustais da unidade Pintadas do Complexo Ipirá, sua assinatura tholeiítica e a distribuição espacial - porção mais basal ultramáfica do fragmento de crosta oceânica localizado a oeste da área e a mais máfica a leste. Já Teixeira (1997) considerou as rochas da suíte como pertencentes às primeiras fases marinhas da abertura de um rifte.

Alguns dados geocronológicos foram obtidos para a Suíte São José do Jacuípe. Silva *et al.* (1997) dataram em 2634 ± 19 Ma (SHRIMP em zircão) o protólito ígneo de um granulito enderbítico do Complexo Caraíba que contém restos de gabronoritos atribuídos à Suíte São José do Jacuípe, e deste modo consideraram a suíte mais antiga do que a referida idade. Todavia, em um leucogabro da suíte, Oliveira *et al.* (2003 e 2010) encontraram idade de 2583 ± 8 Ma (SHRIMP) para a cristalização ígnea e 2082 ± 17 Ma para o metamorfismo de grau elevado. Em conjunto, essas informações permitem aventar a possibilidade de ocorrência de um evento de longa duração para o magmatismo, ou vários eventos genética e temporalmente não relacionados.

Corpos Granitóides

Distribuem-se ao longo de toda a área de estudo e foram classificados por suas características geoquímicas e de acordo com o alojamento em relação às fases deformacionais no cinturão Salvador-Curaçá (Melo *et al.* 1991; Loureiro, 1991; Sampaio, 1992). Dessa forma, foram caracterizados como granitóides sin-tangenciais (Cais), tardi-tangenciais (Riacho da Onça e Caraconha), sin-transcorrentes (Conceição, Gado Bravo e Capela do Alto Alegre) e tardi- a pós-transcorrentes (Gavião, Gregório, Bravo). Dentre esses granitos, apenas o quartzo-monzonito sin-transcorrente Capela do Alto Alegre e o granito pós-transcorrente Bravo foram datados, o primeiro em 2078 ± 6 Ma (Oliveira *et al.*, 2010) e o segundo em 2060 ± 6 Ma (Barbosa *et al.*, 2008).

Para o presente estudo o corpo granítico metamorfoisado de maior importância é o gnaiss do tipo Cais. Esse corpo aflora na porção sudoeste da área, onde está em contato com rochas do Complexo Caraíba e da Suíte São José do Jacuípe. Seu caráter intrusivo é evidenciado por xenólitos da Suíte São José do Jacuípe e por truncar a foliação S_0/S_1 dos meta-gabronoritos da suíte. Segundo Sampaio (1992), o gnaiss Cais apresenta uma composição quartzo-monzonítica a monzogranítica e foi metamorfoisado em fácies granulito, evidenciado pela presença de mesopertita e pseudomorfos de ortopiroxênio. Os mesmos autores acreditam que ele tenha se formado por fusão de material crustal ígneo do Complexo Caraíba, com contribuição de material sedimentar do Complexo Ipirá. Até o momento não há dados geocronológicos para o gnaiss Cais.

Diques Máficos

Diques máficos são comuns no Cinturão Salvador-Curaçá, porém é na região sudoeste do cinturão, entre São José do Jacuípe e Pintadas, que eles são mais abundantes e constituem um enxame de diques (**Figura 3**). Esses diques foram agrupados no enxame de diques Aroeira por Gava *et al.* (1983) e Oliveira & Montes (1984). Os diques são intrusivos nos ortognaisses do Complexo Caraíba, nas rochas metassupracrustais do Complexo Tanque Novo-Ipirá, naquelas da

Suíte São José do Jacuípe e no gnaiss Cais; não foram observados nos granitos mais tardios, tardi- a pós-transcorrência.

Segundo Oliveira & Knauer (1993), os diques apresentam espessura decimétrica a métrica, granulação fina a média e são intrusivos em migmatitos, granulitos e ortognaisses graníticos a granodioríticos. Melo *et al.* (1995) os caracterizaram como corpos pequenos, constituídos por gabro, diorito e dacitos alcalinos, ricos em Fe e Ti. Em geral, apresentam composição gabronorítica, com textura granoblástica e foram afetados por deformação - juntamente com os gnaisses hospedeiros - que ocasionou a formação de uma foliação de direção NNE, responsável pela orientação dos cristais de hornblenda que substituem ou cortam os piroxênios de provável origem ígnea. Segundo estes autores, a deformação ocorreu em condições de fácies anfíbolito e foi acompanhada por fusão parcial dos ortognaisses, evidenciado por injeções graníticas estreitas que interceptam os diques. Metamorfismo em diferentes graus pode ser reconhecido nos diques Aroeira. Correa-Gomes *et al.* (1993) afirmam que existem pelo menos quatro gerações de diques, sendo que os mais antigos foram reequilibrados na fácies granulito.

Não há datações absolutas para os diques Aroeira. Sustentados em relações de campo, Sial *et al.* (1987) sugeriram um intervalo de idade entre 1,8 e 2,2 Ga para a colocação dos diques. De maneira semelhante, Oliveira & Knauer (1993) agruparam o enxame como pertencente ao Proterozóico Inferior.

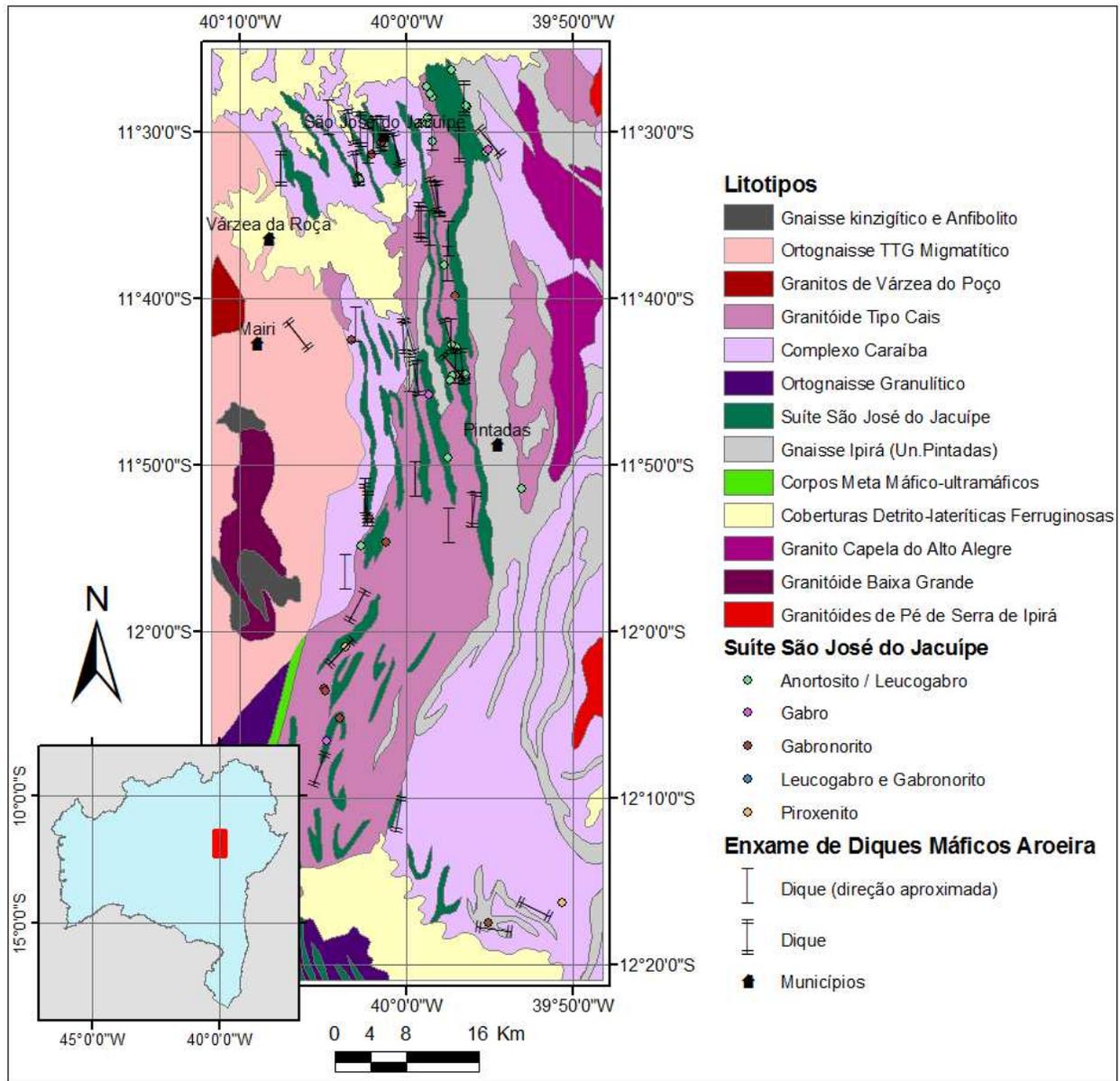


Figura 26 – Mapa geológico simplificado da área de estudo, na porção centro norte do estado da Bahia – Brasil, mostrando a área de colocação do enxame e a direção norte-sul preferencial dos diques. Modificado de Souza *et al.* (2002).

ENXAME DE DIQUES MÁFICOS AROEIRA

Aqui serão apresentadas novas informações de campo que auxiliam na definição da idade relativa dos diques máficos e dão suporte às interpretações petrogenéticas.

Relações de campo

Devido às características da região de ocorrência do enxame de diques máficos Aroeira, nem sempre é possível encontrar boas relações de contatos entre os diques e suas rochas hospedeiras. Muitas vezes os diques estão expostos como blocos arredondados que se alinham na direção N-S.

O enxame é dominado por diques de direção aproximadamente norte-sul, sendo raros os de direção leste-oeste, como pode ser observado na roseta da **Figura 4**, onde foram plotadas as direções dos diques. Eles são, na maioria dos casos, porfiríticos (**Figura 5a**), com fenocristais de plagioclásio cuja quantidade aumenta da borda em direção ao centro (**Figura 5a**). Os fenocristais são em geral arredondados e chegam a até 1 cm de diâmetro. Nos casos em que os diques foram deformados, os fenocristais estão mais estirados (**Figura 5b**). A composição é predominante gabronorítica, mas também existem diques de diabásio, com granulação média a fina, sendo em alguns casos mais gabróica.

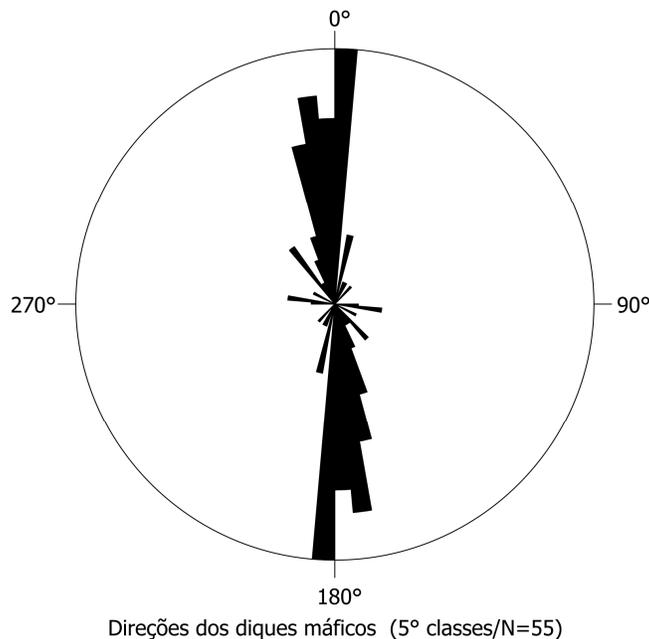


Figura 27 – Roseta com as direções dos diques máficos do enxame Aroeira onde nota-se o predomínio da direção N-S.

Os diques apresentam espessuras variadas (**Figura 5c a g**) que vão desde centimétricas (5 cm) até diques com dezenas de metros (20 a 30 m de espessura) e suas ocorrências não se restringem a um único tipo de rocha encaixante. É possível encontrar diques pertencentes ao enxame injetados em todas as litotipos da região - como nos gnaisses do Complexo Caraíba (**Figura 5c**), nas rochas da Suíte São José do Jacuípe (**Figura 5d**), no gnaiss Cais (**Figura 5e**) e nos gnaisses da unidade Pintadas (**Figura 5f**) - e hospedando xenólitos dessas rochas (**Figura 5g**).

São comuns indicadores do sentido do fluxo, que demonstram um fluxo predominantemente de norte para sul. Esses indicadores consistem principalmente em ramificações para sul (**Figura 6a**) e apófises (**Figura 6b**).

Bordas de resfriamento são freqüentes (**Figura 6b**), mas não ocorrem em todos os diques, o que permite especular que alguns diques tenham sido colocados em ambientes mais profundos, onde a temperatura era um pouco maior havendo, portanto, pequeno gradiente térmico dique-encaixante. Também existem diques com bordas bastante irregulares (**Figura 6c**) que, foram colocados em ambientes mais profundos onde as rochas ainda estavam no estado plástico, ou foram afetados pela deformação.

Em alguns locais, existem diques rompidos devido a injeções de corpos pegmatíticos (**Figura 6d**). Essas injeções capturaram xenólitos dos diques e hidrataram as rochas máficas, causando um enriquecimento em anfibólio nas porções dos diques que estão em contato direto com elas.

Grande parte dos diques está deformada e apresenta falhas preenchidas por veios pegmatíticos de espessuras variadas (**Figura 6e**) que muitas vezes também se encontram interrompidos (**Figura 6f**) ou até mesmo deformados (**Figura 6g**), demonstrando a existência de uma movimentação durante a sua colocação. Essas falhas possuem direção principal E-W e afetam tanto o enxame quanto as rochas encaixantes.

Outro indício que essas rochas foram afetadas pela deformação é o fato dos diques muitas vezes estarem dobrados e apresentarem mudanças na sua direção original, predominantemente N-S. No que se refere às rochas encaixantes, por vezes os diques cortam a foliação dessas rochas (**Figura 7a**) – havendo a possibilidade de terem sido injetados posteriormente à deformação – e em outros casos acompanham a foliação da hospedeira (**Figura 7b**).

O metamorfismo regional afeta essas rochas em diferentes graus. Em alguns casos pode-se encontrar ortopiroxênio na mineralogia principal dos diques, evidenciando um provável reequilíbrio em fácies granulito juntamente com as rochas encaixantes. No entanto, é comum a ocorrência de diques que não apresentam feições de metamorfismo e que preservam as suas características ígneas, tanto texturais quanto mineralógicas.



Figura 28 – Relações de campo do enxame de diques máficos Aroeira. a. Dique porfírico com fenocristais arredondados de plagioclásio e aumento da concentração de fenocristais da borda para o centro, indicando diferenciação por fluxo. b. Fenocristais estirados por deformação. c. Dique máfico métrico intrusivo em gnaiss do Complexo Caraíba. d. Dique máfico intrusivo em leucogabro da Suíte São José do Jacuípe. e. Dique máfico estreito intrusivo no gnaiss Cais. f. Dique máfico intrusivo na Unidade metassedimentar Pintadas. g. Dique máfico englobando xenólito do gnaiss Cais.



Figura 29– Relações de campo do enxame de diques máficos Aroeira. a. Dique máfico bifurcado no sentido sul. b. Dique máfico porfirítico, com borda de resfriamento e apófise indicando o sentido do fluxo para sul. c. Dique máfico com borda bastante irregular, injetado na Unidade metassedimentar Pintadas. d. Dique interrompido por injeção de pegmatito. e. Injeções pegmatíticas que preenchem falhas que cortaram os diques e as rochas encaixantes. Injeções pegmatíticas posteriores f. interrompidas e g. deformadas nos diques máficos.

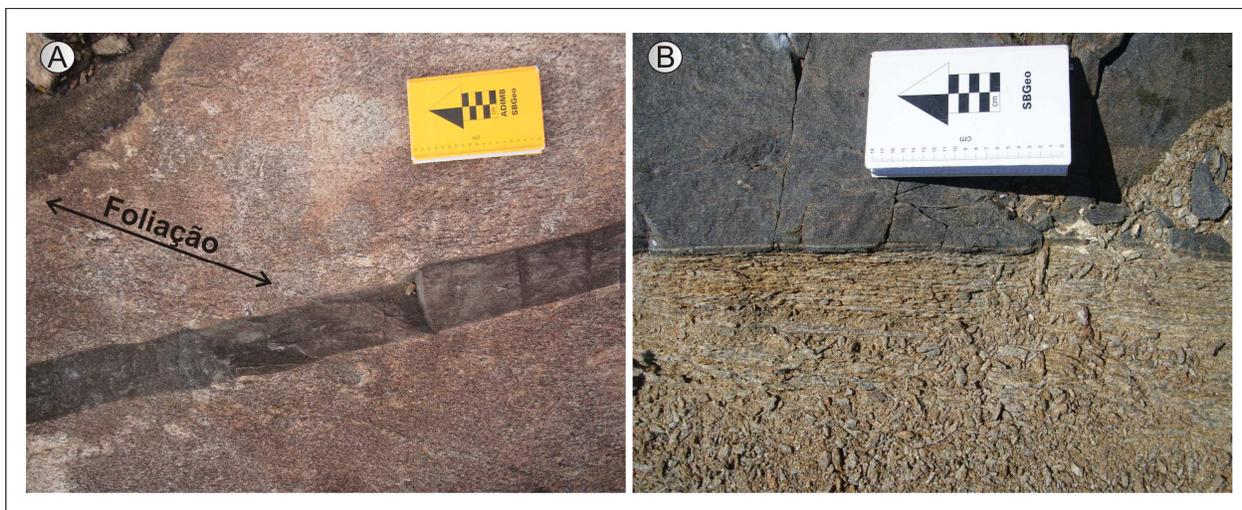


Figura 30 – Relações de campo do enxame de diques máficos Aroeira. Dique cortando (a) e (b) acompanhando a foliação da rocha hospedeira.

AMOSTRAGEM E MÉTODOS ANALÍTICOS

Com o objetivo de compreender a petrogênese dos diques máficos do enxame Aroeira, novas amostras foram coletadas e analisadas para elementos maiores e traços.

As amostras foram coletadas dos afloramentos menos alterados, com peso variando de 1 a 2 kg. A amostragem foi conduzida em toda a área de estudo e, em alguns diques, foram coletadas amostras na margem e no centro dos mesmos com o intuito de detectar variações composicionais. As coordenadas geográficas das amostras, obtidas por sistema de GPS (*Geographical Positioning System*), encontram-se nas **Tabelas 1 e 2**.

Foram feitas lâminas delgadas polidas, no laboratório de microscopia do IG/Unicamp, para análises microscópicas e descrições petrográficas.

Análises químicas em rocha total foram feitas para elementos maiores e traço utilizando o espectrômetro de fluorescência de raio-X PW2404, Philips, do Laboratório de Geoquímica do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP). As amostras foram reduzidas em britador de mandíbulas e cominoídas em moinho planetário de ágata. A partir do material pulverizado, foram feitas pastilhas prensadas para a análise dos elementos traço e discos de vidro para elementos maiores, estes obtidos por fusão com uma mistura de

metaborato/tetaborato de lítio. A qualidade dos dados foi controlada com a análise simultânea de materiais de referência internacionais (Govindaraju, 1994 e Cotta & Enzweiler, 2008). Os erros relativos foram de 0,4-1,5% para os elementos maiores e de 1,5-10% para os elementos traço.

Análises químicas adicionais para os elementos do grupo terras raras e outros elementos traço foram realizadas por ICP-MS no Laboratório de Geoquímica da UNICAMP, após a dissolução total das amostras. As amostras foram dissolvidas em bombas de teflon, em uma solução de HF-HNO₃, a uma temperatura de 180 °C, por 4 dias. O resíduo sólido restante foi dissolvido por sucessivos ataques de soluções de HNO₃ e HCl. As medições foram realizadas em ICP-MS Xseries^{II} (Thermo) equipado com CCT (Collision Cell Technology) para atenuação de interferentes. A calibração do instrumento foi efetuada com soluções multi-elementares diluídas gravimetricamente a partir de soluções-padrão de 10 mg/L (High Purity Standards). O controle de qualidade também foi efetuado pela análise de materiais de referência internacionais (Govindaraju, 1994 e Cotta & Enzweiler, 2008), preparado e analisado conforme as amostras. Os resultados foram melhores que 10% dos valores recomendados para os materiais de referência internacionais BRP-1, RGM-1 and GSP-2.

O cálculo dos minerais normativos foi realizado através do software *norm4*, a partir das análises geoquímicas obtidas.

RESULTADOS

Petrografia

Os diques Aroeira são compostos de plagioclásio, clinopiroxênio (augita) e hiperstênio. Hornblenda aparece subordinadamente, na maior parte dos casos substituindo cristais de piroxênio que ocorrem como relíquias. Minerais acessórios consistem em quartzo, minerais opacos, biotita, carbonatos e apatita. Os cristais de quartzo ocasionalmente apresentam extinção ondulante. A biotita ocorre substituindo piroxênios e anfibólio, e os carbonatos como produto da alteração do feldspato e mais raramente substituindo clinopiroxênio. Os cristais de plagioclásio são subédricos a anaédricos, com textura de recristalização (contato de 120° entre os cristais) e com feições de saussuritização. O hiperstênio inclui cristais de plagioclásio, minerais opacos e por vezes clinopiroxênio.

Os diques apresentam textura granoblástica a nematoblástica, com cristais médios e orientação do anfibólio indicando uma foliação incipiente. Também pode ser reconhecida textura blasto-ofítica (**figura 8**), demonstrando que algumas das características ígneas dessas rochas foram preservadas.

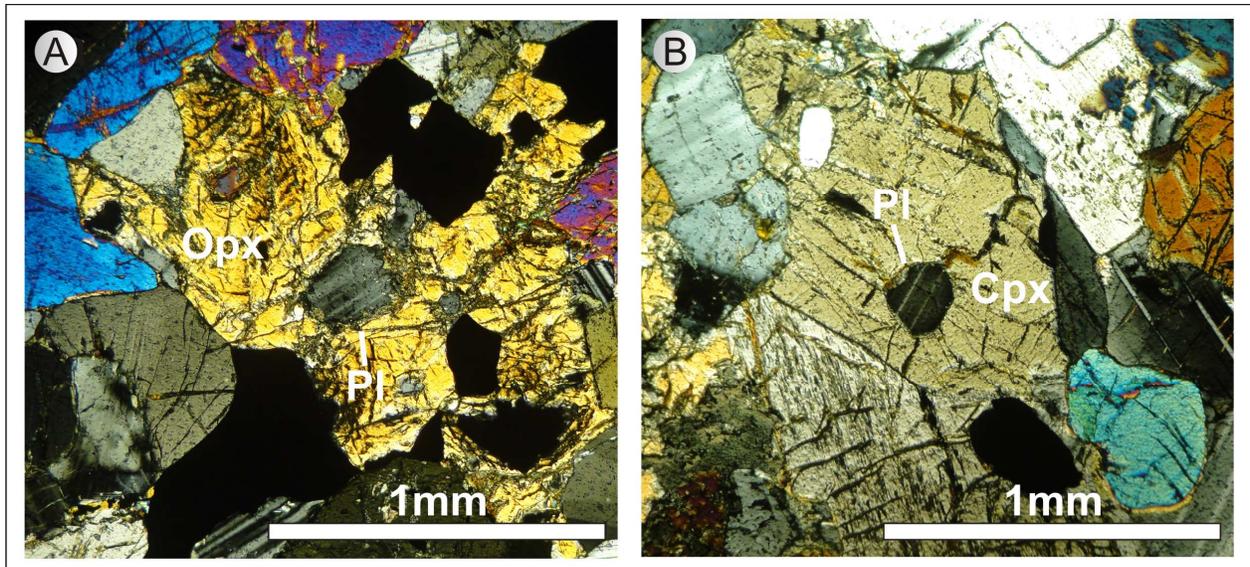


Figura 31 – Fotomicrografia de diques máficos pertencentes ao enxame de Aroeira, mostrando textura blasto-oftica onde relíquias de plagioclásio são inteiramente envolvidos por a.ortopiroxênio e b.clinopiroxênio.

Geoquímica

Os diques máficos Aroeira são intrusivos em crosta continental e foram afetados por metamorfismo em grau variado. Portanto, durante a ascensão do magma na crosta e após o seu alojamento final, o magma pode ter-se contaminado com as rochas encaixantes e os diques resultantes terem tido sua química original modificada por alteração hidrotermal, metamorfismo e intemperismo. Assim, antes de fazer inferências sobre a petrogênese dos diques máficos é necessário avaliar se a composição original dos mesmos foi preservada.

Alteração Sub-solidus

A alteração sub-solidus em geral é manifestada por altos valores de perda ao fogo (PF) e dispersão em diagramas binários de elementos maiores móveis (ex. K, Na) e de elementos traço de baixo potencial iônico (ex. Rb, Ba e Sr), também considerados móveis (Rollinson, 1993). Por

outro lado, elementos de elevado potencial iônico (ex. Zr, Nb, Y, Ti, P, terras raras) são relativamente menos móveis durante o metamorfismo, intemperismo e alteração hidrotermal e, em geral, a sua distribuição em diagramas binários tende a ser mais coerente e refletir processos ígneos (Rollinson, 1993). Geralmente, rochas com PF acima de 1% a 2% podem ter sido afetadas por algum processo de alteração (e.g. Fujimoto *et al.*, 2001; Douceti *et al.*, 2002; Silva & Hartmann 2011).

As análises químicas para elementos maiores e traço para os diques encontram-se na **Tabela 1**. Já as análises para os elementos terras raras e outros elementos analisados por ICP-MS encontram-se na **Tabela 2**.

As amostras de diques apresentam valores de perda ao fogo (PF) bem abaixo de 1% (**Tabela 1**) e, portanto, podem ser consideradas pouco ou nada afetadas por alteração sub-solidus. Apenas a amostra PATM-19C revelou PF mais alto (1,14%) e por isso ela pode ter sido um pouco alterada. Entretanto, esta amostra pouco difere das demais no que se refere aos elementos mais móveis, como Na₂O, K₂O, Rb e Ba.

Para investigar mais detalhadamente a possibilidade de mobilidade dos elementos, foram plotados diagramas de variação entre elementos móveis e menos móveis. O número de magnésio (mg*) foi utilizado como abscissa comum porque este parâmetro é geralmente considerado um índice de diferenciação por cristalização fracionada (Rollinson, 1993). Assim, nota-se que o mg* nos diques varia aproximadamente entre 62 e 40 (**Figura 9**), mostrando um considerável grau de fracionamento entre as amostras. Observa-se também pouca variação nos teores de sílica (entre 45 e 51%), decréscimo da quantidade de CaO e aumento de Na₂O, K₂O, TiO₂ e P₂O₅ com o decréscimo de mg*. Para os elementos maiores móveis Na₂O e K₂O poucas amostras (PATM-16A, 72A, 29B e 1163-50.1) destoam da tendência observada, porém a ocorrência dos diques correspondentes não guarda nenhuma relação geográfica lógica.

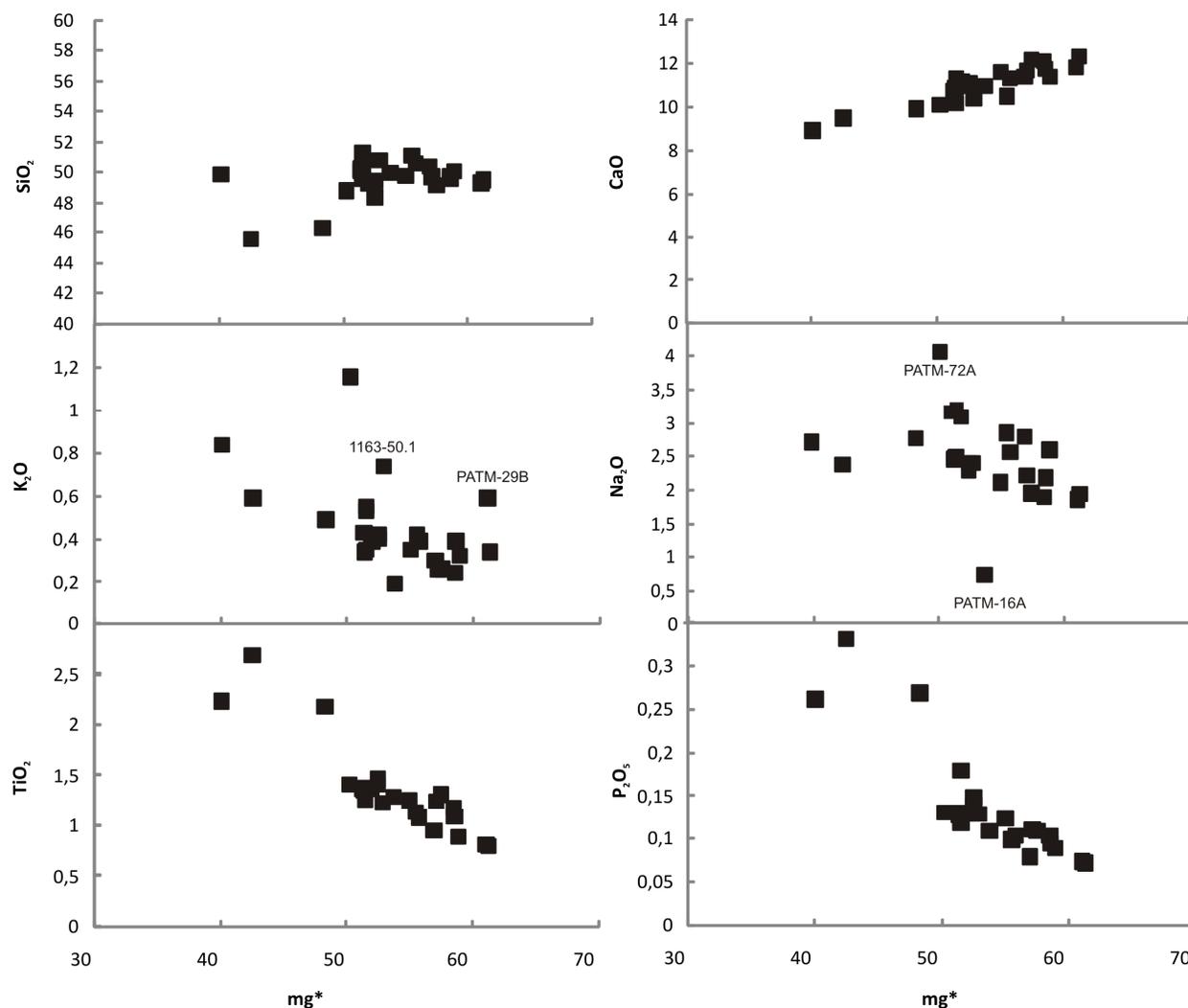


Figura 32 - Elementos maiores versus mg^* para amostras dos diques Aroeira. O mg^* foi calculado em proporções moleculares ($mg^* = 100 \times Mg^{2+}/(Mg^{2+}+Fe^{2+})$) considerando $Fe_2O_3/FeO=0,15$.

A comparação entre o número de magnésio e elementos traço de baixo potencial iônico (Rb, Ba) e alto potencial iônico (Zr, Nb, Th, Y) nos diques máficos mostra correlação muito boa para os elementos Zr, Nb e Y, e maior dispersão para os outros elementos (**Figura 10**). Para o elemento Ba, excluindo-se as 5 amostras com maiores teores, as demais mostram uma tendência de aumento na abundância com o decréscimo do mg^* . O mesmo não pode ser afirmado para os elementos Rb e Th, este de elevado potencial iônico e geralmente considerado menos móvel. O aumento da concentração de elementos incompatíveis de elevado potencial iônico com a redução do mg^* indica que esses elementos se mantiveram relativamente imóveis e que tanto eles quanto o número de magnésio são parâmetros confiáveis para a discussão petrogenética. Todavia, a

dispersão verificada para Rb e Th, sem correspondente dispersão de K₂O requer explicações alternativas àquela de simples alteração sub-solidus, o que será abordado em outra seção.

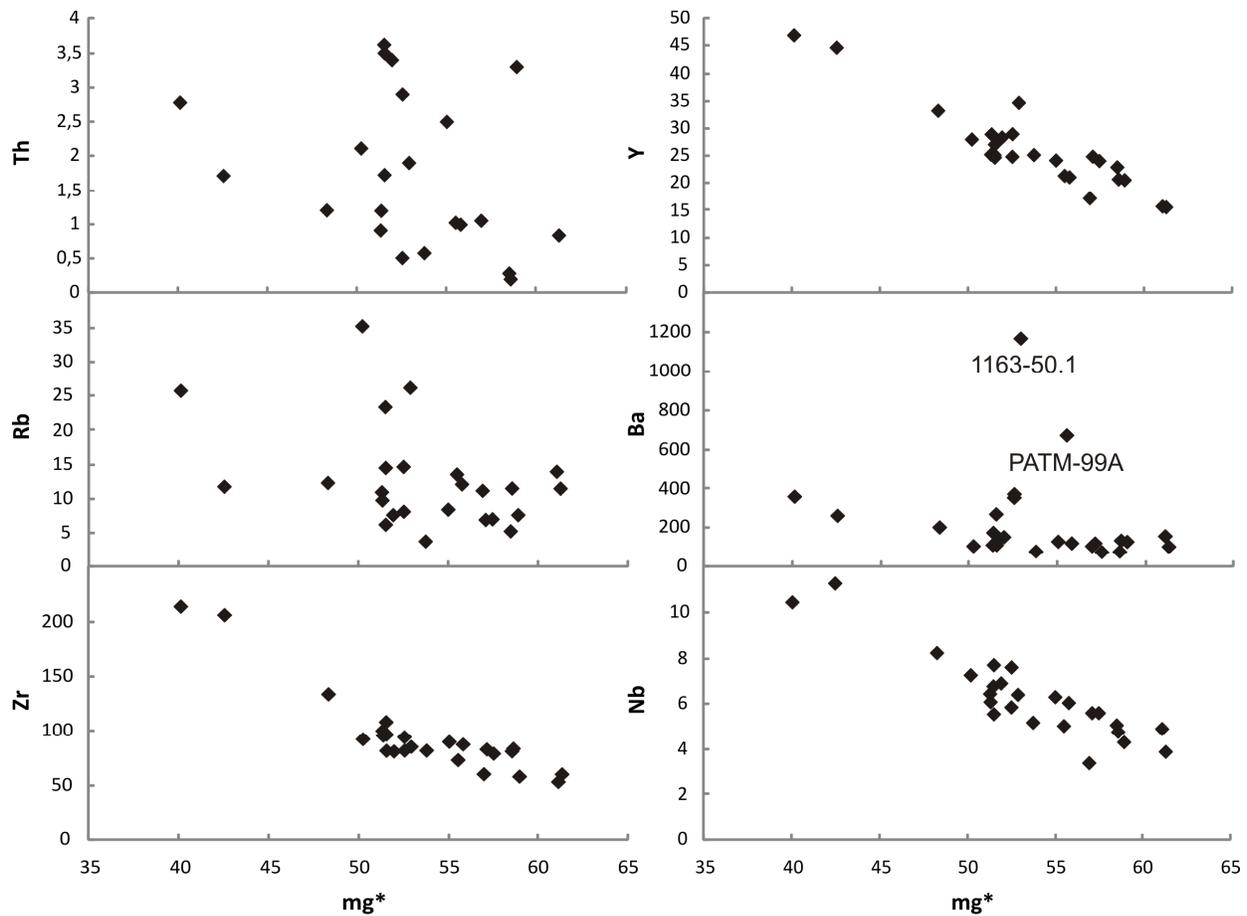


Figura 33 - Elementos traço versus mg* para amostras dos diques Aroeira. O mg* foi calculado em proporções moleculares ($mg^* = 100 \times (Mg^{2+}/(Mg^{2+}+Fe^{2+}))$) considerando $Fe_2O_3/FeO=0,15$.

Classificações Geoquímicas

Como não se tem certeza que todas as composições mineralógicas dos diques são ígneas, composições normativas foram calculadas e lançadas em diagrama classificatório. Assim, os diques são constituídos essencialmente por plagioclásio, clinopiroxênio e ortopiroxênio, com quantidades menores de óxidos de Fe-Ti-Cr, ortoclásio e olivina, que por vezes ocorre em

quantidades expressivas (**Tabela 3**). Das vinte e seis amostras analisadas a maioria é classificada como gabronorito, enquanto três outras correspondem a gabros e uma a norito (**Figura 11**).

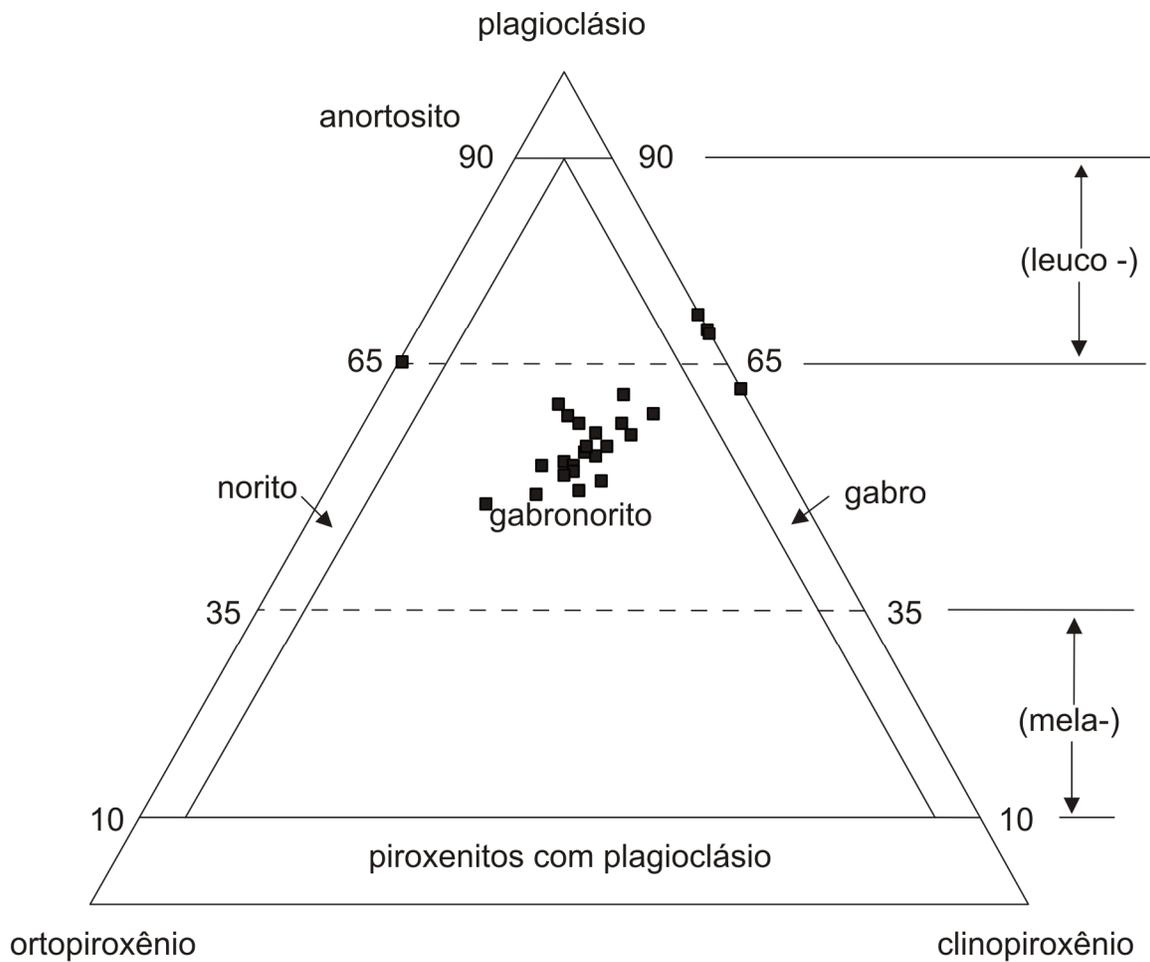


Figura 34 - Classificação normativa para os diques máficos Aroeira. Nomenclatura de rochas gabróicas com dois piroxênios segundo Streckeisen (1974).

No diagrama triangular AFM, onde se considera a variação do FeO_t , dos álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) e do MgO , para a classificação de séries tholeiíticas e cálcio-alcálicas observa-se que os diques máficos exibem uma filiação tholeiítica (**Figura 12**).

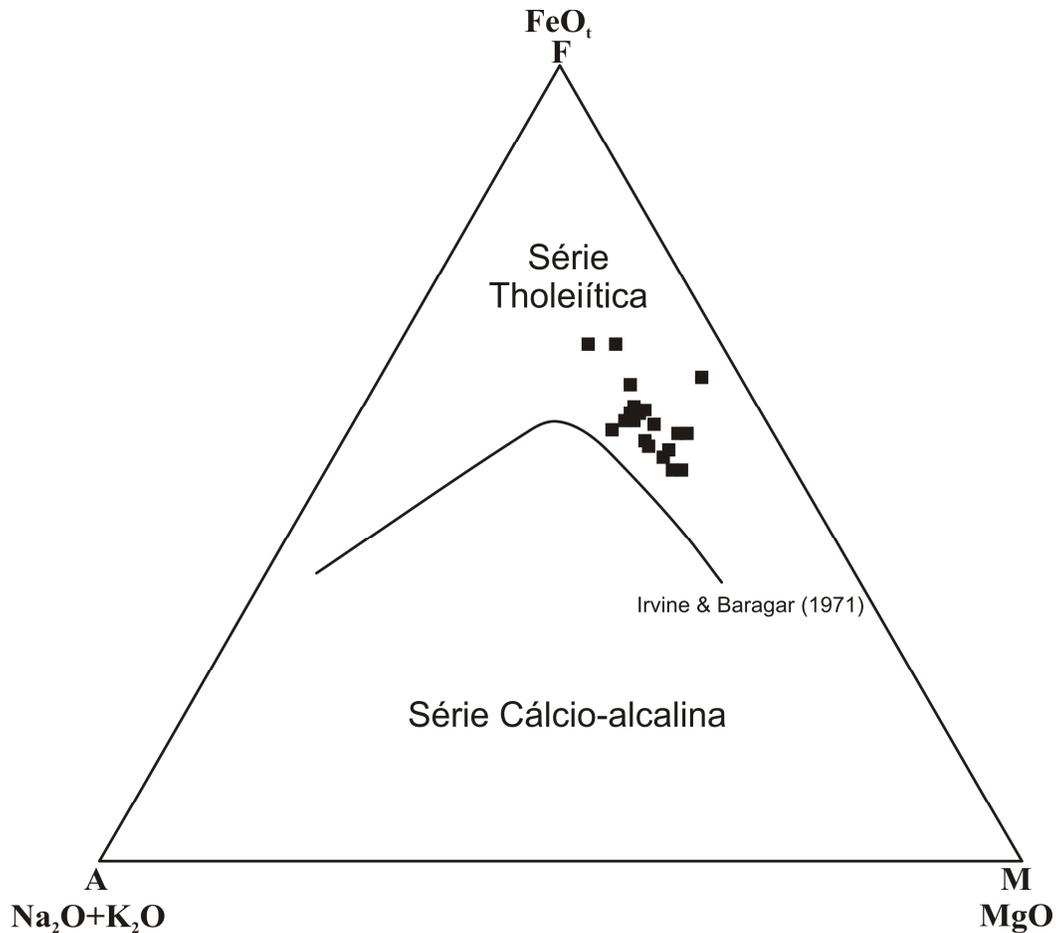


Figura 35 - Diagrama AFM para rochas do enxame de diques máficos Aroeira. Diferenciação de rochas tholeiíticas e cálcio-alcálicas segundo Irvine & Baragar (1971).

No diagrama de classificação álcalis total *vs.* sílica (**Figura 13a**) os diques possuem semelhanças litogeoquímicas com basaltos. A amostra PATM-16A plota fora dos campos pré-estabelecidos devido ao seu empobrecimento em álcalis. Com exceção das amostras PATM-72A, PATM-23 e PATM-23A, as demais plotam abaixo da linha que separa séries alcalinas de subalcalinas (Cox *et al.*, 1979) e portanto apresentam afinidade subalcalina.

No diagrama que utiliza elementos menos móveis para a classificação de rochas ígneas (Winchester & Floyd, 1976) as amostras distribuem-se nos campos de basalto subalcalino e

basalto andesítico (**Figura 13b**), demonstrando a afinidade basáltica dessas rochas. A relativa homogeneidade na classificação geoquímica dos diques Aroeira tanto em diagramas para elementos móveis quanto para elementos imóveis confirma que eles não foram significativamente afetados por processos pós-consolidação magmática.

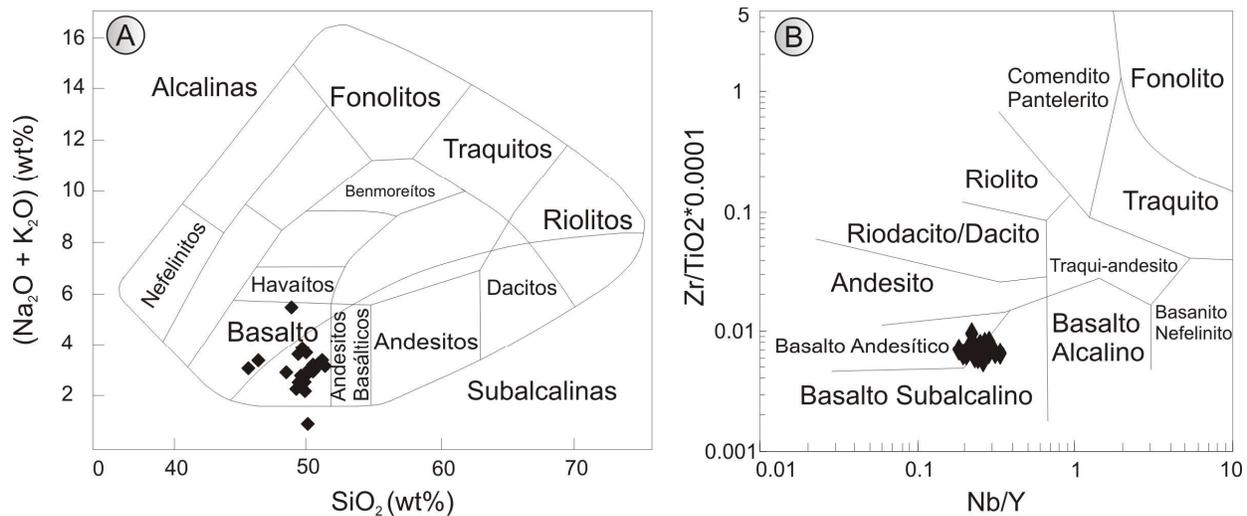


Figura 36 - Diagramas de classificação geoquímica para os diques máficos. a) Diagrama sílica vs. álcalis-total (Cox *et al.*, 1979), mostrando que os diques correspondem geoquimicamente a basaltos e são subalcalinos; b) Diagrama para elementos menos móveis Zr/TiO₂*0,0001 vs. Nb/Y, com campos para a classificação de rochas vulcânicas segundo Winchester & Floyd (1976). Como em (a) os diques têm composições correspondentes a basaltos.

Variações geoquímicas

O aumento da concentração de elementos incompatíveis relativamente imóveis com a redução do mg*, como já mostrado nas **Figuras 9 e 10**, é consistente com a cristalização fracionada dos minerais mais comuns em magmas basálticos, como plagioclásio, olivina e piroxênios. Por outro lado, a dispersão verificada para Rb e Th, sem correspondente dispersão de K₂O, pode refletir outro processo petrogenético, como contaminação crustal. Os diques alojaram-se em corpos graníticos e rochas sedimentares metamorfas; portanto é provável que o magma máfico tenha interagido com essas rochas. Além disso, para um mesmo valor de mg*, pouca variação é observada nos teores dos elementos incompatíveis, como TiO₂, P₂O₅, Zr, Nb e Y (**Figuras 9 e 10**), indicando que os diques muito provavelmente foram derivados do mesmo magma ou de magmas com composições semelhantes. Isto é relevante pois, na ausência de

idades absolutas para os diques, as características geoquímicas dão apoio aos argumentos petrogenéticos.

Variações intra-dique e inter-diques do mesmo afloramento

Apenas um dique máfico pôde ser amostrado em diversos locais. O afloramento corresponde às amostras 1163-71 da **Tabela 1**. Neste local ocorrem três diques paralelos, distantes alguns metros entre si e intrusivos no gnaiss Cais deformado. Um dos diques bifurca para sul. Foram coletadas seis amostras dos três diques, incluindo o centro de um dique isolado (1163-71.1), bordas e centro de outro dique (1163-71.2 e 71.4 - bordas e 1163-71.3 - centro) e os ramos bifurcados de outro dique (1163-71.6 e 71.7).

As variações multielementares das amostras são mostradas na **Figura 14**. Na **Figura 14a** foram utilizados os dados de fluorescência de raio-x e nas **Figuras 14b e c** os dados de ICP-MS. Com exceção dos elementos mais móveis Rb e Ba, que mostram variações um pouco maior de abundância, especialmente o Ba, os demais elementos, incluindo o K, exibem padrões relativamente paralelos e semelhantes, indicando que os diques cristalizaram a partir de magmas também semelhantes. De particular interesse é a amostra 1163-71.2, coletada na borda de um dique. Esta amostra apresenta maior abundância de elementos terras raras leves do que a amostra do centro do dique (1163-71.3) e do que a amostra da borda oposta (1163-71.4); este comportamento foi constatado tanto com os dados de fluorescência de raio-x (**Figura 14a**) quanto de ICP-MS (**Figura 14b e c**). O grau de fracionamento dos elementos terras raras leve daquela amostra é mais elevado ($La^*/Sm^* = 2,03$) que o das outras três amostras analisadas do afloramento ($La^*/Sm^* = 1,69$ a $1,84$).

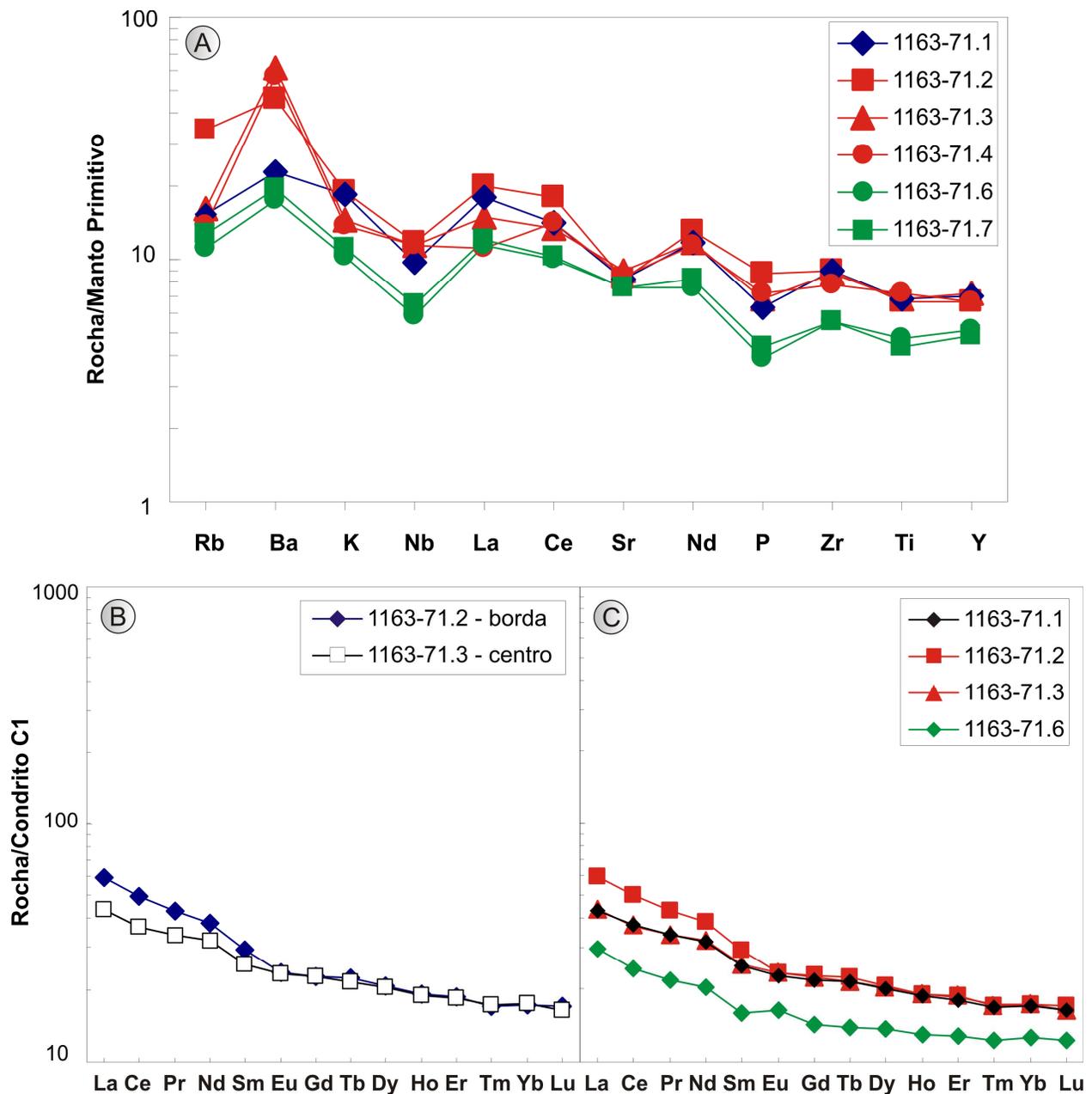


Figura 37 - Variações geoquímicas multielementares para diques máficos Aroeira, afloramento 1163-71. A) Dados de fluorescência de raio-x normalizados ao manto primitivo de McDonough & Sun (1995), mostrando maior dispersão para os elementos mais móveis (Rb, Ba e K) e relativa homogeneidade para os demais elementos. Em um único dique (amostras 71.2 a 71.4) a variação de abundância deve refletir processo de cristalização fracionada; B) Dados de ICP-MS para centro e borda de um dique, ilustrando aumento de elementos terras raras leve na amostra de borda em relação à amostra do centro; os demais elementos têm abundância similar no centro e na borda; C) Dados de ICP-MS para os três diques do afloramento, mostrando padrões muito semelhantes, mas com abundâncias diferentes. Valores de condritos C1 de McDonough & Sun (1995).

Dois outros afloramentos também foram examinados para variações entre os diques. Os afloramentos são em riacho no povoado de Aroeira e no vertedouro do açude de São José do Jacuípe. Esses locais distam um do outro mais de 60 km, mas as variações geoquímicas são semelhantes. Em Aroeira foram coletadas duas amostras em diques diferentes e no vertedouro de São José do Jacuípe quatro amostras também em quatro diques. Os resultados são apresentados nos diagramas de multielementos da **Figura 15**.

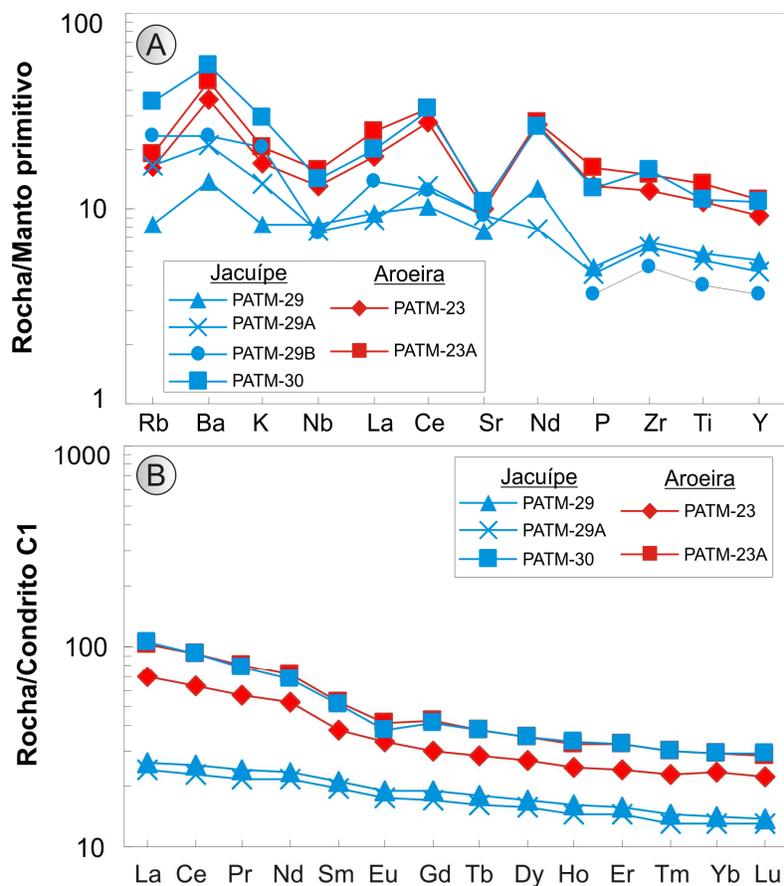


Figura 38 - Variações geoquímicas multielementares para diques máficos Aroeira, afloramentos no povoado de Aroeira (PATM-23) e no vertedouro do açude de São José do Jacuípe (PATM-29, 30). A) Dados de fluorescência de raio-x normalizados ao manto primitivo de McDonough & Sun (1995), mostrando maior dispersão para os elementos mais móveis (Rb, Ba e K) e relativa homogeneidade para os demais elementos. Os diques de vertedouro em geral têm abundâncias dos elementos menores que os diques de Aroeira. B) Dados para elementos terras raras mostram maior fracionamento de terras raras leves (La/Sm) nos diques de Aroeira e em um dique do vertedouro do que nos demais diques. Valores de condritos C1 de McDonough & Sun (1995).

As variações observadas são comparáveis àquelas descritas anteriormente para o afloramento 1163-71, especialmente para as amostras do vertedouro do açude de São José do Jacuípe. Neste local há dois conjuntos de diques composicionalmente distintos em termos de abundância dos elementos químicos e grau de fracionamento dos elementos terras raras leve. Um dique (PATM-30) é indistinguível geoquimicamente dos dois diques de Aroeira e apresenta abundância maior de todos os elementos e do grau de fracionamento de terras raras leve (La^*/Sm^*) em relação aos demais diques deste local.

Variações entre diques

Os dados apresentados nas seções anteriores demonstraram que os diques do enxame de Aroeira não tiveram sua química significativamente afetada por processos pós-magmáticos e que as variações internas e entre diques de um mesmo afloramento podem ser interpretadas por processos ígneos.

Em diagramas de multielementos normalizados se as linhas representativas de cada amostra forem aproximadamente paralelas o processo ígneo mais provável é a cristalização fracionada de minerais comuns em magmas basálticos, como piroxênios, plagioclásio e olivina. Se houver conjuntos de amostras com padrões paralelos porém diferentes é provável que as rochas tenham derivado de magmas diferentes, ou que o magma tenha sido modificado por contaminação com as rochas encaixantes.

Para avaliar as possibilidades acima, na **Figura 16** foram incluídas todas as amostras de diques analisadas por ICP-MS. Nesta figura foram separados dois grupos de diques a partir dos valores de Th relativamente ao Nb, abundância dos elementos e grau de fracionamento de terras raras leves. O grupo I tem menos diques representativos e apresenta valores mais baixos de Th, e, por conseguinte, a anomalia negativa de Nb não é destacada. Além disso, este grupo exibe abundâncias mais baixas de quase todos os elementos e fracionamento de terras raras leve um pouco menor que o grupo II. O grupo I inclui a amostra coletada no centro de um dique do afloramento 1163-71 e no grupo II a amostra coletada na borda deste mesmo dique. Amostras do vertedouro do Açude de São José do Jacuípe inserem-se nos dois grupos. Como os elementos Th

e terras raras leves são geralmente considerados menos móveis, o aumento da abundância desses elementos na borda de um dique máfico e não na borda oposta, pode ser interpretado por contaminação crustal. Em decorrência desta interpretação, os diques pertencentes ao grupo II podem ter sido contaminados com as rochas encaixantes em grau maior ou menor, enquanto as amostras de diques do grupo I possivelmente não foram modificadas por contaminação e representam uma composição mais próxima a do(s) magma(s) iniciais.

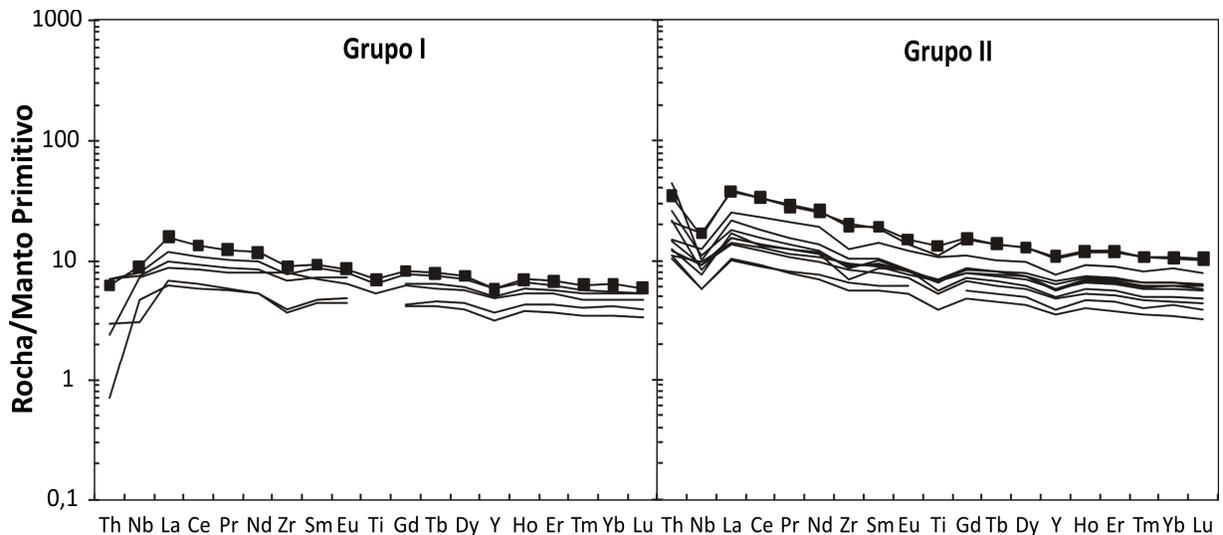


Figura 39 - Diagramas multielementares para as rochas do enxame de diques máficos Aroeira, normalizadas ao manto primitivo de McDonough & Sun (1995).

Evidências adicionais de que os diques do enxame de Aroeira devem ter sido contaminados com as rochas nas quais eles se alojaram podem ser inferidas a partir dos diagramas Ba/Nb vs. La/Nb e Th/Ta vs. La/Yb (**Figura 17**). No primeiro diagrama a razão La/Nb nos diques máficos (0,82-2,63) é semelhante à maioria das rochas intraplaca, incluindo MORB e OIB (**Figura 17a**). No entanto, as razões Ba/Nb para os diques (10-60) são mais altas do que aquelas dessas rochas, assemelhando mais com a média da crosta continental e dos paragneisses aluminosos da Unidade Pintadas. Interações com ortogneisses do tipo Cais e do Complexo Caraíba deslocariam as composições dos diques no sentido da composição destas rochas. Por outro lado, no diagrama Th/Ta vs. La/Yb nota-se espalhamento expressivo principalmente na razão Th/Ta. Esta razão permanece relativamente constante para taxas diferentes de fusão do manto durante a geração de basaltos oceânicos, como mostrado por análises de vidros basálticos na **Figura 17b**. Nesta figura, as amostras de diques do enxame de Aroeiras assemelham-se aos

basaltos continentais e o espalhamento em direção à média da crosta superior (UC) sugere que contaminação possa ter efetivamente ocorrido, como sustentado pelas relações de campo.

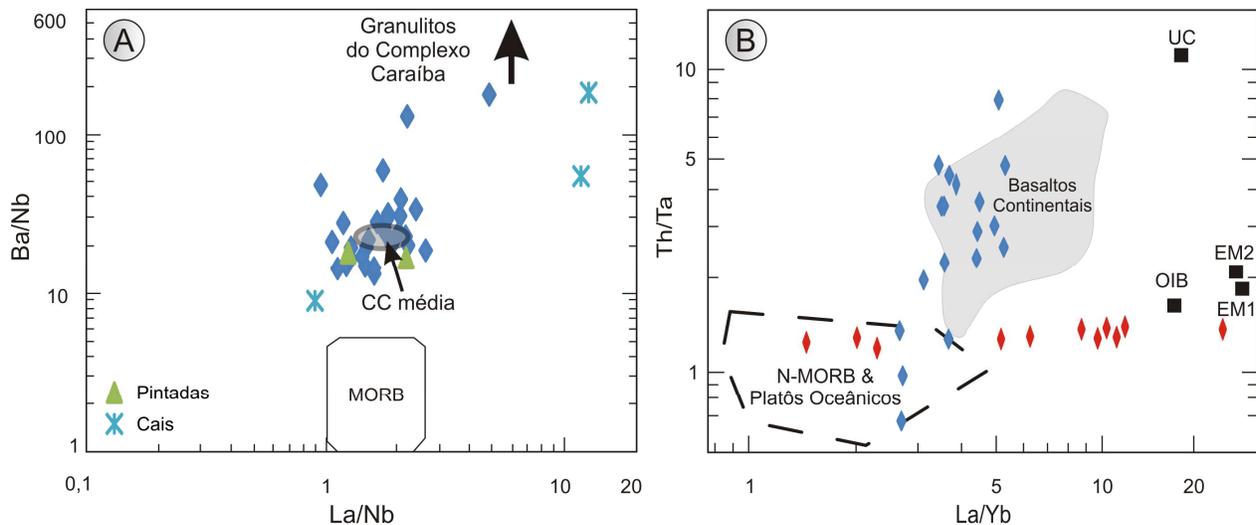


Figura 40– Diagramas de razões entre elementos incompatíveis para as amostras do enxame de diques máficos Aroeira: A) Diagrama Ba/Nb vs. La/Nb com dados para as rochas encaixantes; CC – média da crosta continental, MORB - basaltos oceânicos (modificado de Liu *et al.*, 2008); B) Diagrama Th/Ta vs. La/Yb (modificado de Condie, 2001): UC – crosta continental superior; OIB – basaltos de arco de ilha. Losango vermelho representa vidros de basaltos oceânicos (Kamenetsky *et al.*, 2000).

Tipo de fonte mantélica

A ampla variação no número de magnésio e na abundância de vários elementos incompatíveis indica um considerável grau de fracionamento do(s) magma(s) iniciais, provavelmente envolvendo também contaminação com as rochas encaixantes, como sugerido pela variação das razões Th/Ta e Ba/Nb.

Para avaliar o tipo de fonte no manto que se fundiu para gerar o magma inicial dos diques máficos Aroeira os elementos do grupo das terras raras são bastante úteis. Assim, na **Figura 18** são apresentados valores de Sm e da razão Ce/Yb, normalizados aos condritos, para os diques máficos, para modelagem teórica de fontes do manto com e sem granada, e para os minerais mais prováveis de terem cristalizado no magma. Nota-se que a variação na composição dos diques pode ser explicada pela combinação de cristalização fracionada de piroxênio, plagioclásio e

olivina a partir de magmas gerados por taxas moderadas (10-20%) de fusão de uma fonte no manto, provavelmente pobre em granada.

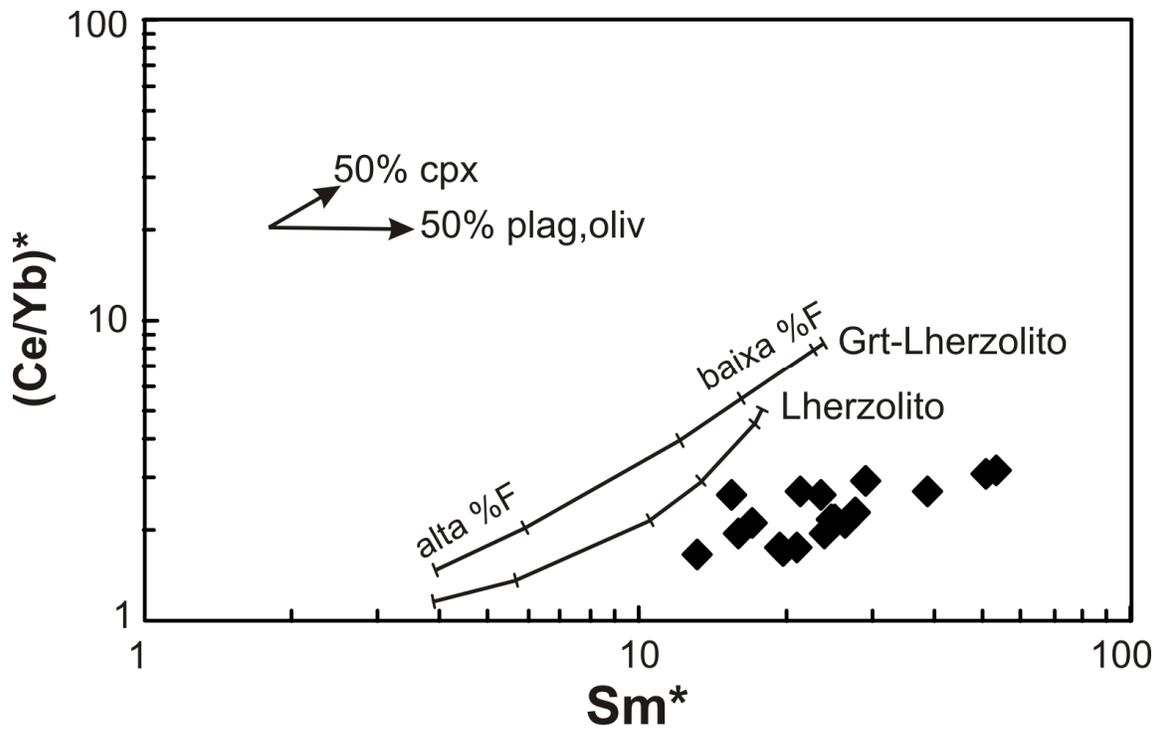


Figura 41 – Modelagem geoquímica para os diques máficos Aroeira. Vetores mostram a tendência do líquido com 50% de cristalização fracionada dos minerais indicados. Linhas com marcas ilustram os líquidos gerados por taxas diferentes de fusão (%F) a partir de fonte mantélica com granada (3% grt + 10% cpx + 43% oliv + 44% opx) e sem granada (55% oliv + 25% opx + 20% cpx). Coeficientes de partição de Rollinson (1993). Notar que a variação na composição dos diques pode ser explicada pela combinação de cristalização fracionada de magmas gerados por taxas moderadas (10-20%) de fusão de uma fonte no manto provavelmente pobre em granada.

CONCLUSÕES

O enxame de diques máficos Aroeira intruiu uma crosta continental e é, portanto, tardio em relação a maior parte dos litotipos da região norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. A direção predominante do enxame é norte e sul, sendo que o provável sentido de colocação foi de norte para sul.

Apesar de evidências mostrarem que esses já passaram por metamorfismo em grau variado, os valores de perda ao fogo menores que 1% associados às boas correlações de elementos incompatíveis com o mg^* demonstram que alterações sub-solidus pouco alteraram os padrões geoquímicos iniciais dessas rochas.

Os diagramas das **Figuras 12 e 13** demonstram o caráter tholeiítico e subalcalino dos diques, cujas rochas demonstram afinidades com magmas basálticos. O aumento da concentração de elementos incompatíveis com a redução do mg^* é condizente com a cristalização fracionada de minerais comumente encontrados em magmas basálticos, como plagioclásio, olivina e piroxênios. A pouca variação de elementos incompatíveis em um mesmo intervalo de mg^* indica que os diques analisados se formaram a partir de um mesmo magma ou de magmas com composições muito semelhantes.

Variações intra diques podem ser interpretadas através de processos ígneos e, de maneira análoga, as variações inter diques também podem. Nos diagramas multielementares, as amostras se dividem em dois grupos: o grupo I, mais empobrecido em elementos terras raras e sem anomalia de Nb, poderia representar uma composição mais próxima ao magma inicial; e o grupo II, caracterizado por ser mais enriquecido em elementos terras raras e por apresentar anomalia de Nb, poderia representar o magma inicial do grupo I mais evoluído e contaminado pelas encaixantes, já que a partir do momento em que esses diques foram colocados em ambiente crustal, é de consenso geral que esse magma máfico tenha experimentado alguma contaminação crustal – durante a sua ascensão ou durante a residência na câmara magmática crustal (Mohr, 1987).

O diagrama da **Figura 17a** corrobora a teoria de contaminação crustal, já que nele as amostras se distribuem próximas a média da crosta continental e aos paragneisses aluminosos da unidade Pintadas. De maneira semelhante, o diagrama da **Figura 17b**, em que a maior parte das amostras plotam no campo dos basaltos continentais e demonstram um espalhamento em direção à crosta superior.

Finalmente, a variação no mg^* e na abundância de elementos incompatíveis demonstram um elevado grau de fracionamento desses diques, associado à contaminação crustal. Modelagem geoquímica indica que a evolução do magma que gerou o enxame de diques máficos Aroeira pode estar relacionada a baixas taxas de fusão de uma fonte mantélica sem granada, associada à cristalização fracionada de piroxênio, plagioclásio e olivina.

Análises de isótopos de Nd, que estão em andamento, podem ajudar a melhor elucidar as questões sobre a contaminação crustal do enxame.

Amostra	PATM-1D	PATM-16A	PATM-19	PATM-19C	PATM-19D	PATM-21
SiO ₂	50,58	50,01	49,15	49,51	49,77	50,08
TiO ₂	1,08	1,28	1,31	0,79	1,24	1,34
Al ₂ O ₃	15,16	14,27	14,22	17,16	15,26	14,09
FeO	9,19	11,09	9,76	7,60	9,54	10,50
Fe ₂ O ₃	1,38	1,66	1,46	1,14	1,43	1,58
MnO	0,18	0,21	0,19	0,15	0,18	0,21
MgO	6,51	7,24	7,41	6,76	6,55	6,22
CaO	11,33	10,99	12,20	12,34	11,62	10,88
Na ₂ O	2,57	0,74	1,95	1,94	2,11	2,47
K ₂ O	0,39	0,19	0,26	0,34	0,35	0,34
P ₂ O ₅	0,11	0,11	0,11	0,07	0,12	0,13
P.F.(1000°C)	0,13	0,17	0,06	1,14	0,27	0,06
Soma	99,60	99,20	99,20	99,80	99,50	99,10
(mg g ⁻¹)						
Ba	118,00	91,00	75,00	106,00	129,00	181,00
Ce	27,00	24,00	16,00	21,00	24,00	27,00
Cr	187,00	124,00	303,00	345,00	202,00	119,00
Cs	<7	<7	<7	<7	<7	<7
Cu	51,00	31,00	145,00	29,10	90,00	105,00
Ga	16,10	19,80	17,00	16,40	18,30	17,70
La	10,00	<9	9,00	<9	12,00	12,00
Nb	6,10	5,20	5,60	4,70	6,30	6,20
Nd	13,00	<8	<8	25,00	15,00	22,00
Ni	60,00	73,00	106,00	64,00	74,00	57,00
Pb	3,80	10,00	6,10	6,50	3,70	5,20
Rb	10,30	4,60	7,10	9,90	8,50	8,30
Sc	34,00	52,00	40,00	29,00	35,00	37,00
Sn	<3	<3	<3	<3	<3	3,00
Sr	180,00	163,00	152,00	179,00	176,00	168,00
Th	<2	<2	<2	<2	2,50	<2
U	<3	<3	<3	<3	<3	<3
V	247,00	298,00	278,00	199,00	257,00	282,00
Y	19,00	26,00	24,10	14,10	24,20	28,20
Zn	84,00	122,00	88,00	71,00	88,00	100,00
Zr	77,00	74,00	79,00	53,00	90,00	91,00
Sul	11°44'33''	11°53'12''	11°52'19''	11°52'19''	11°52'19''	11°54'08''
Oeste	24°56'38''	24°56'01''	25°12'14''	25°12'14''	25°12'14''	24°57'26''

Tabela 3 - Concentração de elementos maiores e traço obtida por fluorescência de raio-X e coordenadas geográficas para as amostras do enxame de diques máficos Aroeira.

Amostra	PATM-23	PATM-23A	PATM-29	PATM-29A	PATM-29B	PATM-30	PATM-61A
SiO ₂	46,31	45,56	49,80	49,55	49,32	49,89	50,25
TiO ₂	2,17	2,68	1,17	1,08	0,81	2,23	1,36
Al ₂ O ₃	13,89	13,16	14,10	14,66	17,39	12,49	13,87
FeO	13,16	14,42	9,90	9,38	7,82	13,20	10,82
Fe ₂ O ₃	1,97	2,16	1,49	1,41	1,17	1,98	1,62
MnO	0,23	0,24	0,20	0,20	0,16	0,23	0,20
MgO	6,90	5,99	7,84	7,45	6,89	4,96	6,40
CaO	9,94	9,50	12,12	11,78	11,82	8,93	10,74
Na ₂ O	2,77	2,38	1,89	2,18	1,86	2,71	2,45
K ₂ O	0,49	0,59	0,24	0,39	0,59	0,84	0,43
P ₂ O ₅	0,27	0,33	0,10	0,10	0,08	0,26	0,13
P.F.(1000°C)	0,12	0,49	0,02	0,25	0,38	0,47	0,05
Soma	99,70	99,10	100,00	99,50	99,20	99,70	99,50
(mg g ⁻¹)							
Ba	241,00	295,00	91,00	140,00	157,00	353,00	128,00
Ce	46,00	54,00	17,00	22,00	21,00	53,00	25,00
Cr	140,00	96,00	197,00	171,00	337,00	67,00	161,00
Cs	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7
Cu	68,00	106,00	117,00	100,00	60,00	53,00	103,00
Ga	21,50	21,80	15,50	18,60	15,40	20,40	18,60
La	12,00	16,00	<9	<9	9,00	13,00	<9
Nb	8,50	10,40	5,50	5,00	4,90	9,30	7,00
Nd	34,00	35,00	16,00	<8	<8	33,00	21,00
Ni	92,00	67,00	93,00	89,00	78,00	40,00	59,00
Pb	5,10	6,60	2,80	2,20	5,00	7,30	4,70
Rb	9,70	11,30	5,00	10,00	14,00	21,40	10,10
Sc	42,00	42,00	38,00	35,00	33,00	42,00	37,00
Sn	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Sr	200,00	209,00	151,00	183,00	185,00	217,00	158,00
Th	<2	4,80	<2	<2	<2	2,60	<2
U	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
V	327,00	324,00	269,00	255,00	207,00	397,00	274,00
Y	40,20	48,10	23,20	20,10	15,70	47,00	27,80
Zn	143,00	162,00	86,00	80,00	68,00	146,00	102,00
Zr	130,00	155,00	70,00	66,00	53,00	165,00	91,00
Sul	11°42'47"	11°42'47"	11°30'45"	11°30'45"	11°30'45"	11°30'19"	11°32'45"
Oeste	24°57'20"	24°57'20"	25°01'59"	25°01'59"	25°01'59"	25°02'44"	25°02'54"

Tabela 1 – (cont.) Concentração de elementos maiores e traço obtida por fluorescência de raio-X e coordenadas geográficas para as amostras do exame de diques máficos Aroeira.

Amostra	PATM-72A	PATM-92	PATM-99A	1163-44a	1163-50.1	1163-71	1163-71.1
SiO ₂	48,79	49,71	51,09	50,40	50,80	49,30	49,60
TiO ₂	1,40	1,23	1,13	1,25	1,22	1,36	1,37
Al ₂ O ₃	15,00	14,53	15,09	14,70	13,90	15,10	14,90
FeO	9,98	9,87	9,10	10,39	10,31	10,55	10,39
Fe ₂ O ₃	1,50	1,48	1,36	1,56	1,55	1,58	1,56
MnO	0,21	0,20	0,17	0,19	0,19	0,19	0,19
MgO	5,65	7,38	6,37	6,20	6,50	6,40	6,20
CaO	10,11	11,68	10,51	11,30	10,40	11,20	10,90
Na ₂ O	4,07	2,22	2,85	2,50	2,40	3,10	3,20
K ₂ O	1,16	0,26	0,42	0,35	0,74	0,39	0,53
P ₂ O ₅	0,13	0,11	0,10	0,12	0,13	0,13	0,13
P.F.(1000°C)	0,53	+0,11	0,65				
Soma	99,60	99,90	99,80	100,05	99,36	100,53	100,00
(mg g⁻¹)							
Ba	123,00	120,00	714,00	111,50	1166,30	152,60	153,00
Ce	31,00	22,00	26,00	18,80	60,30	18,80	23,80
Cr	93,00	222,00	172,00	148,40	232,40	217,20	219,40
Cs	<7	<7	<7				
Cu	5,50	112,00	45,00				
Ga	15,70	19,80	17,70	20,40	19,70	21,70	22,00
La	8,00	6,00	10,00	8,70	31,10	10,50	11,60
Nb	9,70	5,60	6,30	7,70	6,40	6,90	6,40
Nd	14,00	13,00	15,00	11,70	26,80	14,60	14,80
Ni	64,00	100,00	57,00	61,00	70,80	73,90	74,50
Pb	17,60	5,10	6,90				
Rb	35,00	7,00	9,70	6,30	26,20	7,70	9,30
Sc	34,00	33,00	38,00				
Sn	<3	<3	<3				
Sr	143,00	161,00	186,00	156,60	174,90	170,40	166,40
Th	<2	<2	<2	3,50	1,90	3,40	5,10
U	9,00	<3	<3				
V	236,00	255,00	247,00	286,80	271,40	282,20	280,80
Y	28,90	24,90	25,10	27,10	34,70	28,40	30,60
Zn	119,00	86,00	89,00	92,10	107,20	95,60	100,60
Zr	91,00	83,00	75,00	81,70	85,40	81,10	94,90
Sul	11°58'57"	11°56'56"	12°00'54"			11°34'28"	11°34'28"
Oeste	25°03'15"	25°02'25"	25°03'41"			51°58'06"	51°58'06"

Tabela 1 – (cont.) Concentração de elementos maiores e traço obtida por fluorescência de raio-X e coordenadas geográficas para as amostras do enxame de diques máficos Aroeira.

Amostra	1163-71.2	1163-71.3	1163-71.4	1163-71.6	1163-71.7
SiO₂	51,30	48,40	49,50	50,40	50,10
TiO₂	1,36	1,40	1,46	0,94	0,88
Al₂O₃	14,40	14,40	14,50	14,40	14,10
FeO	10,23	10,63	10,94	9,83	9,44
Fe₂O₃	1,53	1,59	1,64	1,48	1,42
MnO	0,19	0,20	0,20	0,18	0,18
MgO	6,10	6,60	6,80	7,30	7,60
CaO	10,20	11,00	11,10	11,40	11,40
Na₂O	2,50	2,40	2,30	2,80	2,60
K₂O	0,55	0,42	0,40	0,30	0,32
P₂O₅	0,18	0,14	0,15	0,08	0,09
P.F.(1000°C)					
Soma	99,69	98,42	100,24	100,15	99,27
(mg g⁻¹)					
Ba	306,20	404,30	371,40	115,50	128,30
Ce	30,30	22,20	23,50	16,70	17,30
Cr	216,70	215,30	223,50	139,50	180,00
Cs					
Cu					
Ga	22,00	22,90	22,20	20,10	19,70
La	13,10	9,80	7,30	7,40	7,80
Nb	7,80	7,50	7,60	3,90	4,30
Nd	16,50	14,70	14,40	9,60	10,50
Ni	70,50	75,90	79,40	76,80	79,10
Pb					
Rb	20,30	9,80	8,20	6,60	7,70
Sc					
Sn					
Sr	165,40	180,90	169,70	152,60	151,60
Th	6,80	3,60	2,90	4,90	3,30
U					
V	265,30	285,50	283,40	262,70	263,00
Y	28,70	31,00	29,00	22,30	20,60
Zn	109,70	98,60	100,60	86,10	81,50
Zr	93,40	91,00	81,90	58,90	57,90
Sul	11°34'28''	11°34'28''	11°34'28''	11°34'28''	11°34'28''
Oeste	51°58'06''	51°58'06''	51°58'06''	51°58'06''	51°58'06''

Tabela1 – (cont.) Concentração de elementos maiores e traço obtida por fluorescência de raio-X e coordenadas geográficas para as amostras do enxame de diques máficos Aroeira.

Amostra	PATM-1D	PATM-16A	PATM-18A	PATM-19C	PATM-21	PATM-23	PATM-23A
Ba	120	77,9	102	103	175	202	262
Be	0,52	0,59	0,28	0,40	0,53	0,91	1,04
Bi	0,07	0,10	0,02	0,03	0,03	0,02	0,08
Cd	0,14	0,17	0,10	0,09	0,15	0,21	0,16
Ce	20,7	18,1	15,1	15,3	23,3	39,3	56,5
Co	50,7	60,0	42,2	44,6	53,8	55,2	55,8
Cr	208	119	248	395	126	133	95
Cs	0,09	0,04	0,19	0,38	0,12	0,06	0,18
Cu	60,1	30,9	71,8	32,4	118	63,3	102
Dy	3,90	4,70	3,40	2,87	5,34	6,61	8,77
Er	2,28	2,76	2,01	1,69	3,13	3,90	5,16
Eu	1,10	1,21	0,95	0,83	1,27	1,87	2,32
Ga	19,8	21,7	16,7	18,8	20,4	19,3	23,6
Gd	3,67	4,24	3,05	2,67	4,71	6,04	8,42
Hf	2,25	2,13	1,95	1,57	2,60	3,67	5,44
Ho	0,81	0,98	0,72	0,60	1,11	1,37	1,79
La	9,02	7,63	6,68	6,86	10,1	16,7	24,5
Li	17,7	12,5	13,4	11,8	20,7	15,4	7,20
Lu	0,30	0,36	0,26	0,22	0,43	0,54	0,70
Mo	0,55	0,56	0,95	0,41	0,46	0,82	0,85
Nb	6,05	5,18	3,86	3,87	6,09	8,23	11,3
Nd	12,4	12,5	9,6	8,88	14,7	24,0	33,2
Ni	66,9	79,8	68,8	69,1	61,0	89,7	67,4
Pb	2,50	6,81	1,35	1,96	1,59	3,72	4,55
Pr	2,71	2,58	2,10	2,00	3,17	5,30	7,51
Rb	12,2	3,86	12,7	11,5	9,84	12,4	11,8
Sb	0,14	0,06	0,05	0,07	0,07	0,07	0,20
Sc	40,4	46,8	33,5	35,0	46,0	37,6	40,6
Sm	3,19	3,52	2,54	2,31	3,93	5,72	7,88
Sn	0,74	0,89	0,62	0,50	0,87	1,14	1,38
Sr	207	181	169	198	184	186	201
Ta	0,34	0,28	0,25	0,22	0,34	0,50	0,66
Tb	0,61	0,73	0,53	0,45	0,81	1,02	1,38
Th	0,99	0,57	0,89	0,83	1,19	1,20	1,71
Tm	0,32	0,38	0,27	0,24	0,45	0,56	0,74
U	0,22	0,25	0,19	0,16	0,20	0,30	0,43
V	301	345	226	235	347	317	369
W	0,17	0,20	0,10	0,09	0,09	0,15	0,18
Y	21,1	25,2	17,1	15,6	29,0	33,3	44,7
Yb	2,04	2,45	1,88	1,53	2,88	3,81	4,67
Zn	85,6	132	73	74,9	104	122	146
Zr	87,6	81,9	70,4	60,0	95,7	134	206
Sul	11°44'33"	11°53'12"	11°51'20"	11°52'19"	11°54'08"	11°42'47"	11°42'47"
Oeste	24°56'38"	24°56'01"	24°59'28"	25°12'14"	24°57'26"	24°57'20"	24°57'20"

Tabela 2 - Concentração de elementos traço obtidas por ICP-MS e coordenadas geográficas para as amostras do enxame de diques máficos Aroeira.

Amostra	PATM-29	PATM-29A	PATM-30	PATM-55B	PATM-61A	PATM-63A	PATM-72A	PATM-99A
Ba	76,8	135	359	61,7	112	83,1	106	670
Be	0,42	0,40	1,08	0,20	0,55	0,40	1,09	0,57
Bi	0,04	0,02	0,03	<0,004	0,10	0,02	0,41	0,01
Cd	0,12	0,12	0,16	0,08	0,11	0,16	0,19	0,14
Ce	15,5	14,1	56,0	9,8	21,4	15,4	25,8	22,4
Co	56,3	53,8	52,3	42,1	46,9	57,8	45,0	38,2
Cr	240	191	64	347	163	156	94,1	184
Cs	0,04	0,05	0,37	0,08	0,13	0,11	0,12	0,10
Cu	139	111	56,2	67,9	105	102,1	5,13	44,9
Dy	4,22	3,84	8,74	2,69	4,75	4,08	5,11	4,24
Er	2,51	2,31	5,27	1,62	2,83	2,51	3,08	2,45
Eu	1,08	0,99	2,14	0,75	1,20	1,13	1,27	1,29
Ga	18,9	18,7	23,6	15,1	18,0	17,3	16,7	16,8
Gd	3,78	3,40	8,30	2,25	4,34	3,53	4,74	3,98
Hf	2,13	2,15	5,48	1,26	2,74	2,02	2,81	2,11
Ho	0,89	0,80	1,83	0,57	1,00	0,86	1,08	0,88
La	6,22	5,69	25,1	4,01	9,21	6,35	11,6	11,1
Li	15,1	20,2	9,13	13,2	24,3	11,3	43,7	9,78
Lu	0,34	0,32	0,72	0,23	0,39	0,36	0,44	0,33
Mo	0,76	0,67	0,81	0,36	0,64	0,98	0,68	0,59
Nb	5,06	4,77	10,4	3,12	6,44	4,97	7,26	5,03
Nd	10,8	9,86	31,7	6,8	13,5	10,7	15,45	14,3
Ni	98,4	92,0	41,5	87,6	55,9	91,7	72,3	62,4
Pb	1,18	1,31	5,45	1,00	1,74	2,37	13,6	3,05
Pr	2,26	2,02	7,22	1,44	2,93	2,23	3,49	3,22
Rb	5,34	11,6	25,8	8,95	11,0	10,7	35,2	13,61
Sb	0,07	0,04	0,05	0,06	0,16	0,08	0,13	0,06
Sc	48,1	44,5	46,6	34,5	39,3	46,0	37,3	37,6
Sm	3,14	2,86	7,58	1,95	3,66	2,94	4,09	3,50
Sn	0,71	0,64	1,65	0,45	0,84	0,65	1,75	0,67
Sr	166	200	229	161	155	182	137	190
Ta	0,28	0,27	0,58	0,18	0,39	0,41	0,51	0,33
Tb	0,65	0,58	1,37	0,41	0,75	0,64	0,81	0,67
Th	0,28	0,19	2,78	0,06	0,90	0,56	2,11	1,02
Tm	0,36	0,33	0,74	0,24	0,40	0,37	0,45	0,34
U	0,07	0,06	0,53	0,02	0,20	0,12	12,6	0,21
V	327	307	477	215	298	310	251	262
W	0,10	0,08	0,19	0,02	0,17	0,09	2,32	0,14
Y	23,0	20,7	47,0	13,8	25,3	21,4	28,0	21,4
Yb	2,29	2,09	4,73	1,54	2,58	2,39	2,95	2,25
Zn	91,2	86,2	147	64	96,5	101	106	81,4
Zr	81,2	83,6	214	41,3	100	71,5	92,5	73,1
Sul	11°30'45''	11°30'45''	11°30'19''	11°30'38''	11°32'45''	11°32'41''	11°58'57''	12°00'54''
Oeste	25°01'59''	25°01'59''	25°02'44''	25°01'34''	25°02'54''	25°07'32''	25°03'15''	25°03'41''

Tabela 2 – (cont.) Concentração de elementos traço obtidas por ICP-MS e coordenadas geográficas para as amostras do enxame de diques máficos Aroeira.

Amostra	1163-44a	1163-50.1	1163-71	1163-71.1	1163-71.2	1163-71.3	1163-71.4	1163-71.6	1163-71.7
Ba	111,50	1166,30	131	131	269	353	371,40	106	128,30
Be			0,47	0,47	0,56	0,48		0,31	
Bi			0,01	0,01	0,02	0,01		0,02	
Cd			0,15	0,15	0,17	0,15		0,16	
Ce	18,80	60,30	22,8	22,8	30,4	22,5	23,50	15,0	17,30
Co			47,7	47,7	45,6	50,7		50,6	
Cr	148,40	232,40	195	195	199	197	223,50	125	180,00
Cs			0,09	0,09	0,69	0,22		0,07	
Cu			66,7	66,7	83,3	119		63,3	
Dy			4,98	4,98	5,06	5,04		3,38	
Er			2,88	2,88	3,00	2,95		2,05	
Eu			1,27	1,27	1,32	1,32		0,93	
Ga	20,40	19,70	17,5	17,5	18,4	17,6	22,20	15,4	19,70
Gd			4,33	4,33	4,54	4,48		2,83	
Hf			2,80	2,80	3,09	2,77		1,74	
Ho			1,03	1,03	1,04	1,04		0,71	
La	8,70	31,10	10,1	10,1	14,1	10,2	7,30	6,96	7,80
Li			11,1	11,1	17,1	16,1		13,0	
Lu			0,40	0,40	0,42	0,40		0,30	
Mo			0,43	0,43	0,56	0,56		0,69	
Nb	7,70	6,40	5,55	5,55	6,77	5,85	7,60	3,37	4,30
Nd	11,70	26,80	14,5	14,5	17,5	14,7	14,40	9,3	10,50
Ni	61,00	70,80	79,4	79,4	76,9	85,0	79,40	85,9	79,10
Pb			3,72	3,72	5,89	2,00		2,64	
Pr			3,16	3,16	3,99	3,15		2,01	
Rb	6,30	26,20	14,6	14,6	23,4	14,7	8,20	11,2	7,70
Sb			0,06	0,06	0,09	0,09		0,06	
Sc			39,4	39,4	38,8	41,9		42,2	
Sm			3,73	3,73	4,32	3,75		2,37	
Sn			1,00	1,00	1,09	1,10		0,68	
Sr	156,60	174,90	170	170	164	184	169,70	154	151,60
Ta			0,39	0,39	0,46	0,39		0,22	
Tb			0,77	0,77	0,81	0,78		0,50	
Th	3,50	1,90	1,72	1,72	3,62	0,50	2,90	1,05	3,30
Tm			0,42	0,42	0,42	0,43		0,31	
U			0,42	0,42	0,62	0,14		0,19	
V	286,80	271,40	287	287	272	303	283,40	274	263,00
W			0,16	0,16	0,24	0,25		0,11	
Y	27,10	34,70	24,7	24,7	25,2	24,9	29,00	17,2	20,60
Yb			2,74	2,74	2,77	2,80		2,03	
Zn	92,10	107,20	102	102	111	105	100,60	90	81,50
Zr	81,70	85,40	96,7	96,7	108	94,4	81,90	60,1	57,90
Sul			11°34'28"	11°34'28"	11°34'28"	11°34'28"	11°34'28"	11°34'28"	11°34'28"
Oeste			51°58'06"	51°58'06"	51°58'06"	51°58'06"	51°58'06"	51°58'06"	51°58'06"

Tabela 2 – (cont.) Concentração de elementos traço obtidas por ICP-MS e coordenadas geográficas para as amostras do enxame de diques máficos Aroeira.

	PATM-1D	PATM-16A	PATM-16D	PATM-19	PATM-19C	PATM-19D	PATM-21	PATM-23	PATM-23A	PATM-29	PATM-29A	PATM-29B	PATM-30
Classificação	Gabronorito	Gabronorito	Norito	Gabronorito	Gabronorito	Gabronorito	Gabronorito	Leucogabro	Gabronorito	Gabronorito	Gabronorito	Gabronorito	Gabronorito
Minerais Normativos (%)													
Quartzo	0	6	16,73	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Plagioclásio	50,41	41,3	36,04	45,76	53,51	48,97	47,22	47,4	43,57	45,25	47,47	53,06	42,29
Ortoclásio	2,34	1,16	14,45	1,57	2,05	2,1	2,08	3	3,6	1,45	2,38	3,56	5,11
Nefelina	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Corindon	0	0	8,58	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Diopsídeo	22,25	15,62	0	25,25	19,49	21,36	22,36	19,73	18,16	24,95	23,76	17,13	19,68
Hiperstênio	16,94	29,94	19,26	18,25	18,88	21,46	20,95	0,09	9,25	21,01	15,43	18,67	24,18
Olivina	3,33	0	0	3,48	1,45	0,69	1,35	21,83	15,17	2,75	5,94	2,99	0,34
Ilmenita	2,05	2,43	1,88	2,49	1,5	2,36	2,54	4,12	5,09	2,22	2,05	1,54	4,24
Magnetita	0,84	1,01	0,57	0,9	0,7	0,87	0,96	1,2	1,32	0,9	0,86	0,71	1,2
Apatita	0,25	0,25	0,12	0,25	0,16	0	0	0	0	0	0	0	0
Zircão	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01	0,28	0,3	0,63	0,76	0,23	0,23	0,19	0,6
Cromita	0,04	0,03	0,06	0,06	0,07	0,01	0,01	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,03
Total	98,46	97,75	97,73	98,02	97,82	0,04	0,03	0,03	0,01	0,04	0,03	0,07	0,01
						98,14	97,8	98,06	96,96	98,81	98,16	97,93	97,68
Conteúdo de An no plagioclásio	55,40	84,06	24,69	62,57	68,05	62,16	54,27	49,07	52,30	63,30	59,73	69,09	44,32

Tabela 3 – Composição normativa das amostras do enxame de diques máficos Aroeira.

Classificação	PATM-61A	PATM-72A	PATM-92	PATM-99A	1163-44a	1163-50.1	163-71	1163-71.1	1163-71.2	1163-71.3	1163-71.4	1163-71.6	1163-71.7
	Gabronorito	Gabro	Gabronorito	Gabronorito	Gabronorito	Gabronorito	ucogabro	Leucogabro	Gabronorito	Gabronorito	Gabronorito	Gabronorito	Gabronorito
Minerais Normativos (%)													
Quartzo	0	0	0	0	0	0	0	0	0,98	0	0	0	0
Plagioclásio	46,29	41,48	47,68	51,11	48,99	45,04	52,33	51,77	47,54	47,5	47,45	49,51	47,84
Ortoclásio	2,58	6,89	1,57	2,77	2,1	4,85	2,38	3,2	3,36	2,66	2,51	1,81	1,93
Nefelina	0	6,59	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Corindon	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Diopsídeo	22,41	25,12	23,44	20,31	22,88	21,65	23,84	23,78	19,21	22,03	21,73	25,02	24,89
Hiperstênio	20,99	0	17,52	17,88	18,3	21,32	0,74	0,89	23,44	12,35	17,29	9,45	12,17
Olivina	2,04	13,97	4,89	2,88	3	1,71	16,08	15,39	0	8,62	5,83	10,36	8,49
Ilmenita	2,58	2,66	2,34	2,15	2,37	2,32	2,58	2,6	2,58	2,66	2,77	1,79	1,67
Magnetita	0,99	0,91	0,9	0,83	0,96	0,94	0,97	0,96	0,94	0,97	1	0,9	0,87
Apatita	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Zircão	0,3	0,3	0,25	0,23	0,28	0,3	0,3	0,3	0,42	0,32	0,35	0,19	0,21
Cromita	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Total	0,03	0,01	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04
Conteúdo de An no plagioclásio	98,22	97,94	98,64	98,21	98,92	98,18	99,27	98,94	98,52	97,16	98,98	99,07	98,12
	53,75	44,85	59,18	51,34	55,36	53,44	48,39	46,22	54,04	55,79	57,54	50,67	52,54

Tabela 3 (cont.) - Composição normativa das amostras do enxame de diques máficos Aroeira.

Classificação	PATM-61A	PATM-72A	PATM-92	PATM-99A	1163-44a	1163-50.1	163-71	1163-71.1	1163-71.2	1163-71.3	1163-71.4	1163-71.6	1163-71.7
	Gabronorito	Gabro	Gabronorito	Gabronorito	Gabronorito	Gabronorito	ucogabro	Leucogabro	Gabronorito	Gabronorito	Gabronorito	Gabronorito	Gabronorito
Minais Normativos (%)													
Quartzo	0	0	0	0	0	0	0	0	0,98	0	0	0	0
Plagioclásio	46,29	41,48	47,68	51,11	48,99	45,04	52,33	51,77	47,54	47,5	47,45	49,51	47,84
Ortoclásio	2,58	6,89	1,57	2,77	2,1	4,85	2,38	3,2	3,36	2,66	2,51	1,81	1,93
Nefelina	0	6,59	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Corindon	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Diopsídeo	22,41	25,12	23,44	20,31	22,88	21,65	23,84	23,78	19,21	22,03	21,73	25,02	24,89
Hiperstênio	20,99	0	17,52	17,88	18,3	21,32	0,74	0,89	23,44	12,35	17,29	9,45	12,17
Olivina	2,04	13,97	4,89	2,88	3	1,71	16,08	15,39	0	8,62	5,83	10,36	8,49
Ilmenita	2,58	2,66	2,34	2,15	2,37	2,32	2,58	2,6	2,58	2,66	2,77	1,79	1,67
Magnetita	0,99	0,91	0,9	0,83	0,96	0,94	0,97	0,96	0,94	0,97	1	0,9	0,87
Apatita	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Zircão	0,3	0,3	0,25	0,23	0,28	0,3	0,3	0,3	0,42	0,32	0,35	0,19	0,21
Cromita	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Total	0,03	0,01	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04
Conteúdo de An no plagioclásio	98,22	97,94	98,64	98,21	98,92	98,18	99,27	98,94	98,52	97,16	98,98	99,07	98,12
	53,75	44,85	59,18	51,34	55,36	53,44	48,39	46,22	54,04	55,79	57,54	50,67	52,54

Tabela 3 (cont.) - Composição normativa das amostras do enxame de diques máficos Aroeira.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Barbosa, J.S.F. & Sabaté, P., 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of the four Archean crustal segments of the São Francisco Craton Bahia, Brazil. A synthesis. *Anais. Acad. Bras. Ciências*, V.74 (2): 343–359 pp.
- Barbosa, J.S.F. & Sabaté, P., 2003. Colagem Paleoproterozóica de placas arqueanas do Cráton São Francisco na Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, V. 33, n. 3: 7-14 pp.
- Barbosa J.S.F. & Sabaté P., 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*, V.133: 1-27pp.
- Barbosa, J.S.F.; Peucat, J.J.; Martin, H., Silva, F.C.; Moraes, A.M.; Corrêa-Gomes, L.C.; Sabaté, P.; Marinho, M.M.; Fanning, C.M., 2008. Petrogenesis of the late-orogenic Bravo granite and surrounding high-grade country rocks in the Palaeoproterozoic orogen of Itabuna-Salvador-Curaçá block, Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, V.167: 35-52pp.
- Bastos Leal, L.R.; Teixeira, W.; Piccirillo, E.M.; Menezes Leal, A.B.; Girardi, V.A.V., 1994. Geocronologia Rb/Sr e K/Ar do enxame de diques máficos de Uauá, Bahia (Brasil). *Geochimica Brasiliensis*, V.8: 99-114 pp.
- Bleeker, W.; Ernst, R.E., 2010. The anatomy of large dyke swarms: geometrical constraints on ancient break-up events. In: Srivastava, R.K. & Chalapathi Rao, N.V. (eds.). 6th International Dyke Conference, Varanasi, India, Abstracts, 16 pp.
- Condie, K.C., 2001. *Mantle Plumes and Their Record in The Earth History*. Cambridge University Press. 306 pp.
- Correa-Gomes, L.C.C.; Cruz, M. J.M.; Oliveira, M.A.E.T., 1993. O enxame de diques máficos transamazônicos de São José do Jacuípe- Ba, Brasil. In: IX Semana de Geoquímica e II Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa. Memórias n.3. Porto, Portugal.
- Correa-Gomes, L.C.; Oliveira, E.P., 2000. Radiating 1.0 Ga mafic dyke swarms of Eastern Brazil and Western Africa: evidence of post-assembly extension in the Rodinia Supercontinent? *Gondwana Research*, V.3: 325-332 pp.
- Cotta, A.J.B. & Enzweiler, J., 2008. Certificate of Analysis of the Reference Material BRP-1 (Basalt Ribeirão Preto). *Geostandards and Geoanalytical Research*, V.32: 231-235 pp.
- Cox, K.G.; Bell, J.D.; Pankhurst, R.J., 1979. *The interpretation of Igneous Rock*. George, Allen and Unwin, London.
- Delgado, I.M.; Souza, J.D.; Silva, L.C.; Silveira Filho, N.C.; Santos, R.A.; Pedreira, A.J.; Guimarães, J.T.; Angelim, L.A.A.; Vasconcelos, A.M.; Gomes, I.P.; Lacerda Filho, J.V.; Valente, C.R.; Perrota, M.M.; Heineck, C.A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: Bizzi, L.A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R.M.; Gonçalves, J.H. (eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, 227-334 pp.
- Douceti, S.; Weis, D.; Scoates, J.S.; Nicolaysen, K.; Frey, F.A.; Giret, A., 2002. The Depleted Mantle Component in Kerguelen Archipelago Basalts: Petrogenesis of Tholeiitic–Transitional Basalts From the Loranchet Peninsula. *Journal Petrology*, V.43: 1341-1366 pp.
- Ernst, R.E. & Buchan, K.L., 1997. Giant radiating dyke swarms: Their use in identifying Pre-Mesozoic large igneous provinces and mantle plumes. In: Mahoney, J.J.; Coffin, M.F. (eds.). *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. AGU, Geophysical Monograph 100: 297-333 pp.
- Ernst, R.E. & Srivastava, R.K., 2010. Proterozoic Record of large igneous provinces (LIPs) of Indian shield: evidence from mafic dyke swarms and related magmatic units. In: Srivastava, R.K. & Chalapathi Rao, N.V. (eds.). 6th International Dyke Conference, Varanasi, India, Abstracts, 149 pp.

- Ernst, R.E.; Bleeker, W.; Söderlund, U.; Hamilton, M.A.; Sylvester, P.J.; Chamberlain, K.R., 2010. Using the global dolerite dyke swarm record to reconstruct supercontinents back to 2.7 Ga. In: Srivastava, R.K. & Chalapathi Rao, N.V. (eds.). 6th International Dyke Conference, Varanasi, India, Abstracts, 41 pp.
- Evans, D.A.D.; Halls, H.C., 2010. Restoring Proterozoic deformation within the Superior craton. *Precambrian Research*, V.183: 474-489 pp.
- Fujimoto, K.; Tanaka, H.; Higuchi, T.; Tomida, N.; Ohtani, T.; Ito, H., 2001. Alteration and mass transfer inferred from the Hirabayashi GSJ drill penetrating the Nojima Fault, Japan. *Island Arc*, V.10: 401-410 pp.
- Gava, A.; Nascimento, D.A.; Vidal, J.L.B.; Ghignone, J.I.; Oliveira, E.P.; Santiago Filho, A.L.; Teixeira, W., 1983. Geologia. In: *Projeto RADAMBRASIL. Folhas SC.24/25 Aracaju/Recife*. Levantamento de Recursos Naturais V.30: 27-376 pp.
- Gibson, I.L.; Sinha, M.N.; Fahrig, W.F., 1987. The geochemistry of the Mackenzie dyke swarm, Canada. In: Halls, H.C., Fahrig, W.F. (eds.). Mafic Dyke Swarms. *Geol Assoc Can, Spec Paper*, V.34: 109-121 pp.
- Gladkochub, D.P.; Pisarevsky, S.A.; Donskaya, T.V.; Ernst, R.E.; Wingate, M.T.D.; Söderlund, U.; Mazukabzov, A.M.; Sklyarov, E.V.; Hamilton, M.A.; Hanes, J.A., 2010. Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: An overview and implications for paleocontinental reconstruction. *Precambrian Research*, V.183: 660-668 pp.
- Govindaraju, K., 1994. 1994 compilation of working values and sample description for 383 geostandards. *Geostandards Newsletter*, V.18 (Special Issue): 158 pp.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, V.8: 523-548 pp.
- Kamenetsky, V.S.; Everard, J.L.; Crawford, A.J.; Varne, R.; Eggins, S.M.; Lanyon, R., 2000. Enriched end-member of primitive MORB melts: Petrology and geochemistry of glasses from Macquarie Island (SW Pacific). *Journal of Petrology*, V.41: 411-430 pp.
- Klausen, M.B.; Söderlund, U.; Olsson, J.R.; Ernst, R.E.; Armoogam, M.; Mkhize, S.W.; Petzer, G., 2010. Petrological discrimination among Precambrian dyke swarms: Eastern Kaapvaal craton (South Africa). *Precambrian Research*. doi:10.1016/j.precamres.2010.01.013.
- Kosin, M.; Guimarães, J.T.; Abram, M.B. (orgs.) 1999. *Folha Aracaju-SW, folha SC.24-Y*. Salvador, CPRM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB.
- Kosin, M.; Melo, R.C.; Souza, J.D.; Oliveira, E.P.; Carvalho, M.J.; Leite, C.M.M., 2003. Geologia do Bloco Serrinha e do segmento norte do Orogênio Itabuna-Salvador-Curaçá. *Revista Brasileira de Geociências*, V.33 (1-Suplemento): 15-26 pp.
- Kullerød, K.; Skjerve, K.P.; Corfu, F.; Rosa, J.D., 2006. The 2.40 Ga Ringvassøy mafic dykes, West Troms Basement Complex, Norway: The concluding act of early Palaeoproterozoic continental breakup. *Precambrian Research*, V.150: 183-200 pp.
- Ledru, P.; Cocherie, A.; Barbosa, J.; Johan, V.; Onstott, T., 1994. Ages du métamorphisme granulitique dans le craton du São Francisco (Brésil). Implications sur la nature de l'orogène transamazonien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*. Paris II, V. 318: 251-257 pp.
- Leite, C.M.M., 2002. A Evolução Geodinâmica da Orogênese Paleoproterozóica nas regiões de Capim Grosso-Jacobina e Pintadas- Mundo Novo (Bahia-Brasil): Metamorfismo, Anatexia e Tectônica. Inst. de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Bahia, Tese de Doutorado, 411pp.

- Leite, C.M.M.; Barbosa, J.S.F.; Gonçalves, P.; Nicollet, C.; Sabaté, P., 2009. Petrological evolution of silica-undersaturated sapphirine-bearing granulite in the Paleoproterozoic Salvador-Curaçá Belt, Bahia, Brazil. *Gondwana Research* V.15: 49-70 pp.
- Liu, S.; Hu, R.; Gao, S.; Feng, C.; Qi, L.; Zhong, H.; Xiao, T.; Qi, Y.; Wang, T.; Coulson, I.M., 2008. Zircon U-Pb geochronology and major, trace elemental and Sr-Nd-Pb isotopic geochemistry of mafic dykes in western Shandong Province, east China: Constrains on their petrogenesis and geodynamic significance. *Chemical Geology*, V.255: 329-345 pp.
- Loureiro, H.S.C. (org.) 1991. *Mundo Novo*, folha SC.24-Y-D-IV: estado da Bahia. Brasília, DNPM, 177 p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- Maurice, C.; David, J.; O'Neil J.; Francis D., 2009. Age and tectonic implications of Paleoproterozoic mafic dyke swarms for the origin of 2.2 Ga enriched lithosphere beneath the Ungava Peninsula, Canada. *Precambrian Research*, V.174: 163-180 pp.
- McDonough, W.F. & Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, V.120: 223-253 pp.
- Melo, R.C. (org.) 1991. *Pintadas*, folha SC.24-Y-D-V: estado da Bahia. Brasília, CPRM, 173 p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- Melo, R.C.; Silva, L.C.; Fernandes, P.C.D. 1991. Estratigrafia. In: *Melo, R.C. (organizador). Pintadas, Folha SC.24-Y-D-V. Estado da Bahia*. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. CPRM, 23-47 pp.
- Melo, R.C.; Loureiro, H.S.C.; Pereira, L.H.M. (orgs.) 1995. *Serrinha*, folha SC.24-Y-D: estado da Bahia. Brasília, CPRM, 80 p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil -PLGB.
- Mitchell, R.N.; Breeman, O. van; Buchan, K.L.; LeCheminant, T.N.; Bleeker, W.; Evans, D.A.D., 2010. Supercratons at the ends of Early Proterozoic Earth: reconstruction of Slave, Superior, and Kaapvaal cratons at 2200-2000 Ma. In: Srivastava, R.K. & Chalapathi Rao, N.V. (eds.). 6th International Dyke Conference, Varanasi, India, Abstracts, 93 pp.
- Mohr, P.A., 1987. Crustal contamination in mafic sheets: a summary. In: Halls, H.C., Fahrig, W.F. (Eds.), Mafic Dyke Swarms. Geological Association of Canada Special papers, V.34: 75-80 pp.
- Oliveira, E.P. 1990. Petrogenesis of mafic-ultramafic rocks from the Precambrian Curaçá terrane, Brazil. PhD Thesis, Geology Department, University of Leicester, Inglaterra, 287 pp.
- Oliveira, E.P., 2011. The Late Archaean Uauá Mafic Dyke Swarm, São Francisco Craton, Brazil, and Implications for Palaeoproterozoic Extrusion Tectonics and Orogen Reconstruction. Srivastava, R.K. (ed.). Dyke Swarms: keys for Geodynamic Interpretation. DOI 10.1007/978-3-642-12496-9_2, Springer-Verlag Berlin Heidelberg .
- Oliveira, E.P. & Montes, M.L., 1984. Os enxames de diques máficos do Brasil. *Anais XXXIII Congresso Brasileiro Geologia*, SBG, Rio de Janeiro, V. 9: 4137-4154 pp.
- Oliveira, E.P. & Knauer, L.G., 1993. Corpos Máficos e Ultramáficos do Cráton do São Francisco. In: O Cráton do São Francisco, Reunião Preparatória do II Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco, Salvador.
- Oliveira, E.P.; Tarney, J., 1995. Petrogenesis of the Late Proterozoic Curaçá Mafic Dyke Swarm: Asthenospheric magmatism associated with continental collision. *Mineralogy and Petrology*, V.53:27-48 pp.
- Oliveira, E.P.; McNaughton, N.; Armstrong, R.; Fletcher, I., 2003. U-Pb SHRIMP age of the Caraiba, Medrado and S. José do Jacuípe mafic-ultramafic complexes, Paleoproterozoic Itabuna-Salvador-Curaçá orogen, São Francisco craton, Brazil. *Proceedings IV Symposium on South American Isotope Geology*, Salvador, Brazil, V.2: 752-754 pp.

- Oliveira, E.P.; Windley, B.F.; McNaughton, N.; Pimentel, M.; Fletcher, I.R., 2004. Contrasting copper and chromium metallogenetic evolution of terranes in the Palaeoproterozoic Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen, São Francisco Craton, Brazil: new zircon (SHRIMP) and Sm-Nd (model) ages and their significance for orogen-parallel escape tectonics. *Precambrian Research*, V.128: 143-165 pp.
- Oliveira, E.P.; McNaughton, N.; Armstrong, R., 2010. Mesoarchaeo to Palaeoproterozoic Growth of the Northern Segment of the Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen, São Francisco Craton, Brazil. In: Kusky, T.; Mingguo, Z.; Xiao, Z. (eds.) *The Evolving Continents Understanding Processes of Continental Growth. Geological Society Special Publication*, V.338: 263-286 pp.
- Pesonen, L.J., 2010. Importance of mafic dyke swams in tracing the tectonic histories of continents and their building blocks. In: Srivastava, R.K. & Chalapathi Rao, N.V. (eds.). 6th International Dyke Conference, Varanasi, India, Abstracts, 115 pp.
- Pesonen, L.J.; Elming, S.A.; Mertanen, S.; Pisarevsky, S.; D'Agrella-Filho, M.S.; Meert, J.G.; Schmidt, P.W.; Abrahamsen, N.; Bylund, G., (2003) Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic. *Tectonophysics*, V.375: 289– 324 pp.
- Rollinson, H., 1993. *Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman, London, 352 pp.
- Sabaté, P., 1996. Estruturas e tectônica do embasamento Arqueano/Proterozóico Inferior do Estado da Bahia. In: Barbosa, J.S.F., Dominguez, J.M.L. (Eds.), *Mapa Geológico do Estado da Bahia, Texto Explicativo Escala 1: 1.000.000, SICM/SGM, Salvador, Brazil, 200–226 pp.*
- Sampaio, A.R. (org.) 1992. *Gavião, folha SC.24-Y-D-II: estado da Bahia*. Brasília, DNPM, 164 p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.
- Sial, A.N.; Oliveira, E.P.; Choudhuri, A., 1987. Mafic Dyke Swarms of Brazil. In: Halls, H.C. & Fahrig, W.F. (eds.). *Mafic dyke swarms. Geological Association of Canada Special Paper*, V.34: 467-481 pp.
- Silva, L.C.; McNaughton, N.; Melo, R.C.; Fletcher, I.R., 1997. U–Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high-grade complex: the first window beyond the Paleoproterozoic overprint of the eastern Jequié Craton, NE Brazil. In: *International Symposium on Granites and Associated Mineral, ISGAM, Salvador, Bahia, Brazil, Abstracts*, 282–283 pp.
- Silva, J.; Hartmann, L.A., 2011. Discovery and description of gossans above amethyst deposits in altered volcanic rocks of the Paraná province, South America. EGU General Assembly 2011. *Geophysical Research Abstracts*, V.13, EGU2011-3249-3.
- Souza, J.D.; Melo, R.C.; Kosin, M., 2002. Mapa Geológico da Bahia, Escala 1:1.000.000. In: Souza, J.D.; Melo, R.C.; Kosin, M. (coord.), *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, SIG, mapas. Salvador (Convênio CPRM/CBPM)*.
- Streckeisen, A.L., 1974. Classification and nomenclature of plutonic rocks. *Geol. Rundsch*, V.63 (2): 773-86 pp.
- Teixeira, L.R. 1997. O Complexo Caraíba e a Suíte São José do Jacuípe no cinturão Salvador-Curaçá (Bahia-Brasil): Petrologia, geoquímica e potencial metalogenético. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia., 193 pp.
- Winchester, J.A & Floyd, P.A., 1976. Geochemical magma type discrimination, application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, V.221: 117-130 pp.