



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Caroline de Araujo Peixoto

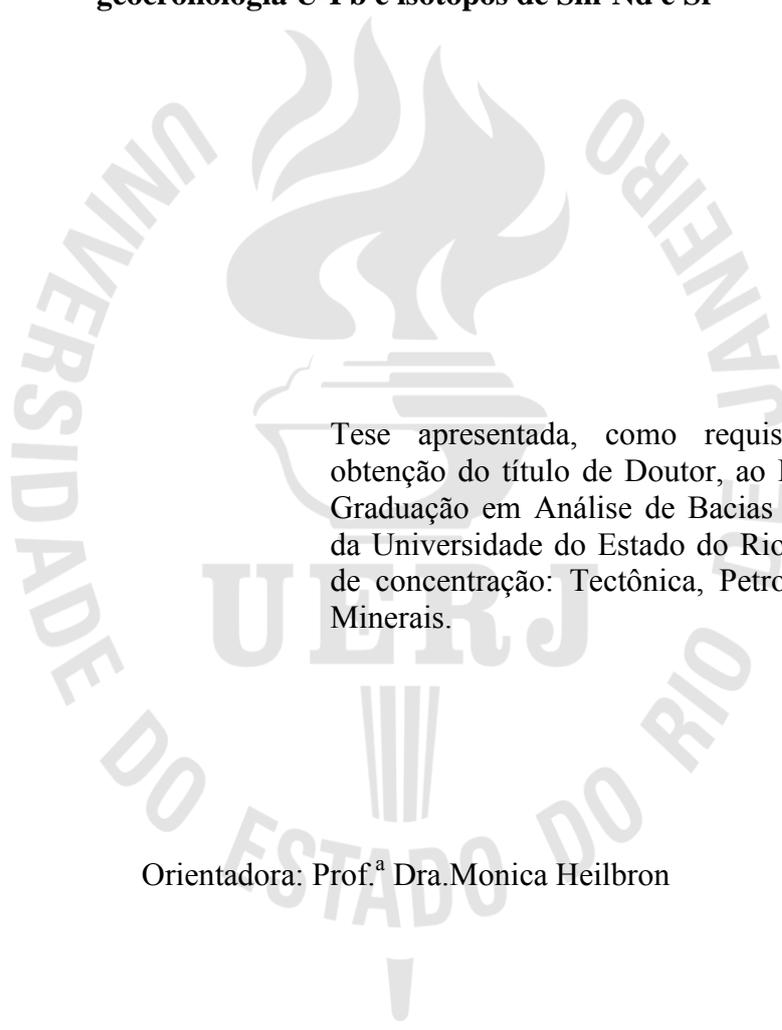
Evolução geotectônica dos arcos magmáticos neoproterozoicos Serra da Prata e Rio Negro no Terreno Oriental da Faixa Ribeira, com base em dados litogeoquímicos, geocronologia U-Pb e isótopos de Sm-Nd e Sr

Rio de Janeiro

2018

Caroline de Araujo Peixoto

Evolução geotectônica dos arcos magmáticos neoproterozoicos Serra da Prata e Rio Negro no Terreno Oriental da Faixa Ribeira, com base em dados litogeoquímicos, geocronologia U-Pb e isótopos de Sm-Nd e Sr



Tese apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Orientadora: Prof.^a Dra. Monica Heilbron

Rio de Janeiro

2018

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

P379 Peixoto, Caroline de Araujo.
Evolução geotectônica dos arcos magmáticos Neoproterozóicos Serra da Prata e Rio Negro no Terreno Oriental da Faixa Ribeira, com base em dados litogeoquímicos, geocronologia U-Pb e isótopos de Sm-Nd e Sr / Caroline de Araujo Peixoto. – 2018.
177 f. : il.

Orientador: Monica Heilbron.
Tese (Doutorado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.

1. Tectônica de placas – Neoproterozóico – Rio de Janeiro (RJ) – Teses. 2. Geologia Regional – Rio de Janeiro (RJ) – Teses. 3. Arcos magmáticos – Arco Rio Negro (Geologia) – Teses. 4. Arcos magmáticos – Arco Serra da Prata (Geologia) – Teses. I. Heilbron, Monica. II. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. III. Título.

CDU 551.24(815.3)

Bibliotecária responsável: Fernanda Lobo / CRB-7: 5265

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta dissertação, desde que citada a fonte.

Assinatura

Data

Caroline de Araujo Peixoto

Evolução geotectônica dos arcos magmáticos neoproterozoicos Serra da Prata e Rio Negro no Terreno Oriental da Faixa Ribeira, com base em dados litogeoquímicos, geocronologia U-Pb e isótopos de Sm-Nd e Sr

Tese apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Aprovada em 21 de agosto de 2018.

Banca Examinadora:

Prof.^a Dra. Monica Heilbron (Orientadora)
Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Cláudio de Morisson Valeriano
Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Miguel Tupinambá
Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Antônio Carlos Pedrosa Soares
Departamento de Geologia – Universidade Federal de Minas Gerais

Prof. Dr. Elton Luiz Dantas
Universidade de Brasília – Universidade de Brasília

Rio de Janeiro

2018

AGRADECIMENTOS

A construção desta tese contou com o apoio e incentivo de pessoas e instituições sem as quais a finalização da mesma não teria se tornado uma realidade.

Agradeço a Deus através de quem me mantive focada no objetivo final, me inspirou nas tomadas de decisões ao longo da jornada e me abençoou colocando pessoas em meu caminho que sempre me ajudaram e me incentivaram.

Agradeço aos meus pais por todo sustento e apoio incondicional, incentivo, paciência e superação de todos os obstáculos e anseios até o fim da jornada. Aos demais familiares pelas orações, torcida e igual anseio pelo fechamento deste ciclo.

Agradeço à Prof^a Monica Heilbron por todo apoio, como orientadora e colega de trabalho, por todo incentivo, crítica e liberdade na construção da tese.

Agradeço a todos que acompanharam e cooperaram nas etapas de campo, coleta e preparação de amostras: aos motoristas Water Maciel e Walter “Bobô”; ao aluno de graduação Lukas Pereira e aos alunos de pós-graduação Caroline Oliveira, Eduardo Socoloff, Felipe Corrales, Henrique Bruno, Marcela Lobato e Michael McMaster.

Agradeço aos alunos de ICJr: Lívia Caetano, Giovanna Acioli e Rubem Libarato que acompanharam, participaram e colaboraram com as etapas de compilação de dados, preparação de amostras e edição de imagens.

Agradeço aos amigos Claudio Valeriano, Diana Ragatky, Ivo Dussin, Júlio Almeida, Luiz Guilherme, Miguel Tupinambá e Sergio Wilians pelo incentivo, apoio e críticas que contribuíram para o desenvolvimento da tese.

Agradeço às equipes das secretarias da Pós-Graduação, Labore e de todos os laboratórios analíticos envolvidos, por toda disponibilidade e acessibilidade na troca de informações.

Agradeço o apoio financeiro do CNPq, Faperj, Finep e Petrobras que viabilizaram recursos para os trabalhos de campo, análises geoquímicas e geocronológicas e a UERJ pelo apoio institucional dos laboratórios e veículos de campo.

A todos sou eternamente grata.

O que agora está provado foi uma vez apenas imaginado.

Willian Blake

RESUMO

PEIXOTO, Caroline de Araujo. *Evolução geotectônica dos arcos magmáticos neoproterozoicos Serra da Prata e Rio Negro no Terreno Oriental da Faixa Ribeira, com base em dados litogeoquímicos, geocronologia U-Pb e isótopos de Sm-Nd e Sr*. 2018.177f Tese (Doutorado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

A evolução da Faixa Ribeira resulta da amalgamação de diferentes terrenos contra a margem leste do Cráton São Francisco entre *ca.* 900 e 500 Ma. O Terreno Oriental inclui a estruturação diacrônica de dois domínios de arcos magmáticos que colidiram com o cráton em torno de 580 Ma: os domínios Italva, Costeiro. A presente tese apresenta novos dados de campo, geocronologia U-Pb, litogeoquímica e geoquímica isotópica (Sm-Nd e Sr) para os arcos Serra da Prata e Rio Negro e suas relações evolutivas. Ortognaisses dioríticos a tonalíticos do arco Serra da Prata (860 - 830 Ma) tem assinatura calcialcalina de médio-K e enriquecimento de LILE e ETR compatíveis aos de arcos intraoceânicos. Seus dados isotópicos, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)} = 0.7050$ a 0.7079 , $\varepsilon_{\text{Nd}(i)} = +3.4$ a $+5.1$ e $T_{\text{DM}} = 1.09 - 0.92$ Ga próximo a idade de cristalização do arco, revelam sua contribuição juvenil. As unidades do Grupo Italva são representadas por metassedimentos siliciclásticos (Un. Euclidelândia), provenientes exclusivamente do arco (800 - 850 Ma), além de mármore (Un. São Joaquim) intercalados com rochas básicas (MORB e IAT), cuja idade de cristalização *ca.* 835 Ma define a idade mínima para a deposição carbonática na bacia Italva. Dados inéditos e publicados para as rochas do arco Rio Negro mostram sua maior amplitude composicional (gabro a granodiorito), assinatura calcialcalina de médio e alto-K e abundância de LILE e ETR compatível com arcos continentais. Dados geocronológicos U-Pb e isotópicos, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)} < 0.705$ a 0.721 , $\varepsilon_{\text{Nd}(i)} = -14$ a $+5$ e $T_{\text{DM}} = 2.47 - 0.99$ Ga, refletem sua progressiva evolução de um arco intraoceânico mais primitivo (há *ca.* de 790 Ma) para um arco continentalizado (até *ca.* de 605 Ma). O preenchimento da bacia Costeiro, inclui metassedimentos proximais da Unidade Macuco (biotita ganisses com mármore associados) e distais do Grupo São Fidélis (metapelitos de alto grau), ambos intrudidos por rochas do arco Rio Negro. Dados inéditos para proveniência indicam os arcos Neoproterozoicos Serra da Prata e Rio Negro como fonte para a unidade Macuco. Durante o intervalo de atividade mais intensa do arco Rio Negro, entre 630 e 620 Ma, registraram-se eventos intrusivos, metamórficos e migmatíticos em todo o domínio Italva tido como embasamento pré-arco para a construção do domínio Costeiro. Os episódios de ambos os arcos magmáticos contrastam com a evolução dos demais arcos do orógeno Ribeira-Araçuaí, como o arco continental mais jovem Rio Doce (630 - 590 Ma) descritos na literatura. Porém, assemelha-se a outros arcos magmáticos juvenis, como o arco Santa Quitéria (*ca.* 880 a 830 Ma) na Província Borborema, arco magmático de Goiás na faixa Brasília (*ca.* 900 a 786 Ma) e arco São Gabriel-Passinho na faixa Dom Feliciano (*ca.* 900 a 700 Ma), localizados, respectivamente, a norte, a oeste dos crátons São Francisco e leste do Rio de La Plata. No cenário do oeste do Gondwana a construção de arcos intraoceânicos juvenis durante o Toniano, seguida pela evolução de arcos continentais Criogeniano/Ediacarano sugere mais de 200 milhões de anos de subdução, contínua ou não, ao redor dos blocos cratônicos mais antigos que compunham o Gondwana Ocidental o que, por sua vez, exige um amplo consumo de litosfera oceânica.

Palavras-chave: Subdução Toniana. Terreno Oriental. Faixa Ribeira. Arco Serra da Prata.

Arco Rio Negro

ABSTRACT

PEIXOTO, Caroline de Araujo. *Tectonic evolution of the Neoproterozoic magmatic arcs Serra da Prata and Rio Negro in the Oriental Terrain of Ribeira belt based on litogeochemical data, U-Pb geochronology and Sm-Nd and Sr isotopes*. 2018. 171f
Tese (Doutorado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

The evolution of the Ribeira belt resulted from the progressive amalgamation of several terranes against the eastern margin of the São Francisco Craton between ca. 620 and 580 Ma. The Oriental Terrane includes a diachronic evolution of two magmatic arc domains against the craton at ca. 580 Ma: Italva and Costeiro domains. This work brings new field, U-Pb geochronology, lithogeochemistry and isotopic (Sm-Nd and Sr) data from Serra da Prata and Rio Negro magmatic arcs and their tectonics relationships. Rocks from the Serra da Prata arc (860 - 830 Ma) are composed of medium-K calc-alkaline diorites and tonalites, with geochemical LILE and ETR signatures compatible with intra-oceanic magmatic arc scenarios. Isotope data, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)} = 0.7050$ to 0.7079 , $\varepsilon_{\text{Nd}(i)} = +3.4$ to $+5.1$ and $T_{\text{DM}} = 1.09 - 0.92$ Ga near the age of arc crystallization, reveal their juvenile contribution. The Italva Group is composed of siliciclastic metasediments (Euclidândia Unit), whose the provenance pattern suggests that the Serra da Prata arc was the main source (800 - 850 Ma). Besides that, marbles (São Joaquim unit) with amphibolite (MORB e IAT) intercalations with crystallization age of 835 Ma define the minimal age of platform carbonates deposition into Italva basin. Unpublished and published data show that Rio Negro arc is composed of medium to high-K calc-alkaline rocks from gabbro to granodiorites and geochemical signatures of LILE and ETR compatible with continental magmatic arcs. U-Pb geochronology and isotopic data, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)} < 0.705$ to 0.721 , $\varepsilon_{\text{Nd}(i)} = -14$ a $+5$ and $T_{\text{DM}} = 2.47 - 0.99$ Ga, reflect their progressive evolution from a primitive intra-oceanic arc (from ca. de 790 Ma) to continental arc (to ca. de 605 Ma). The development of Costeiro basin includes metasediments from Macuco unit (biotite gneisses with associated marbles) and São Fidélis Group (high-grade metasedimentary successions), both intruded by Rio Negro arc rocks. U-Pb provenance studies show Neoproterozoic sources from Serra da Prata and Rio Negro arcs for the Macuco unit. During the most intense interval of activity of the Rio Negro arc, between 630 and 620 Ma, intrusive, metamorphic and migmatitic events were recorded all over the Italva domain, interpreted as possible pre-arc basement for the construction of the Costeiro domain. The data from both magmatic arc episodes contrast with the evolution of the younger Serra da Bolívia (620 - 590 Ma) and Rio Doce continental arcs (630 - 590 Ma). Nevertheless, these data are similar to other juvenile magmatic arcs such as Santa Quitéria (ca. 880 to 830 Ma) in the Borborema Province, Goiás magmatic arcs in the Brasília belt (ca. 900 to 786 Ma) and São Gabriel-Passinho arc in the Dom Feliciano belt (ca. 900 to 700 Ma), located respectively along the northern and western margin of the São Francisco craton and eastern margin of the Rio de La Plata craton. In a Western Gondwana scenario, the combination of the evolution of Tonian juvenile intra-oceanic arcs and Cryogenian-Ediacaran continental arcs, suggests more than 200 m.y. of subduction, continuous or not, around the older cratonic blocks that made up Western Gondwana which requires a protracted consumption of oceanic lithosphere.

Keywords: Tonian evolution. Oriental Terrain. Ribeira Belt. Serra da Prata arc. Rio Negro arc.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 –	Seção esquemática ilustrando as diferentes feições tectônicas construídas em zonas de subdução com base no tipo de litosfera sobrejacente e no regime tectônico atuante.....	26
Figura 2 –	Localização das margens convergentes e a distribuição dos arcos magmáticos modernos.....	27
Figura 3 –	Diagramas de distinção entre as séries magmáticas mostrando sua abundância em ambientes de subdução	31
Figura 4 –	Abundância relativa entre basaltos, andesitos, dacitos e riolitos nas séries toleítica e calcialcalina em ambiente de subdução. Distribuição composicional das séries magmáticas nos dois tipos de arco	32
Figura 5 –	Esquema de magmatismo e zoneamento crustal em ambiente de zona de subdução intraoceânica.....	33
Figura 6 –	Esquema de magmatismo de arco continental, orógeno não colisional.....	35
Figura 7 –	Diagrama de variação Harker mostrando a progressão da cristalização fracionada de séries cogenéticas	36
Figura 8 –	Diagramas de distribuição de elementos Terras Raras em ambiente de zona de subdução.....	38
Figura 9 –	Diagramas de distribuição de elementos incompatíveis (normalizados para o MORB) em ambiente de subdução (arco e back-arc) comparados com a distribuição em ambiente intraplaca.....	39
Figura 10 –	Correlação isotópica ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$) vs. ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$) indicando a trajetória da contaminação crustal a partir de magma mantélico.....	42
Figura 11 –	Variação ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$) vs. ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$) de arcos de ilhas oceânicas e de arcos magmáticos continentais comparados aos basaltos oceânicos (MORB e OIB)	43
Figura 12 –	Compartimentação tectônica da Plataforma Sul-americana.....	45
Figura 13 –	Compartimentação tectônica da Província Mantiqueira.....	51
Figura 14 –	Compartimentação tectônica do Segmento Central da Província Mantiqueira	53
Figura 15 –	Mapa geológico do Noroeste do Estado do Rio de Janeiro próximo aos	

	limites entre os estados de Minas Gerais e Espírito Santo	55
Figura 16 –	Fotos de afloramento e de lâmina delgada da Unidade Euclidelândia	59
Figura 17 –	Fotos de afloramentos, amostras e de lâminas delgada da Unidade São Joaquim	61
Figura 18 –	Fotos de afloramento e de lâmina delgada do Complexo Serra da Prata	64
Figura 19 –	Fotos de afloramento e de lâmina delgada de anfíbolitos.....	67
Figura 20 –	Foto de lâmina delgada da Suíte Morro do Escoteiro.....	69
Figura 21 –	Fotos de afloramentos e de lâminas delgadas da Unidade Macuco.....	71
Figura 22 –	Fotos de afloramento e de lâmina delgada do Complexo Rio Negro.....	73
Figura 23 –	Fotos de afloramento e de lâmina delgada da Suíte Cordeiro.....	75
Figura 24 –	Diagramas de classificação geoquímica para ortognaisses, granitoides e anfíbolitos dos Domínios Italva e Costeiro.....	78
Figura 25 –	Diagramas de variação Harker para ortognaisses e granitoides do Domínios Italva e para ortognaisses do Costeiro.....	80
Figura 26 –	Diagramas de distribuição de ETR para ortognaisses e granitoides do Domínios Italva e para ortognaisses do Costeiro.....	81
Figura 27 –	Diagramas tectônico para ortognaisses, rochas granitoides dos Domínios Italva e Costeiro	83
Figura 28 –	Diagramas de distribuição de ETR para anfíbolito dos Domínios Italva e Costeiro.....	84
Figura 29 –	Diagrama de distribuição de elementos incompatíveis para anfíbolito dos Domínios Italva e Costeiro	86
Figura 30 –	Diagramas tectônico para anfíbolitos do Domínios Italva e Costeiro	87
Figura 31 –	Imagem CL de grãos de zircão característicos do Complexo Serra da Prata ..	89
Figura 32 –	Exemplo de imagem CL de grãos de zircão da amostra SM-CM-69 do Complexo Serra da Prata	90
Figura 33 –	Diagramas Concórdia a partir de núcleos de grão ígneos para amostras do Complexo Serra da Prata	91
Figura 34 –	Diagrama Concórdia a partir de núcleos de grão com núcleos caóticos para amostras do Complexo Serra da Prata.....	92
Figura 35 –	Diagramas Concórdia a partir de bordas metamórficas para amostras do Complexo Serra da Prata	93
Figura 36 –	Exemplo de imagem CL de grãos de zircão para anfíbolitos intercalados	

	com mármore da unidade São Joaquim	95
Figura 37 –	Diagrama Concórdia a partir de grãos de zircão para amostras de anfíbolitos intercalados com mármore da unidade São Joaquim	96
Figura 38 –	Imagem CL de grão de zircão para a amostra de anfíbolito associadas ao Complexo Serra da Prata	97
Figura 39 –	Diagramas Concórdia a partir de grãos de zircão de amostras de anfíbolito associados ao Complexo Serra da Prata	98
Figura 40 –	Imagem CL de grãos de zircão mostrando núcleo ígneo zoneamento oscilatório e bordas de sobrecrecimento metamórfica para amostras da Suíte Morro do Escoteiro	99
Figura 41 –	Diagramas Concórdia a partir de grãos de zircão de amostras da Suíte Morro do Escoteiro.....	100
Figura 42 –	Imagem CL de grãos de zircão da Unidade Euclidelândia mostrando núcleo ígneo com zoneamento oscilatório e bordas de sobrecrecimento metamórfica	101
Figura 43 –	Histograma para amostras da Unidade Euclidelândia	102
Figura 44 –	Imagem CL de grãos de zircão para amostras do Complexo Rio Negro	103
Figura 45 –	Diagramas Concórdia a partir de núcleos de grão ígneos e bordas metamórficas para amostras do Complexo Rio Negro.....	104
Figura 46 –	Imagem CL de grãos de zircão da Unidade Macuco mostrando núcleo ígneo com zoneamento oscilatório, núcleo caótico e bordas de sobrecrecimento metamórfica.....	105
Figura 47 –	Histograma para amostras da Unidade Macuco	106
Figura 48 –	Imagem CL de grão de zircão para a amostra de anfíbolito intrusivo na unidade Macuco	107
Figura 49 –	Diagrama Concórdia a partir de grãos de zircão de amostras de anfíbolito intrusivo na unidade Macuco.....	108
Figura 50 –	Evolução isotópica de Nd e Sr para anfíbolitos e ortognaisses dos complexos Serra da Prata e Rio Negro.....	110
Figura 51 –	Esquema resumitivo com as etapas evolutivas dos arcos magmáticos Rio Negro (Domínio Costeiro) e Serra da Prata (Domínio Italva).....	113
Figura 52 –	Modelo tectônico previsto para a evolução de arcos magmático da Faixa Ribeira	116

Figura 53 –	Localização dos arcos magmáticos do Gondwana Oeste	121
-------------	--	-----

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Laboratórios e métodos usados neste trabalho para datação U-Pb em zircão.....	21
Tabela 2 –	Exemplos brasileiros de registro de atividade de arcos magmáticos durante a Era Neoproterozoica.....	46
Tabela 3 –	Discriminação e interpretação das idades geradas a partir de grãos de zircão do Complexo Serra da Prata.....	94
Tabela 4 –	Compilação bibliográfica para arcos magmáticos Neoproterozoicos do Gondwana Oeste com base nas idades e assinatura isotópicas.....	120
Tabela 5 –	Análise química para elementos maiores (%) e traços (ppm) para amostras de ortognaisses e granitoides.....	144
Tabela 6 –	Análise química para elementos maiores (%) e traços (ppm) para amostras de anfíbolitos.....	148
Tabela 7 –	Dados isotópicos U-Pb (LA-ICP-MS) para a amostra SM-CM-85– Complexo Serra da Prata.....	152
Tabela 8 –	Dados isotópicos U-Pb (LA-ICP-MS) para a amostra SMM-CMM-153 – Complexo Serra da Prata.....	153
Tabela 9 –	Dados isotópicos U-Pb (LA-ICP-MS) para a amostra SM-CM-70A – Complexo Serra da Prata.....	156
Tabela 10 –	Dados isotópicos U-Pb (LA-ICP-MS) para a amostra SM-CM-70B – Complexo Serra da Prata.....	157
Tabela 11 –	Dados isotópicos U-Pb (LA-ICP-MS) para a amostra SM-CM-69 – Complexo Serra da Prata.....	158
Tabela 12 –	Dados isotópicos U-Pb (LA-ICP-MS) para a amostra CAM-CMM-184A – Complexo Serra da Prata.....	160
Tabela 13 –	Dados isotópicos U-Pb (LA-ICP-MS) para a amostra SM-CB-87 – Anfíbolito intercalado com a unidade São Joaquim.....	161
Tabela 14 –	Dados isotópicos U-Pb (LA-ICP-MS) para a amostra SM-CMB-147 – Anfíbolito intercalado com a unidade São Joaquim.....	162
Tabela 15 –	Dados isotópicos U-Pb (LA-ICP-MS) para a amostra SM-CB-84B – Anfíbolito incluso no complexo Serra da Prata.....	163
Tabela 16 –	Dados isotópicos U-Pb (LA-ICP-MS) para a amostra CAM-CMM-184B –	

	Anfibolito incluído no complexo Serra da Prata.....	164
Tabela 17 –	Dados isotópicos U-Pb (LA-ICP-MS) para a amostra SM-CM-07 – Suíte Morro do Escoteiro.....	165
Tabela 18 –	Dados isotópicos U-Pb (LA-ICP-MS) para a amostra SM-CM-02 – Suíte Morro do Escoteiro.....	166
Tabela 19 –	Dados isotópicos U-Pb (SHRIMP) para a amostra IT-NM-15 – Suíte Morro do Escoteiro.....	168
Tabela 20 –	Dados isotópicos U-Pb (LA-ICP-MS) para a amostra SM-CMB-148 – Unidade Euclidelândia.....	169
Tabela 21 –	Dados isotópicos U-Pb (LA-ICP-MS) para a amostra SMM-CMM-156 – Unidade Euclidelândia.....	171
Tabela 22 –	Dados isotópicos U-Pb (LA-ICP-MS) para a amostra CA-R-03 – Unidade Euclidelândia.....	172
Tabela 23 –	Dados isotópicos U-Pb (LA-ICP-MS) para a amostra SM-CM-172 – Complexo Rio Negro.....	174
Tabela 24 –	Dados isotópicos U-Pb (SHRIMP) para a amostra THE-02 – Complexo Rio Negro.....	175
Tabela 25 –	Dados isotópicos U-Pb (SHRIMP) para a amostra SM-CM-179 – Complexo Rio Negro.....	176
Tabela 26 –	Dados isotópicos U-Pb (LA-ICP-MS) para a amostra CMM-CR-10 – Unidade Macuco.....	178
Tabela 27 –	Dados isotópicos U-Pb (LA-ICP-MS) para a amostra CMM-CMM-162 – Unidade Macuco.....	180
Tabela 28 –	Dados isotópicos U-Pb (LA-ICP-MS) para a amostra SMM-CMM-159 – Anfibolito intrusivo na unidade Macuco.....	182
Tabela 29 –	Dado isotópico Sm-Nd para anfíbolitos e ortognaisses dos complexos Serra da Prata e Rio Negro.....	183
Tabela 30 –	Dado isotópico Sr para anfíbolitos e ortognaisses dos complexos Serra da Prata e Rio Negro.....	183

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	15
1	OBJETIVOS	17
2	MÉTODOS UTILIZADOS	18
2.1	Procedimentos analíticos	18
2.1.1	<u>Análise Geoquímica</u>	19
2.1.2	<u>Análise Geocronológica U-Pb em Zircão</u>	19
2.1.3	<u>Análise Isotópica Sm-Nd e Sr</u>	22
3	ARCOS MAGMÁTICOS: UMA REVISÃO GEOTECTÔNICA E EXEMPLOS NEOPROTEROZOICOS BRASILEIROS	24
3.1	Zonas de subdução	24
3.1.1	<u>Características tectônicas em arcos intraoceânicos</u>	27
3.1.2	<u>Características tectônicas em arcos continentais</u>	29
3.2	Características litogeoquímicas	30
3.2.1	<u>Elementos maiores</u>	30
3.2.2	<u>Elementos traços incompatíveis</u>	38
3.3	Geoquímica isotópica	41
3.4	Exemplos de arcos magmáticos Neoproterozoicos no Brasil	44
4	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	51
4.1	Organização tectônica da faixa Ribeira	52
4.2	Subdivisão estrutural do Terreno Oriental	54
5	GEOLOGIA DO TERRENO ORIENTAL NA ÁREA ESTUDADA	58
5.1	Litologia do Domínio Italva	58
5.1.1	<u>Grupo Italva</u>	58
5.1.1.1	Unidade Euclidelândia.....	58
5.1.1.2	Unidade São Joaquim.....	60
5.1.2	<u>Ortognaisses e rochas granitoides</u>	63
5.1.2.1	Complexo Serra da Prata.....	63
5.1.2.2	Anfíbolito.....	66
5.1.2.3	Suíte Morro do Escoteiro.....	68
5.2	Litologia do Domínio Costeiro	70

5.2.1	<u>Unidade Macuco</u>	70
5.2.2	<u>Ortognaisses e rochas granitoides</u>	72
5.2.2.1	Complexo Rio Negro.....	72
5.2.2.2	Suíte Cordeiro.....	75
6	LITOGEOQUÍMICA DE ORTOGNAISSES, ROCHAS GRANITOIDES E ANFIBOLITOS	77
6.1	Ortognaisses e rochas granitoides	77
6.2	Anfibolitos	83
7	GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO	88
7.1	Geocronologia U-Pb em zircão para o Domínio Italva	88
7.1.1	<u>Ortognaisses e rochas granitoides</u>	88
7.1.1.1	Complexo Serra da Prata.....	88
7.1.1.2	Anfibolito.....	94
7.1.1.2.1	Anfibolito intercalado na Unidade São Joaquim.....	94
7.1.1.2.2	Anfibolito incluído no Complexo Serra da Prata.....	96
7.1.1.3	Suíte Morro do Escoteiro	99
7.1.2	<u>Grupo Italva</u>	101
7.1.2.1	Unidade Euclidelândia	101
7.2	Geocronologia U-Pb em zircão para o Domínio Costeiro	103
7.2.1	<u>Complexo Rio Negro</u>	103
7.2.2	<u>Unidade Macuco</u>	105
7.2.3	<u>Anfibolito intrusivo na Unidade Macuco</u>	107
8	GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sm-Nd e Sr DE ORTOGNAISSES E ANFIBOLITOS	109
9	DISCUSSÕES	112
	CONSIDERAÇÕES FINAIS: IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO DO GONDWANA OCIDENTAL	119
	REFERÊNCIAS	122
	APÊNDICE A – Mapa geológico da área de estudos	143
	APÊNDICE B – Dados geoquímicos de ortognaisses e granitoides	144
	APÊNDICE C – Dados geoquímicos de anfibolitos	148
	APÊNDICE D – Dados analíticos U-Pb para o complexo Serra da Prata	152
	APÊNDICE E – Dados analíticos U-Pb para anfibolitos do Domínio Italva	161

APÊNDICE F – Dados analíticos U-Pb para a Suíte Morro do Escoteiro	165
APÊNDICE G – Dados analíticos U-Pb para a Unidade Euclidelândia	169
APÊNDICE H – Dados analíticos U-Pb para o Complexo Rio Negro	174
APÊNDICE I – Dados analíticos U-Pb para a Unidade Macuco	178
APÊNDICE J – Dados analíticos U-Pb para anfibolito da Unidade Macuco.....	182
APÊNDICE K – Dados de geoquímica isotópica	183

INTRODUÇÃO

A configuração atual dos continentes consiste em diferentes blocos cratônicos bordejados, como em um mosaico, por inúmeros faixas orogênicas detentoras de arcos magmáticos pretéritos alojados em seus terrenos associados.

O processo para tal construção baseia-se na abertura e fechamento de bacias oceânicas, o que ocorre ao longo da história da Terra – Ciclo de Wilson (BURKE *et al.*, 1976). Constitui parte desse ciclo, a instalação de arcos magmáticos em limites de placas convergentes, seu amadurecimento e o fim de sua atividade culminando no fechamento de oceanos e colisão continental. Nesse contexto, o estudo da evolução de arcos magmáticos constitui um dos temas centrais para compreensão da evolução tectônica de faixas orogênicas ao longo do tempo geológico. Isso porque os arcos fornecem importantes dados acerca da duração temporal, ambiência e polaridade da subducção em ambientes de colisão continental.

Nas últimas décadas o TEKTOS – Grupo de Pesquisa em Geotectônica da UERJ – vem se dedicando ao estudo da complexa história evolutiva do Orógeno Ribeira no contexto da amalgamação do supercontinente Gondwana.

Parte desta história refere-se à evolução tectônica de arcos magmáticos que compõem o Terreno Oriental da Faixa Ribeira (TUPINAMBÁ *et al.*, 2000; HEILBRON *et al.*, 2004; SCHMITT *et al.*, 2004; TUPINAMBÁ *et al.*, 2012; HEILBRON *et al.*, 2013). O estudo continuado deste terreno tem revelado a existência de arcos magmáticos Neoproterozoicos associados a seus domínios: os domínios Costeiro e Cambuci alojam os arcos magmáticos Rio Negro e o Serra da Bolívia já descritos na literatura por Tupinambá *et al.* (2012) e Heilbron *et al.* (2013), respectivamente.

Um terceiro arco, também pertencente ao Terreno Oriental, tem sido descrito pela presente autora. Refere-se às rochas ortoderivadas do Complexo Serra da Prata, que se revelaram mais antigas que as rochas dos demais domínios (PEIXOTO, 2010, PEIXOTO *et al.*, 2017). Além do referido ortognaisse, este domínio agrega paragnaisse (Grupo Italva) intercalados com mármore e anfíbolito além de intrusões de leucogranito foliado da Suíte Morro do Escoteiro.

Dados U-Pb em zircão para o Complexo Serra da Prata indicam idade Toniana com o início da subducção em cerca de 860 Ma (PEIXOTO, 2010). Essa idade precede aos arcos Rio

Negro e Serra da Bolívia que foram gerados no intervalo entre 790 e 595 Ma. (TUPINAMBÁ *et al.*, 2012 e HEILBRON *et al.*, 2013).

1 OBJETIVOS

Dentro do contexto da evolução tectônica do Terreno Oriental da Faixa Ribeira, o objetivo da pesquisa tem como foco a investigação dos arcos magmáticos dos Complexos Rio Negro (Domínio Costeiro) e Serra da Prata (Domínio Italva) para sua comparação e correlação.

Ao utilizar as ferramentas apropriadas, tais como mapeamento geológico, análise petrográfica, litogeoquímica, geocronologia U-Pb e isotópica Sm-Nd e Sr, espera-se que os novos dados adquiridos, acrescentados aos já existentes, contribuam para o objetivo primordial da pesquisa: definir o quanto os estágios evolutivos dos arcos magmáticos Neoproterozoicos do Terreno Oriental estão (ou não) associados além de suas prováveis implicações no contexto da amalgamação do supercontinente Gondwana.

2 METODOS UTILIZADOS

A metodologia para o desenvolvimento da presente tese envolveu a utilização de diversas ferramentas de forma integrada. Revisão bibliográfica, levantamentos de campo e análises diversas foram os principais pilares que nortearam a investigação realizada.

A compilação de dados publicados permitiu dimensionar o volume de informações existentes de modo a orientar quais informações e dados deveriam ser buscados e produzidos no decorrer da pesquisa.

As etapas de campo foram fundamentais para o reconhecimento geológico da área estudada, o que resultou na produção de mapa e perfil geológicos. Durante essas etapas compreendeu-se a distribuição e relação entre as unidades rochosas contidas na região escolhida discriminando seus domínio e terrenos.

Além de observações geológicas, o trabalho de campo possibilitou a coleta de amostras para análises petrográfica, litogeoquímica, geoquímica isotópica (Sm-Nd, Sr) e geocronológica (U-Pb em zircão). Cada produto analítico foi gerado com base em técnicas específicas descritas no item 2.1.

Com a obtenção dos novos dados durante a pesquisa, os mesmos foram integrados aos existentes, o que possibilitou sua correlação, interpretação e a produção do presente documento escrito e culminará com a defesa oral da tese proposta.

2.1 Procedimentos analíticos

Todas as amostras selecionadas para análises litogeoquímica, geocronológica e isotópica foram devidamente preparadas no “Laboratório Geológico de Processamento de Amostras” (LGPA) na Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) seguindo as especificações para cada método utilizado.

2.1.1 Análise Geoquímica

O primeiro passo da preparação consistiu em serrar cada amostra para eliminação do material de alteração. Em seguida as amostras foram envolvidas em plástico e britadas manualmente com o auxílio de martelo e bigorna. O material britado foi então moído em moinho de bolas de carbetto de tungstênio/inox e o produto gerado (em torno de 30 g) acondicionado em recipiente plástico encaminhado ao laboratório.

As análises foram realizadas no *Activation Laboratories Ltd* (ACT-Labs), Canadá seguindo os procedimentos propostos por Hoffman (1992). A preparação prévia consiste na adição de tetraborato de lítio às amostras para então fundi-las em um forno por indução. Ao fundido é adicionado uma solução de ácido nítrico 5%, contendo um padrão interno, que são misturados até a dissolução total.

As técnicas analíticas usadas foram *Inductively Coupled Plasma* (ICP) para elementos maiores e parte dos elementos traços e *ICP/Mass Spectrometry* (ICP/MS) para elementos traços incluídos os Elementos Terras Raras (ETR). O limite de detecção do ICP varia entre 0.001 e 0.01 % para os óxidos e entre 1 e 5 ppm para os elementos traços enquanto o do ICP/MS é de 10 ppm para Cu, 20 ppm para Ni, 30 ppm para Zn, entre 0.01 e 5 ppm para os demais elementos traços e entre 0.002 e 0.5 ppm para ETR.

Os dados geoquímicos foram processados usando o software *GeoChemical Data ToolKIT* 4.1 (GCDkit) e os gráficos foram editados usando *CorelDRAW Graphics Suite X7* para compilação e melhor apresentação.

2.1.2 Análise Geocronológica U-Pb em Zircão

As amostras selecionadas foram inicialmente britadas e moídas com britador de mandíbulas e moinho de disco, respectivamente. Após um peneiramento, que separou o material em fração maior e menor que 80 *mesh*, o mesmo foi submetido à separação densimétrica com o auxílio de bateia manual em água.

O produto deste bateamento é um concentrado de minerais pesados que passou por um segundo processo de separação densimétrica onde se separaram minerais de densidade maior

e menor que o líquido denso bromofórmio (densidade de $2,89 \text{ g/cm}^3$). Os grãos de maior densidade foram então submetidos ao separador eletromagnético Frantz que separou frações magnéticas e diamagnéticas.

Em seguida utilizou-se lupa binocular e pinça para seleção e separação dos grãos de zircão e montagem das seções polidas em matriz de epóxi (*mounts*). Para os ortognaisses, selecionaram-se os grãos priorizando as frações diamagnética e menos magnéticas. Para os paragnaisses buscou-se a maior variedade de grãos não priorizando frações. Após a montagem das seções em epóxi, as mesmas foram lixadas para a exposição da superfície inalterada dos grãos e, após isso, polidas com o auxílio de pastas de diamante metalográfico de $\frac{1}{4} \mu\text{m}$ e $3 \mu\text{m}$, até alcançar uma superfície lisa nos grãos.

Imagens de catodoluminescência (CL), para a seleção dos grãos para análises com base em sua estrutura interna, foram geradas no “Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura” (MEV) no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGeo-USP) e no “Laboratório Multiusuário de Análises Ambientais e de Materiais” (MULTILAB) da UERJ.

Os dados geocronológicos foram adquiridos em quatro diferentes laboratórios, dependendo da disponibilidade de cada um. Os laboratórios e os métodos de datação geocronológica utilizados encontram-se na Tabela 1.

Tabela 1 - Laboratórios e métodos usados neste trabalho para datação U-Pb em zircão.

Amostras analisadas	Unidade	Método U-Pb em zircão	Laboratório
SM-CB-84B	Anf	LA-MC-ICP-MS	Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, Brasil
SM-CB-87			
SAP-CMM-159			
CAM-CMM-184B			
SM-CM-07	SME		
SM-CM-02			
SM-CM-69	CSP		
SM-CM-70A			
SM-CM-70B			
SM-CB-85			
SMM-CMM-153			
CAM-CMM-184A	EUC		
SM-CMB-148			
SMM-CMM-156			
CA-R-03	MAC		
SAP-CMM-162			
SMM-CR-10	CRN		
SAP-CMM-179			
SMM-CMM-172	SPC	LA-MC-ICP-MS	Laboratório Multi usuário de Meio Ambiente e Materiais. UERJ, Brasil (http://multilab-uerj.com.br/upb)
SMM-CMM-153		LA-MC-ICP-MS	Laboratório Multi usuário de Meio Ambiente e Materiais. UERJ, Brasil (http://multilab-uerj.com.br/upb)
THE-02	CRN	SHRIMP	Laboratory of the Australian National University, Canberra, Australia. (http://shrimp.anu.edu.au/shrimp.php)
IT-NM-15	SCO	SHRIMP	Radiogenic Isotope Facility of the Department of Earth and Atmospheric Sciences, University of Alberta, Edmonton, Canada. (SIMONETTI <i>et al.</i> , 2006)

Legenda: Anf - anfíbolito; CRN - Complexo Rio Negro; CSP - Complexo Serra da Prata; EUC - Unidade Euclidelândia; MAC - Unidade Macuco; SME - Suíte Morro do Escoteiro; SCO - Suíte Cordeiro; LA-MC-ICP-MS - Laser Ablation Multi-Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry; SHRIMP – Sensitive High Resolution Ion Micro Probe.

Fonte: A autora, 2018.

O método de datação U-Pb *Laser Ablation Multi-Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (LA-MC-ICP-MS) segue o procedimento analítico descrito por Buhn *et al.* (2009). Consiste na ejeção de material através de um laser New Wave UP213 acoplado ao multi coletor ICPMS Thermo Finnigan Neptune. O laser, com diâmetro entre 20-30 μm , foi executado a uma frequência de 7 a 10 Hz resultando em uma energia de ca. 0.5 a 1.2 J/cm^2 . Para cada análise os sinais são coletados em um bloco com 40 ciclos de 1.049 segundos cada.

No LEGGA, são analisados um padrão e um branco antes e depois de cada bloco de quatro amostras. Os padrões internacionais de zircão utilizados foram UQ-Z1 (MACHADO & GAUTHIER, 1996) e GJ-1 (JACKSON *et al.*, 2004). No Multi-LAB, são analisados um

padrão e um branco antes e depois de um bloco de oito análise e o padrão internacional utilizado é o 91500 (WIEDENBECK *et al.*, 2004).

O método SHRIMP consiste em um feixe primário de oxigênio ou césio, com energia entre 10-20 keV, usado para pulverizar áreas entre 10-30 μm de amostras de grãos in situ. O material é ionizado, transferido para o analisador de massa e então separados de acordo com sua relação massa/carga.

Os dados isotópicos foram visualizados através de *Evaluation Neptune Software* e transferidos para o Excel para redução usando software específico desenvolvido por Buhn *et al.* (2009). Para construção do diagrama concórdia utilizou-se o programa estatístico Isoplot/Ex 3.00 (LUDWIG, 2003).

2.1.3 Análise Isotópica Sm-Nd e Sr

A preparação inicial das amostras foi a mesma utilizada para análise geoquímica descrita no item 3.1.1. O material moído foi enviado ao Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos (LAGIR), na UERJ, para a realização das análises isotópicas Sm-Nd e Sr-Sr.

Os procedimentos químicos foram realizados em salas limpas com pressão de ar positiva segundo descrito por Valeriano *et al.* (2009). Para cada amostra utilizou-se cerca de 25 mg ao qual misturou-se uma quantidade proporcional de uma solução de traçador duplo ^{149}Sm - ^{150}Nd .

A dissolução das amostras foi feita em bombas de alta pressão PTFE durante dois ciclos de 5 dias nos quais utilizaram-se uma mistura de HF (6 mL) e HNO_3 6N (0,5 mL). Para a separação de Sm e Nd utilizou-se HCl em duas colunas de permuta iônica, a primeira com resina AG 50 W-X8 (100-200 mesh) para a extração de Sr e REE e a segunda com resina LN-spec (150 mesh) para a extração de Sm e Nd.

O Estrôncio, o Samário e o Neodímio extraídos, após evaporação, foram aplicados em filamentos de Re juntamente com H_3PO_4 como ativador de ionização dos elementos. As razões isotópicas pretendidas foram medidas no TIMS (*Thermal Ionization Mass Spectrometer*) TRITON.

A aquisição dos dados de Nd foi realizada por multicoletores estáticos que utilizam 8 detectores Faraday. As razões isotópicas de Nd foram adquiridas a partir de uma média de

160 ciclos para Nd e 80 ciclos para Sm sendo normalizadas, respectivamente pelos materiais de referência $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ e $^{147}\text{Sm}/^{152}\text{Sm} = 0.5608$. A média da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ medida no material de referência Jnd1 é 0.512098 ± 0.000006 ($n = 322$) (TANAKA *et al.*, 2000).

Para a aquisição das razões isotópicas de Sr as análises foram realizadas em modo estático utilizando 5 coletores Faraday, obtendo-se um mínimo de 100 ciclos em cada análise (NETO & VALERIANO, 2011). As razões isotópicas obtidas ($^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) são normalizadas pelo material de referência $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.3752$ (NBS 987) cuja a média da razão é 0.710239 ± 0.000008 ($n = 158$) (WISE & WATERS, 2007). A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ também é corrigida pela razão $^{87}\text{Rb}/^{85}\text{Rb} = 0.3860$ a fim de minimizar possíveis interferências isobáricas do Rb.

Para o processamento dos dados analíticos utiliza-se a planilha Excel cedida por W. R. Van Schumus, da Universidade do Kansas (EUA).

3 ARCOS MAGMÁTICOS: UMA REVISÃO GEOTECTÔNICA E EXEMPLOS NEOPROTEROZOICOS BRASILEIROS.

O estudo de sistemas de arcos magmáticos auxilia na identificação dos processos tectônicos que contribuíram para a evolução e crescimento da crosta continental. No caso de arcos magmáticos antigos, a erosão expõe partes mais profundas e permite o exame do produto final da evolução continental, incluindo rochas plutônicas, vulcânicas e sedimentos associados. Portanto, a associação desses processos e produtos, atuais e pretéritos, torna possível a reconstrução de como a crosta continental evoluiu ao longo do tempo geológico.

O foco da presente pesquisa é a evolução de arcos magmáticos de um orógeno antigo e, por isso, este capítulo se propõe a compilar informações sobre processos responsáveis pela construção de arcos atuais incluindo suas características arquitetônicas, geoquímicas e isotópicas.

O objetivo desta compilação é a correlação destes dados com os dados adquiridos e apresentados nesta tese a fim de reconstruir a história evolutiva dos arcos Neoproterozoicos associados ao Terreno Oriental da Faixa Ribeira.

3.1 Zonas de subdução

É sabido que zonas de subdução se instalam em margens de placas litosféricas convergentes onde a litosfera oceânica (relativamente mais densa e antiga) mergulha em direção ao manto sob uma litosfera oceânica (relativamente menos densa e antiga) ou continental.

À medida que se aprofunda no manto, a litosfera oceânica passa por um aumento das condições de temperatura e pressão. O metamorfismo progressivo imposto ao basalto crustal (xisto verde - anfíbolito - eclogito) desencadeia reações de desidratação na assembleia mineral envolvida, o que libera fluidos, especialmente a água (H₂O) e outros voláteis (WILSON, 1989; BEST, 2002). Sedimentos terrígenos, quando subduzidos juntamente com a litosfera oceânica, também podem participar da liberação de fluidos para a fusão mantélica (ROLLINSON, 2007; STERN, 2011).

O fluido liberado migra para a cunha astenosférica, região do manto entre o *slab* descendente e a litosfera sobrejacente, promovendo a fusão parcial do manto astenosférico, fonte primária do magmatismo básico em zonas de subdução (WILSON, 1989; ROLLINSON, 2007; FAURE, 2001).

No entanto, essa fonte mantélica pode não ser a única. No caso de uma litosfera oceânica extremamente jovem e quente, esta pode fundir gerando magmas andesíticos-dacíticos de alto-Mg (adakito) que pode se misturar a fusão mantélica em ascensão (BEST, 2002; ROLLINSON, 2007; WINTER, 2010).

O magma básico toleítico gerado pela fusão do manto, por ser mais quente e menos denso que seu entorno, ascende através do manto e da crosta sobrejacente em direção à superfície, mantendo ativo o sistema de arco ali instalado (CONDIE, 1997; WILSON, 1989; STERN, 2002, 2010; LARTER & LEAT, 2003).

Embora o processo de subdução seja semelhante, o sistema de arcos produzido na litosfera continental tem características topográficas, geomorfológicas e composições magmática distintas daquele produzido sobre litosfera oceânica (WINTER, 2010).

Com exceção da composição do magma – que será apresentada no item 3.2 – as principais diferenças tectônicas entre ambos os sistemas de arco são elucidadas na Figura 1.

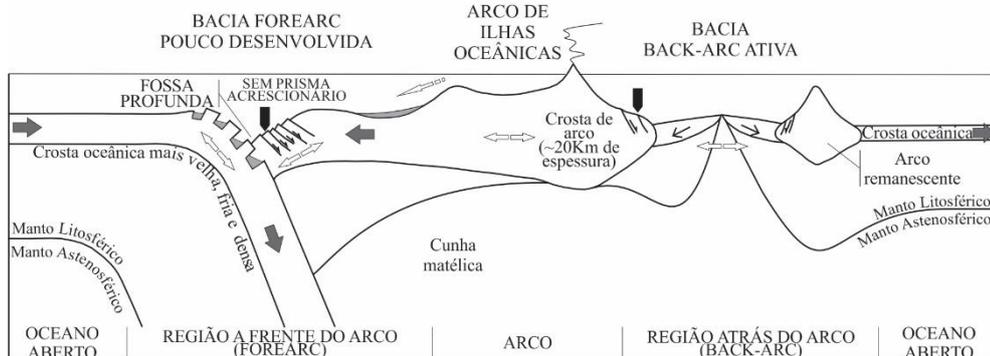
No caso de arcos instalados na litosfera oceânica (Figura 1 a), o arco magmático é parcialmente submerso. A continuidade da subdução permite a instalação de dorsal oceânica na região atrás do arco criando uma bacia oceânica (bacia *back-arc*) considerada ativa devido a progressiva produção de crosta oceânica. Na região à frente do arco, instala-se uma bacia pouco desenvolvida (bacia *forearc*) onde nem sempre o prisma acrescionário está presente.

No caso de arcos construídos sobre litosfera continental (Figura 1 b), o arco magmático é totalmente subaéreo. Na região atrás do arco, predomina uma bacia flexural sobre o continente – bacia *foreland*. À frente do arco, além da bacia *forearc*, instala-se um prisma acrescionário. Ambas as bacias são bem desenvolvidas com deposição de grande volume de sedimentos proveniente do arco.

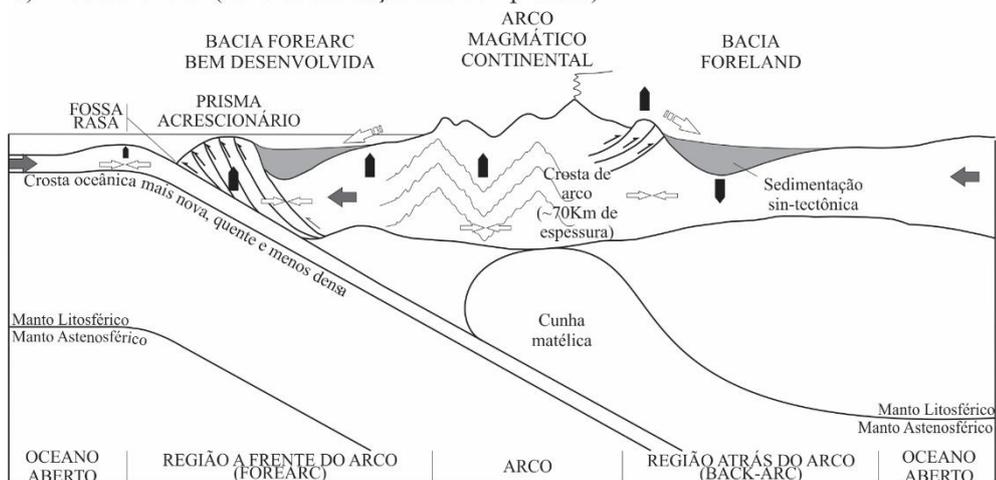
Uyeda & Kanamori (1979) e Karing (1974) descrevem que, além do tipo de litosfera sobrejacente, o que modifica as características arquitetônicas das zonas de subdução é o fato do regime tectônico atuante na margem convergente ser compressivo ou distensivo.

Figura 1 - Seção esquemática ilustrando as diferentes feições tectônicas construídas em zonas de subdução com base no tipo de litosfera subjacente e no regime tectônico atuante.

a) Arco intraoceânico (zona de subdução sob distensão)



b) Arco continental (zona de subdução sob compressão)



← Direção de movimentação da litosfera ⬇ Soerguimento ⇐ Alto aporte sedimentar ⇐⇐ Compressão
 ⬆ Subsidência ⇐⇐⇐ Baixo aporte sedimentar ⇐⇐⇐ Extensão

Legenda: a) Arco intraoceânico construído sobre litosfera oceânica em zona de subdução fortemente distensivo;
 b) Arco continental construído sobre litosfera continental em zona de subdução fortemente compressiva;

Fonte: Modificado de Condie (1997) e Kearey *et al.* (2009).

Stern (2002, 2010) e Winter (2010) acrescentam que os fatores determinantes para o tipo de regime tectônicos predominante são a idade e, conseqüentemente, a densidade e o ângulo de subdução da litosfera oceânica subduzida. Assim, quanto mais antiga, fria, espessa e densa é a litosfera, maior é o ângulo de subdução o que intensifica a atuação de forças distensivas (Figura 1 a), incluindo *rollback*, quando o *slab* migra no sentido do oceano. No caso de litosfera mais jovem, quente, fina e menos densa, o ângulo de subdução é menor prevalecendo a influência de forças compressivas (Figura 1 b) (WINDLYE, 1995; CONDIE, 1997; STERN, 2002; KEAREY *et al.*, 2009; WINTER, 2010).

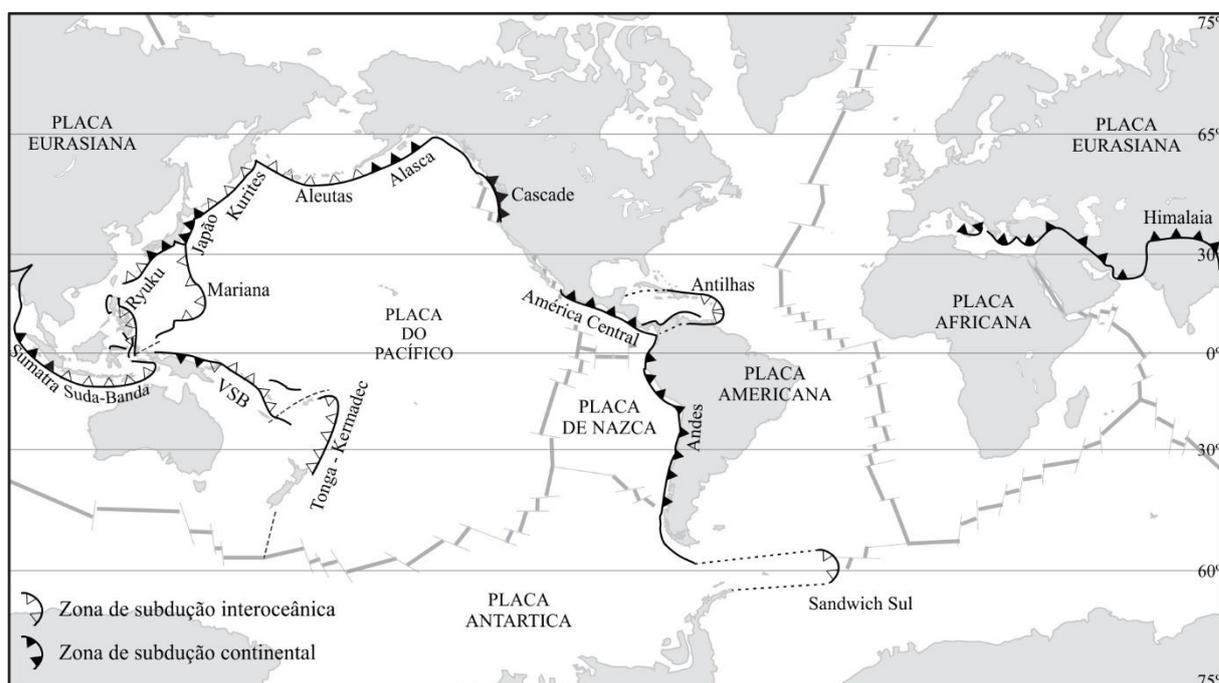
O tipo de regime tectônico impacta diretamente na taxa de soerguimento e subsidência, no aporte sedimentar e nos tipos de estruturas geradas em cada um dos sistemas

de arco citados. A atuação intensa do regime tectônico levou Nelson Thorne (2005) e Stern (2010) a considerarem dois tipos de arco como membros extremos do espectro do sistema de arcos vulcânicos: os arcos intraoceânico que são em geral distensivos e os arcos continentais que são em majoritariamente compressivos.

3.1.1 Características tectônicas em arcos intraoceânicos

De acordo com Larter & Leat (2003) os arcos intraoceânicos correspondem a 40% do total de arcos magmáticos do planeta. Eles se configuram como um conjunto de ilhas vulcânicas alinhadas em forma de arco, nas margens das placas, cuja convexidade está voltada para a fossa (Figura 2) (KEAREY *et al.*, 2009; STERN, 2010).

Figura 2 - Localização das margens convergentes e a distribuição dos arcos magmáticos modernos.



Fonte: Modificado de Winter (2010).

A construção de arcos intraoceânicos diretamente na litosfera oceânica não é uma regra. Atualmente, apenas um arco intraoceânico (Ilhas Aleutas) está instalado diretamente na litosfera oceânica (GERYA, 2011), o que, aparentemente, torna essa configuração uma exceção. Esse tipo de arcos pode ser construído sobre variado embasamento pré-arco –

embora de composição semelhante (máfica) – como, por exemplo, platôs oceânicos ou outros arcos intraoceânicos pré-existentes (LARTER & LEAT, 2003).

No estágio inicial de subdução, a crosta do arco oceânico imaturo tem menor espessura (~10Km), composição predominantemente máfica sendo totalmente submerso. Com a continuidade da subdução, torna-se parcialmente subaéreo alcançando seu estágio transicional (Figura 1 a), relativamente mais maduro que o estágio inicial (LARTER & LEAT, 2003, STERN, 2002 e suas citações; GERYA, 2011; DUCEA *et al.*, 2015).

Assim, entende-se que, enquanto o arco se mantiver ativo, sua maturidade será associada ao progressivo aumento da espessura de sua crosta (GERYA, 2011). Isso ocorre devido ao efeito cumulativo da adição de magma (vulcanismo no topo e plutonismo na base) e de sedimentos (vulcânicos e vulcanoclásticos) na crosta superior do arco, o que aumenta sua espessura até cerca de 20-35 km (HAMILTON, 1988; STERN, 2010).

Quando o regime atuante ao longo da margem convergente é o distensivo, ocorrem mudanças típicas de arcos intermediários (STERN, 2010), como ilustrado na Figura 1 a.

Na região atrás do arco, a extensão resulta no aumento da subsidência e na geração de falhas normais o que pode evoluir para a abertura de uma bacia oceânica ativa com criação de crosta oceânica jovem (STERN, 2010; CONDIE, 1997). Em alguns casos, a abertura oceânica na região *back-arc* pode separar parte do arco ativo, o arco remanescente, que se afasta à medida que o espalhamento se mantém (MARSH, 1979; WINTER, 2010).

Na região à frente do arco, se instala uma bacia *forearc* pouco desenvolvida que pode ser preenchida por sedimentos oceânicos e por sedimentos provenientes do arco. Esse preenchimento, por sua vez, depende da taxa de criação de espaço deposicional e do volume de sedimentos ofertado (CONDIE, 1997; WINTER, 2010). Em geral, o volume de sedimento em bacias *forearc* é pouco significativo em arcos intraoceânicos. Isso se justifica tanto pela pouca altitude do arco exposto acima do nível do mar quanto pela maior distância entre a bacia e a área fonte – o arco (CONDIE, 1997; LARTER & LEAT, 2003).

Na região da fossa, o regime distensivo atuante intensifica a ação da subsidência e a geração das falhas normais de modo a aprofundar a fossa criando, assim, espaço deposicional. Já os grábens instalados na litosfera subjacente funcionam como armadilhas para o reduzido volume de sedimentos ali depositados, que são subduzidos junto com a crosta oceânica e introduzidos ao manto (CONDIE, 1997; LARTER & LEAT, 2003; STERN, 2011).

A continuidade da subdução de sedimentos somada ao baixo aporte sedimentar, inviabiliza a construção de prisma acrescionário, o que configura um cenário denominado de

arco não acrescionário, com prisma de mesmo nome (CONDIE, 1997; ALLEN & ALLEN, 2005; KEAREY *et al.*, 2009; STERN, 2010).

3.1.2 Características tectônicas em arcos continentais

Diferentemente dos arcos oceânicos, os arcos continentais associam-se a expressivas cordilheiras de elevada espessura crustal (~70 Km) localizadas ao longo das margens continentais convergentes, como ilustra a Figura 2. Inúmeras outras diferenças fazem desse segmento de arco magmáticos o mais complexo tanto em termos magmáticos quanto sob a ótica tectônica.

A litosfera oceânica subduzida, em geral, tem baixo ângulo de mergulho, entre 25° e 30°. O forte regime compressivo atuante na margem convergente cria um segmento de arco magmático continental, chamado de faixa orogênica ou orógeno não colisional. Os arcos continentais são totalmente subaéreos e podem se manter ativos por dezenas a centenas de milhões de anos (KEAREY *et al.*, 2009; STERN, 2010; WINTER, 2010; DUCEA *et al.*, 2015).

No entanto, a atividade de arcos continentais não é necessariamente ininterrupta uma vez que a variação no ângulo de subdução pode interromper o magmatismo. Quando muito baixo, em torno de 10 a 15 °, o ângulo de subdução diminui drasticamente a espessura da cunha astenosférica impedindo sua fusão e a atividade do arco, o que gera *gaps* de pulsos magmáticos ao longo do tempo geológico (WINTER, 2010).

A compressão impressa, por sua vez, não é interrompida e acarreta em altas taxas de soerguimento, erosão e de criação de espaço deposicional por flexura litosférica. A combinação dessas altas taxas permite o desenvolvimento de bacias flexurais bem desenvolvidas, atrás e à frente do arco (Figura 1 b).

Na região atrás do arco, o regime compressivo causa tanto subsidência quanto soerguimento. A compressão leva ao encurtamento tectônico expresso por falhas de empurrão em um alto estrutural seguido de uma bacia compressiva (bacia *foreland*). Esse alto estrutural torna-se a principal fonte de grande volume de sedimentos sin-tectônicos que preenchem essa bacia (CONDIE, 1997; WINTER, 2010; ALLEN & ALLEN, 2005).

Na região à frente do arco, assim como no arco oceânico, instala-se uma bacia preenchida por sedimentos oceânicos e continentais. O que as diferencia é o aporte sedimentar, altamente significativo nas bacias bem desenvolvidas de arcos continentais.

Na região da fossa, a compressão e o baixo ângulo de subdução causam soergimento em ambas as litosferas. O resultado, é uma pronunciada elevação na litosfera descendente e a construção do prisma acrescionário tornando a fossa mais rasa que em arcos oceânicos (CONDIE, 1997; ALLEN & ALLEN, 2005).

O contato friccional entre as placas litosféricas envolvidas gera falhas reversas que, somadas ao alto aporte sedimentar em direção à fossa, permite a construção do prisma acrescionário: uma série de escamas de empurrão constituídas por esses sedimentos da fossa e por pedaços da crosta oceânica descendente (Figura 1 b) (CONDIE, 1997; ALLEN & ALLEN, 2005; STERN, 2010; KEAREY *et al.* 2009).

3.2 Características litogeoquímicas

Assim como as características fisiográficas de um arco se modificam ao longo do tempo, o mesmo acontece com a composição do magma gerado em zonas de subdução: sua composição evolui de modo que suas rochas registrem características litogeoquímica específicas desse ambiente, para elementos maiores e traços, ao longo da vida ativa do arco.

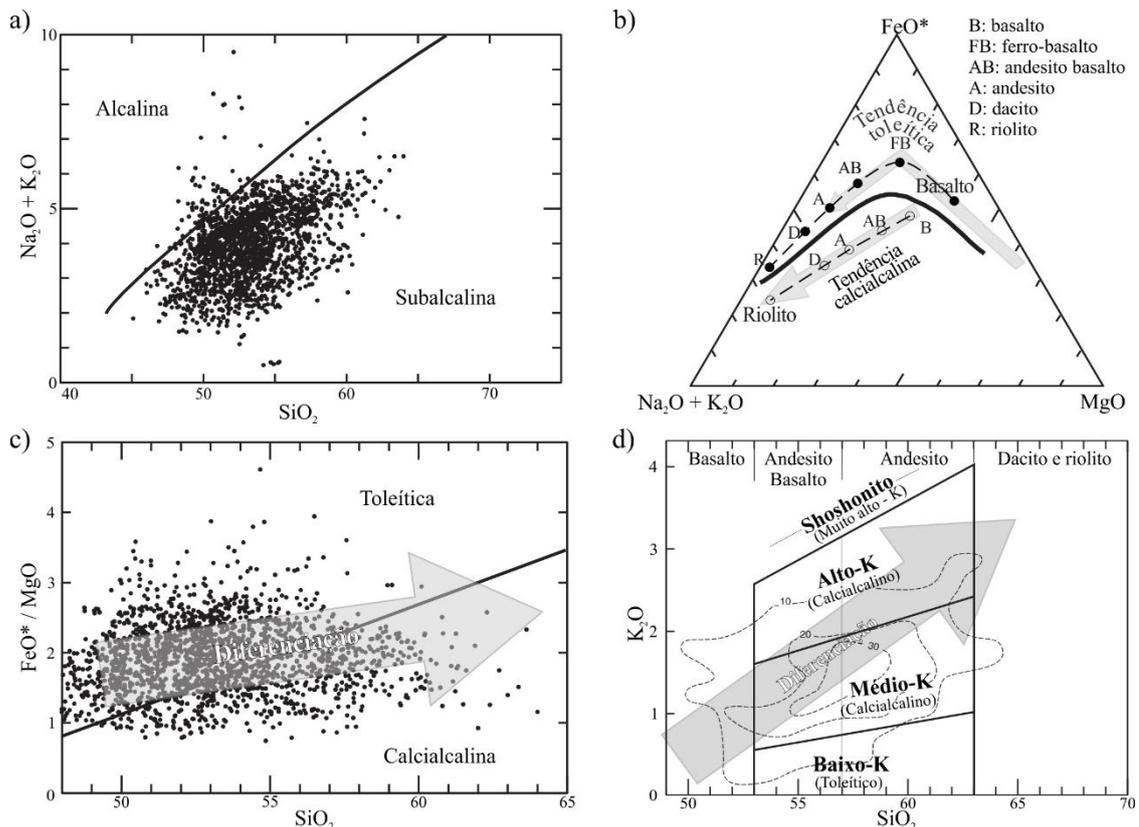
O texto a seguir – itens 4.2.1 e 4.2.2 – foi elaborado com base na compilação das informações obtidas das seguintes fontes bibliográficas: Wilson, 1989; Rollinson, 1993; Condie, 1997; Best, 2002; Stern, 2002, 2010; Larter & Leat, 2003; Rollinson, 2007; Kearey *et al.*, 2009; Faure, 2010; Stern, 2010; Winter, 2010; Albarède, 2011; Gill, 2014.

3.2.1 Elementos maiores

A classificação geoquímica das rochas magmáticas e a distinção entre as séries as quais pertencem são feitas com base na variação dos elementos maiores, SiO₂, Na₂O, K₂O, Al₂O₃, TiO₂, CaO, Fe₂O₃, FeO, MnO, MgO e P₂O₅.

O magma produzido em sistemas de subdução abrange duas grandes suítes magmáticas facilmente distinguidas pela abundância relativa entre álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) e sílica (SiO_2): suíte alcalina e suíte subalcalina (Figura 3 a).

Figura 3 - Diagramas de distinção entre as séries magmáticas mostrando sua abundância em ambientes de subdução.



Legenda: a) Diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 proposto por Irvine e Baragar (1971) para distinção de séries magmáticas; b) Diagrama AFM, proposto por Irvine e Baragar (1971) e c) Diagrama FeO^*/MgO vs. SiO_2 proposto por Miyashiro (1974) para classificação de rochas subalcalina; d) Subdivisão composicional para rochas calcialcalina, com base nos teores de K_2O e SiO_2 , proposta por Gill (1981).

Fonte: a, c, d: Modificados de Winter (2010); b: Modificado de Wilson (1989).

Nota: Os dados plotados em 'a' e 'c' se referem a 1946 análises de rochas vulcânicas máficas tanto de arcos continentais quanto de arcos oceânicos compilados por Plank and Langmuir (1988) e utilizados por Winter (2010). O contorno em 'd' representa mais de 2500 análises de rochas relacionadas a zonas de subdução armazenados no arquivo RKOC76 do Instituto Carnegie de Washington e utilizadas por Winter (2010).

A suíte alcalina se caracteriza pelo excesso de álcalis em relação a sílica e sua ocorrência é significativamente menor em zonas de subdução (Figura 3 a), quando comparada à suíte subalcalina. Esse magmatismo alcalino, em geral, associa-se a estágios iniciais de rifteamento em arcos – bacias *back-arc* (longe da fossa) – perfazendo uma série de muito alto-K (shoshonítica) que é a de maior escassez em ambientes de subdução (Figura 3 d).

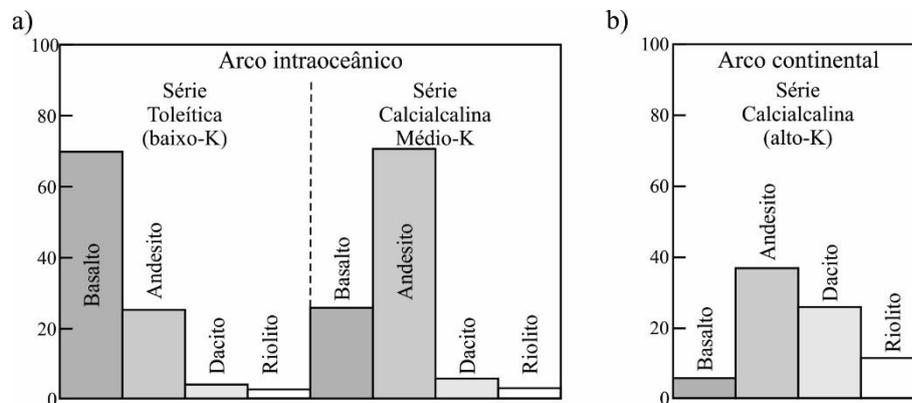
A suíte subalcalina, por sua vez, é o constituinte mais representativo de arcos vulcânicos (Figura 3 a) e, com base nos teores de álcalis, óxidos de ferro e magnésio e sílica, podem ser distinguidas em duas séries: toleítica e calcialcalina (Figura 3 b, c).

Ambas as séries são supersaturadas em sílica, têm intervalo composicional entre basalto, andesitos, dacito e riolito e se distribuem, dependendo do teor de K_2O , entre as séries de baixo-K, médio-K e alto-K (Figura 3 d).

A variação composicional dessas séries é o reflexo da atuação permanente de processos progressivos de fusão parcial, assimilação crustal e fracionamento magmático em ambiente de zona de subdução. O *trend* da evolução geoquímica de magmas para ambas as séries segue as tendências ilustradas na Figura 3 b-d.

A tendência toleítica (Figura 3 b), inicialmente mais rica em FeO e MgO, segue em direção ao vértice ‘FeO*’ nos termos básicos/intermediários e muda abruptamente em direção ao vértice ‘ Na_2O+K_2O ’, enriquecendo em álcalis nos termos ácidos. Os membros menos evoluídos, basaltos (principal) e andesito, são os mais abundantes desta série (Figura 4 a).

Figura 4 - Abundância relativa entre basaltos, andesitos, dacitos e riolitos nas séries toleítica e calcialcalina em ambiente de subdução. Distribuição composicional das séries magmáticas nos dois tipos de arco.



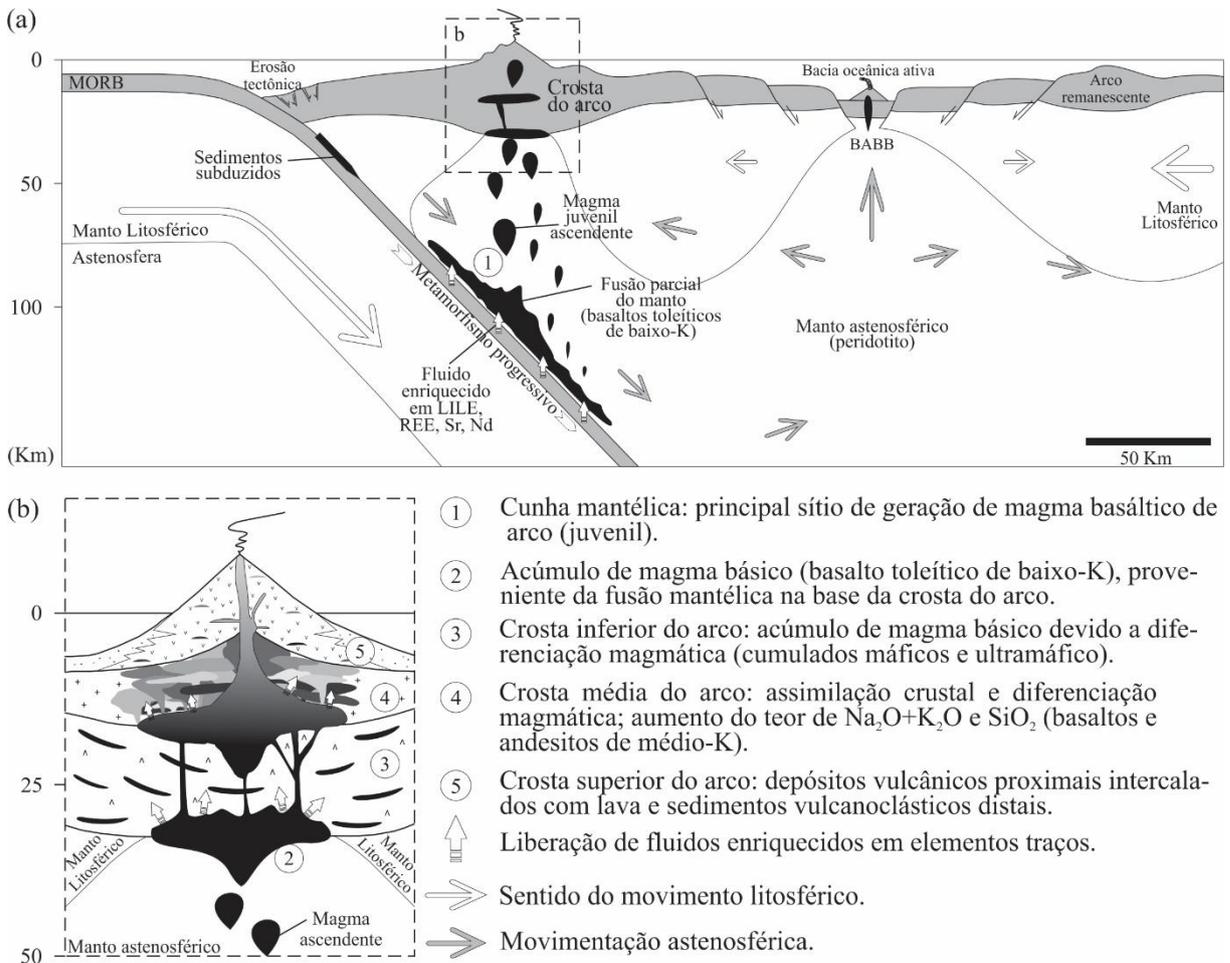
Legenda: Distribuição composicional das séries magmáticas em arcos intraoceânico (a) e continental (b).

Fonte: Extraído de Wilson (1989).

A série calcialcalina, por sua vez, tem os teores de FeO e MgO relativamente menores sendo inicialmente mais rica em sílica e álcalis tendendo ao enriquecimento destes em direção ao vértice ‘ Na_2O+K_2O ’ (tendência calcialcalina - Figura 3 b). Seguindo esta tendência, há o aumento da abundância das composições intermediárias a ácidas, sendo o andesito a rocha de maior abundância, seguido por dacito e riolito, a partir das séries calcialcalinas de médio-K para alto-K (Figura 4).

No estágio inicial de desenvolvimento de arcos intraoceânicos imaturos a ocorrência de magma basáltico toleítico de baixo-K é dominante sendo considerado produto da fusão parcial direta do manto astenosférico enriquecido pelos voláteis da placa litosférica em subdução (Figura 5 a).

Figura 5 - Esquema de magmatismo e zoneamento crustal em ambiente de zona de subdução intraoceânica.



Legenda: a) Magmatismo de arco intraoceânico e de bacia *back-arc* (BABB); b) Zoneamento composicional do interior da crosta de arco intraoceânico.

Fonte: Baseado em Condie (1997), Kearey *et al.* (2009), Stern (2002, 2010) e Ducea *et al.* (2015).

A crosta do arco sobrejacente, nos momentos iniciais de subdução, é submersa, de pouca espessura e tem composição semelhante ao magma toleítico ascendente, o que facilita sua travessia até a superfície. Este curto caminho feito pelo magma básico reduz sua interação com a crosta do arco e, por isso, o grau de contaminação crustal e diferenciação magmática é praticamente nulo.

Com a continuidade do desenvolvimento do arco, o mesmo se torna parcialmente subaéreo e o aumento da espessura crustal (~35Km) dificulta a passagem do magma mais

denso (Figura 5 a). Este, então, estagna em níveis intermediários da crosta o que favorece não apenas o fracionamento do magma primário, mas também leva à assimilação e fusão crustal.

À medida que fraciona, o material fundido enriquece em álcalis, sílica e outros elementos incompatíveis (maiores e traços) em relação a composição magmática inicial. O resultado desta evolução magmática é expressa por um zoneamento composicional do interior da crosta do arco, como mostra a Figura 5 b.

O acúmulo do fracionado básico na base da crosta permite o aumento da concentração de cumulados máficos e ultramáficos na crosta inferior do arco (magmatismo de tendência toleítica). Já o líquido fracionado, ao enriquecer em álcalis, caminha para a composição andesítica da série calcialcalina de médio-K (Figura 3), típica de arcos intraoceânicos mais maduros (Figura 4 a).

Por ser menos denso, esse magma mais diferenciado reinicia seu caminho à superfície e se aloja na crosta média do arco intraoceânico maduro, definindo a composição desse nível crustal entre andesito (abundante) e dacito (raro).

A crosta superior do arco, por sua vez, é composta por depósitos vulcânicos proximais com lava associada, além de sedimentos vulcanoclásticos distais.

Longe do arco, o magmatismo basáltico de bacia *back-arc* (BABB – *Back-Arc Basin Basalts* – Figura 5 a) possui características geoquímicas semelhantes tanto do MORB (*Mid-Ocean Ridge Basalts*) quanto dos basaltos de arco toleítico (IAT- *Island-Arc Tholeiites*): ambos definem uma suíte subalcalina da série toleítica de baixo-K, que se distingue apenas quanto às características de elementos traços, descritas no item 3.2.2.

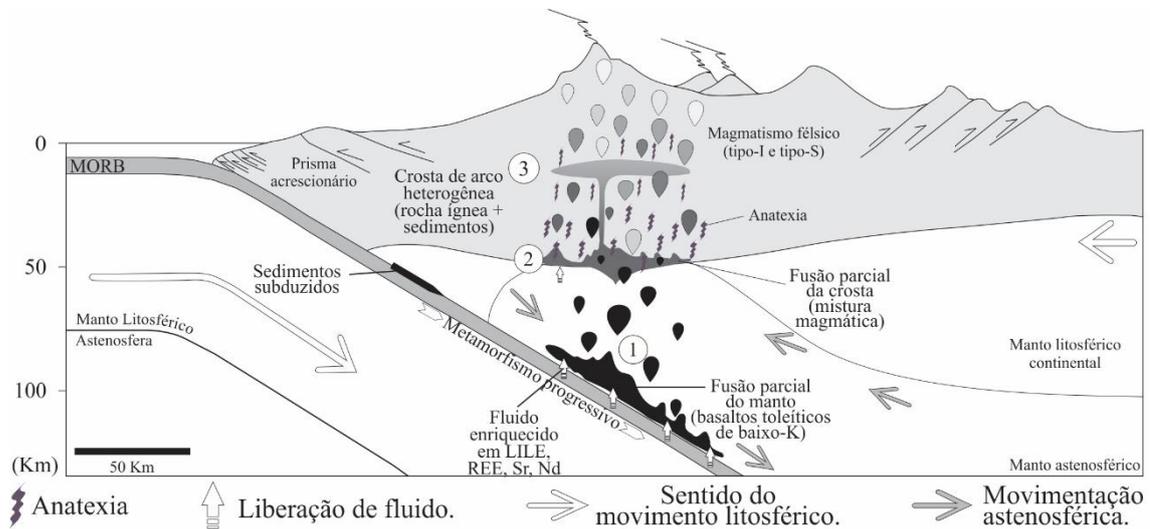
Quando a litosfera oceânica é subduzida sob crosta continental, o arco se instala nos continentes pretéritos que, diferente da litosfera oceânica, tem composição extremamente heterogênea. Em seu interior, é comum a presença de diversos terrenos antigos acrescidos compostos tanto por rochas ígneas e metamórficas de variada composição quanto por sedimentos siliciclásticos de antigas fontes, além de bacias sedimentares de margem passiva.

Em geral, a produção de magma em arcos continentais segue o mesmo processo dentro do intervalo composicional dos magmas de arcos intraoceânicos, porém a maior participação da espessa crosta continental é evidente. Sua maior espessura favorece o fracionamento magmático e a assimilação crustal em maior grau.

Dentre as possibilidades de fusão direta da crosta continental está a ocorrência de anatexia devido à alta T em maiores profundidades na crosta. Outra possibilidade são fluidos liberados da litosfera oceânica que penetram a base da crosta continental provocando sua

fusão parcial (Figura 6). Em ambos os casos, o produto é um magmatismo mais ácido o que aumenta o volume de magma intermediário a ácido no interior crustal.

Figura 6 - Esquema de magmatismo de arco continental, orógeno não colisional.



- ① Cunha mantélica: principal sítio de geração de magma basáltico de arco (juvenil).
- ② Fusão da base da crosta continental com geração de magma intermediário a ácido; provável mistura entre magma crustal e mantélico.
- ③ Sítio de contaminação crustal: anatexia com fusão direta da crosta continental e geração de magma granítico (tipo-I e S)

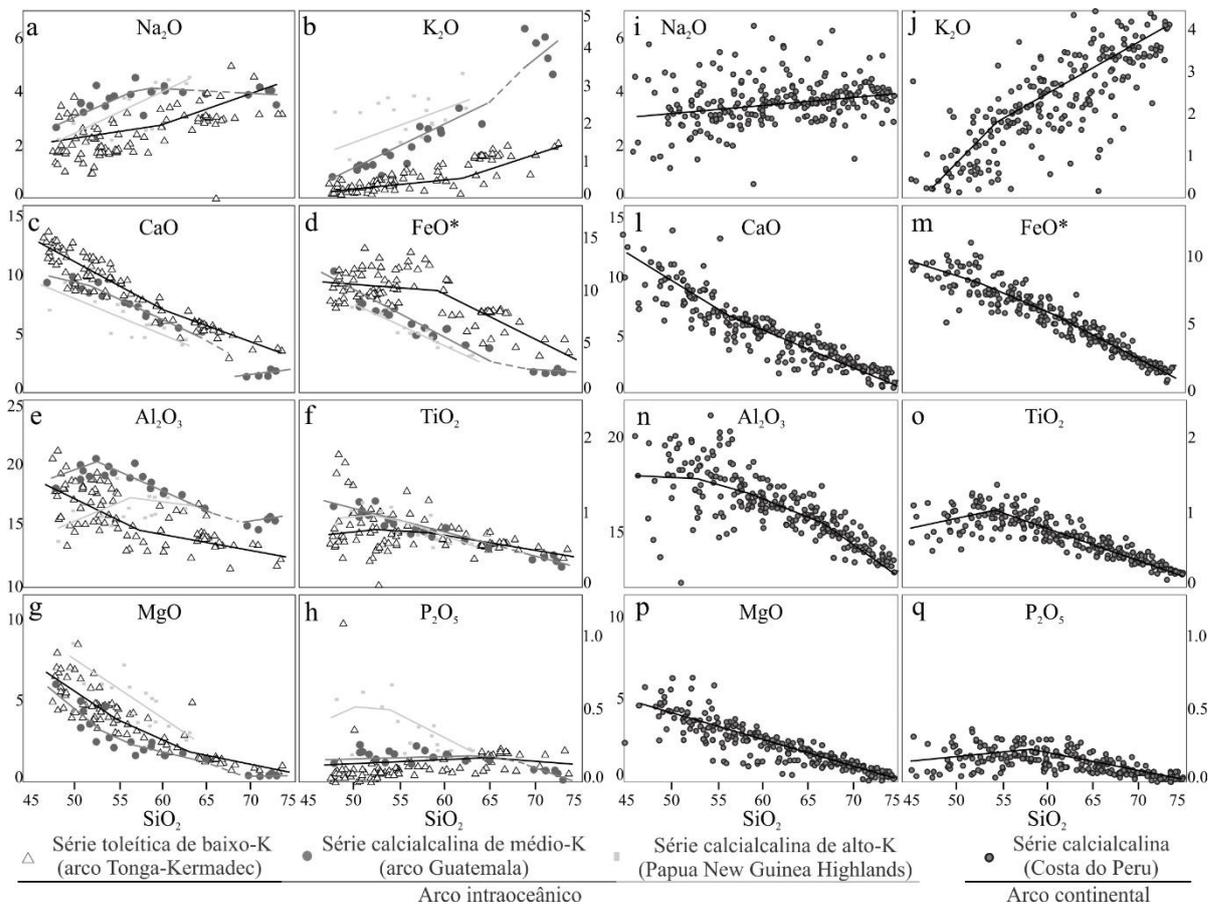
Fonte: Baseado de Condie (1997), Kearey *et al.* (2009); Stern (2002, 2010); Ducea *et al.* (2015).

No entanto, a fusão da crosta heterogênea, pode gerar magmatismo de composição variada, desde granitos do tipo-I com a fusão de rocha ígnea máfica a intermediária até granitos do tipo-S devido a fusão de componentes sedimentares. Este magma ácido pode se misturar a fusão mantélica aumentando sua contaminação em componentes crustais. Isso confere ao magma gerado nesse tipo de arco alta complexidade geoquímica e isotópica.

De um modo simplificado, o processo de contaminação crustal evolui à medida que o magma atravessa a crosta espessa adquirindo características litogeoquímicas típicas de crosta continental: série magmática de tendência calcialcalina de alto-K (Figura 3 b) cujos membros mais comuns são os mais evoluídos – andesitos (predominantes), dacitos e riolitos (Figura 4 b).

Quando plotadas nos diagramas de Harker (Figura 7), a distribuição dos elementos maiores se mostra linear perfazendo um *trend* geral de diferenciação consistente com o fracionamento, independente da série magmática e do tipo de arco ao qual pertencem.

Figura 7 - Diagrama de variação Harker mostrando a progressão da cristalização fracionada de séries cogenéticas.



Legenda: Dados geoquímicos para as três séries de arcos intraoceânicos (a-h) e para série calcialcalina de arco continental (i-q).

Fonte: Extraído de Winter (2010).

O aumento proporcional de Na_2O e K_2O em relação a SiO_2 gera um *trend* positivo que reflete sua maior concentração nos membros mais fracionados. Em contrapartida, elementos como CaO , FeO_t , Al_2O_3 , TiO_2 , MgO são compatíveis às séries iniciais de fracionamento e, por isso, se mostram inversamente proporcionais aos teores de SiO_2 perfazendo um *trend* negativo.

As séries de arco intraoceânico seguem o *trend* típico do fracionamento, porém distribuem-se de um modo que permite a distinção entre a série toleítica de baixo-K e as séries calcialcalina de médio e alto-K (Figura 7 a-h).

A série toleítica de baixo-K destaca-se por ter uma distribuição contínua desde os membros mais básicos aos mais ácidos. Também se distingue claramente da série de arco continental devido à menor concentração e dispersão de álcalis (Figura 7 a, b, i, j) e por apresentar variação mais abrupta na inclinação do *trend* de FeO e Al_2O_3 (Figura 7 d, e).

As séries calcialcalina de médio e alto-K, por sua vez, não apresentam a mesma continuidade. São facilmente distinguidas tanto da série toleítica de baixo-K quanto da série calcialcalina de arco continental devido à escassez dos membros mais ácidos.

Percebe-se que a série de médio-K (mais enriquecida em Al_2O_3 , Na_2O) apresenta um *gap* composicional entre 65-70% de SiO_2 enquanto a de alto-K (mais enriquecida em MgO) não possui composições mais ácidas ($> 65\% \text{SiO}_2$) o que pode sugerir a descontinuidade no processo de cristalização magmática. Já a série calcialcalina de arco continental se distribui continuamente ao longo dos *trends*, embora se observe maior dispersão para distribuição de álcalis ao longo de todo *trend* e maior dispersão de Al_2O_3 e MgO para membros mais básicos (Figura 7 i, j, n e p).

Os diagramas de variação para elementos maiores reforçam a importância do fracionamento durante a evolução magmática em ambiente de subdução. De uma maneira geral, à medida que o arco amadurece, o magma produzido e acumulado na crosta se torna enriquecido em sílica e álcalis cujo aumento progressivo está associado as séries magmáticas, sequencialmente. Desse modo, a série toleítica de baixo-K é dominante nos estágios iniciais de subdução seguida pela série calcialcalina de médio-K nos estágios intermediários e, por fim, pela série calcialcalina de alto-K em arcos maduros. Ambas as séries têm intervalo composicional entre basalto, andesito, dacito e riolito.

Em certos arcos, o zoneamento geoquímico também pode ser percebido em superfície, horizontalmente, onde se identifica o aumento da alcalinidade das séries, a partir da fossa, em direção à região *back-arc*. Esse aumento da alcalinidade pode estar associado à diminuição do grau de desidratação do *slab* com o aumento da profundidade a medida que este se distancia da fossa. Assim, rochas da série toleítica de baixo-K se concentram mais próximas à fossa enquanto as pertencentes à série calcialcalina de mais alto-K e alcalinas se posicionam progressivamente mais distantes da fossa.

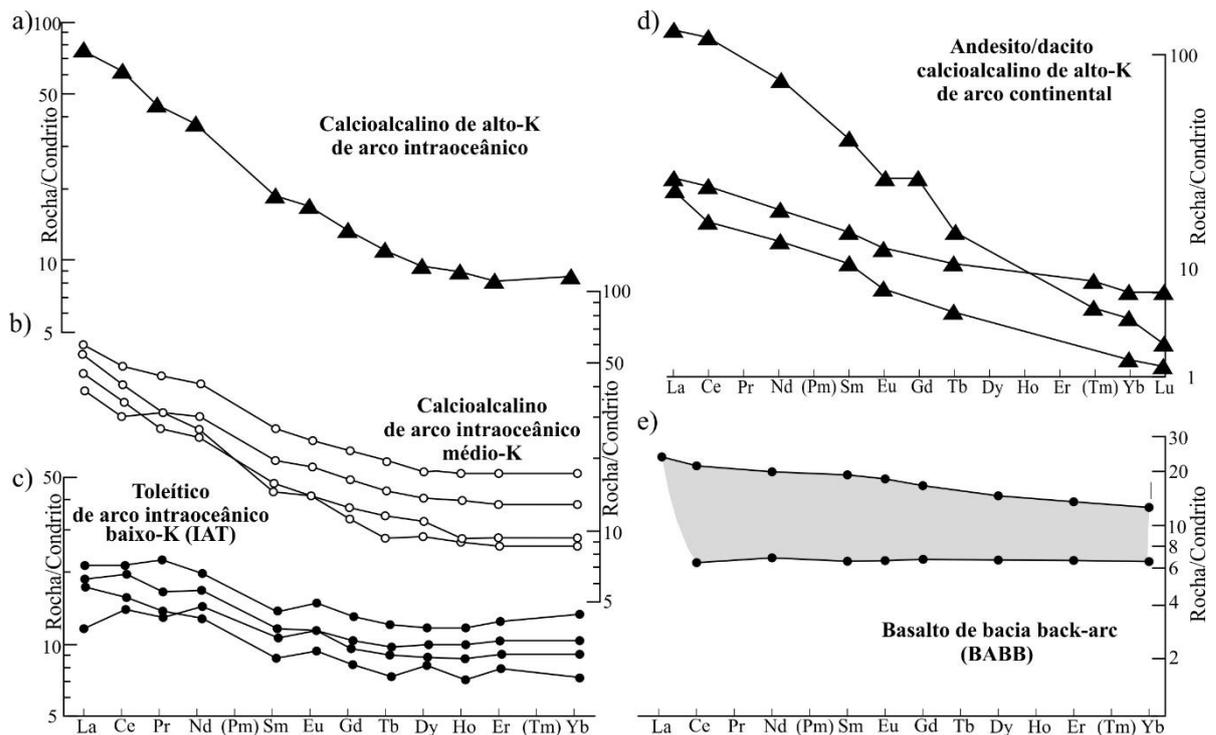
Embora essa distribuição espacial e temporal não ocorra em todos os arcos, quando identificada, ela torna possível a definição da polaridade de subducção, que segue no sentido do aumento da alcalinidade.

3.2.2 Elementos traços incompatíveis

Por ser menos solúvel e permanecer imóvel durante o metamorfismo, o conjunto de elementos traços incompatíveis (Elementos Terras Raras – ETR, *large ion lithophile elements* – LILE e *high field-strength elements* – HFSE) são utilizados, ao lado dos elementos maiores, na identificação do ambiente tectônico de origem. Uma vez que a variação das concentrações desses elementos é mais ampla, sua utilização torna-se mais vantajosa, não apenas na distinção das séries, mas na discriminação do ambiente tectônico.

A Figura 8 mostra a abundância de ETR para basaltos de diferentes séries magmáticas de arco intraoceânico, andesitos e dacitos de arco continental além de basaltos de bacia *back-arc*.

Figura 8 - Diagramas de distribuição de elementos Terras Raras em ambiente de zona de subdução.



Legenda: Abundância de Elementos Terras Raras, normalizado para condrito Sun (1980), para basaltos toleíticos (a), calcialcalinos (b), calcialcalino de alto-K (c) em arco intraoceânico, para andesitos e dacitos de arco continental (d) e para basalto de bacia *back-arc* (BABB) (e).

Fonte: Gráficos extraídos de Wilson (1989)

Os basaltos de arco intraoceânicos mostram um forte enriquecimento progressivo de ETR leves a partir da série toleítica de baixo-K e calcialcalina de médio-K (mais frequentes), a série calcialcalina de alto-k (menos comum) (Figura 8 a-c). Essa configuração é reflexo do

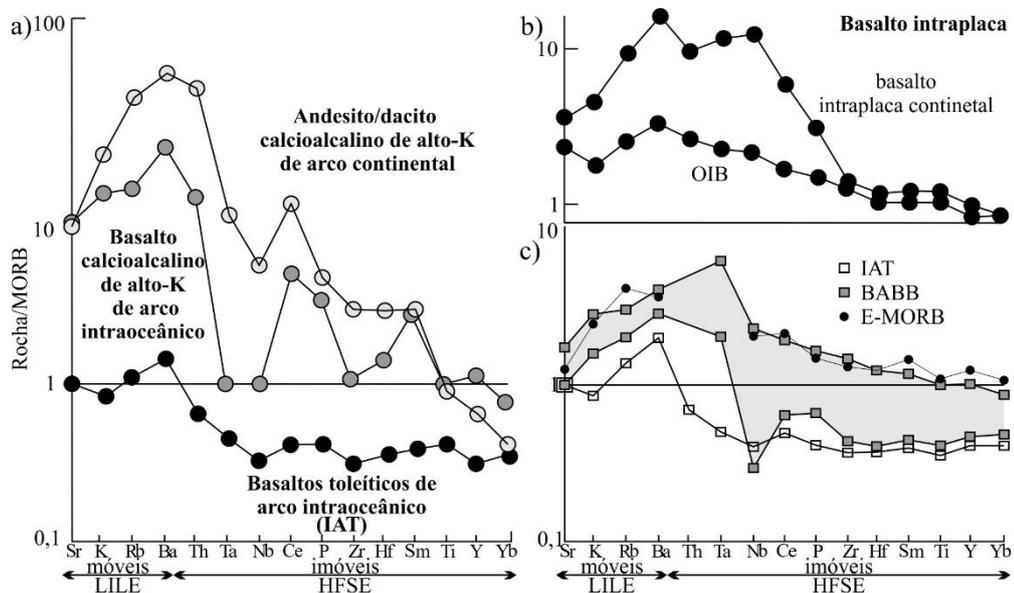
aumento de grau de fracionamento, que pode ser avaliado pelo aumento da razão entre os valores normalizados de um ETR leve em função de outro pesado: La/Yb, por exemplo. Quanto mais próximo de 1 o valor da razão, menor é o grau de fracionamento.

A distribuição de ETR em arcos continentais segue padrão semelhante à de arcos intraoceânicos de mais alto-K. Porém, além de uma leve anomalia negativa de Eu, os arcos continentais mostram-se ainda mais enriquecidos em ETR leves aumentando o valor da razão La/Yb. Isso evidencia o maior grau de diferenciação e contaminação crustal desse tipo de arco (Figura 8 d).

Para o magmatismo BABB, a distribuição de ETR pode se aproximar à dos basaltos IAT (Figura 8 e) porém, são fortemente horizontalizados ($La/Yb \sim 1$) com uma fraca tendência ao enriquecimento de ETR leves, além da ausência de anomalia de Eu.

A Figura 9 mostra a distribuição de elementos incompatíveis LILE e HFSE de ambiente de subdução (arco e *back-arc*) em comparação com o ambiente intraplaca.

Figura 9 - Diagramas de distribuição de elementos incompatíveis (normalizados para o MORB) em ambiente de subdução (arco e *back-arc*) comparados com a distribuição em ambiente intraplaca.



Legenda: Abundância de elementos incompatíveis para basaltos de arcos intraoceanico e continental (a) e para basaltos de ambiente intraplaca (b); c) Comparação entre BABB, MORB e basaltos toleíticos de arco.

Fonte: Gráfico extraídos de Wilson (1989)

Os basaltos IAT são em geral empobrecidos em HFSE com relativo enriquecimento em LILE (Figura 9 a). Já os basaltos calcioalcalinos de mais alto-K são fortemente enriquecidos em LILE e com claras anomalias positiva de Ce, P e Sm e negativas de Nb e Ta. O mesmo padrão da distribuição e anomalias ocorrem em arcos continentais, porém em

membros mais evoluídos como andesitos e dacitos, o que indica similaridade nos processos de geração magmática para ambos os tipos de arcos (Figura 9 a).

As características apresentadas acima são típicas de zonas de subdução onde o aumento da concentração de LILE reflete o metassomatismo mantélico enquanto o empobrecimento de HFSE reflete a continuidade do fracionamento do magma no interior da crosta. Essas mesmas características os diferenciam de outros basaltos derivados de fusão mantélica, como os basaltos de ambiente intraplaca e de *back-arc* (Figura 9 b, c).

Os basaltos intraplaca (continentais e oceânicos), apresentam uma curva decrescente a partir dos elementos móveis para os imóveis e são mais enriquecidos que o MORB, diferente dos basaltos IAT que são empobrecidos. Outras características distintivas são as anomalias negativas de Nb e Ta, observadas apenas nas rochas de arco e *back-arc*.

A característica geoquímica de BABB, região sombreada na Figura 9 c, mostra seu caráter transicional entre magmatismo de arco e MORB. Isso mostra sua complexidade quanto à distribuição de elementos traços podendo apresentar características próximas tanto do ambiente de arco/*back-arc* quanto de ambiente intraplaca, tornando difícil sua clara discriminação. Em geral, quando mais enriquecidos se assemelham ao E-MORB e, quando mais empobrecidos tem maior afinidade com os basaltos de arco. Distingue-se por suas anomalias positivas de Ta, Ba e K e negativas de Nb e Rb.

A distribuição dos elementos sugere que as fontes para a geração de magmas sejam distintas. A fonte magmática para basaltos de arco seria mais empobrecida que a fonte do MORB e bem mais empobrecida que os basaltos intraplaca. Já a distribuição dos elementos dos BABB é mais complexa podendo envolver fonte mantélica empobrecida, além de componentes de zonas de subdução.

3.3 Geoquímica isotópica

Elementos incompatíveis, como Rb, Sr, Sm e Nd, tem sua concentração aumentada à medida que o magma enriquece em sílica. No decorrer da diferenciação magmática, a fase líquida enriquece mais em Rb em relação ao Sr e mais em Nd em relação ao Sm. Desse modo, a razão Rb/Sr do magma será sempre maior que a de sua fonte enquanto que a razão Sm/Nd do magma será menor (FAURE, 1987; ALLÈGRE, 2008).

Os isótopos ^{87}Rb e ^{147}Sm são radioativos e seu decaimento resulta nos isótopos radiogênicos ^{87}Sr e ^{143}Nd , respectivamente. A consequência deste decaimento é a maior concentração de ^{87}Sr em rochas graníticas da crosta continental, enquanto que o ^{143}Nd se concentra no manto empobrecido e em seus produtos como as rochas basálticas da crosta oceânica (MORB) (FAURE, 1987; ALLÈGRE, 2008).

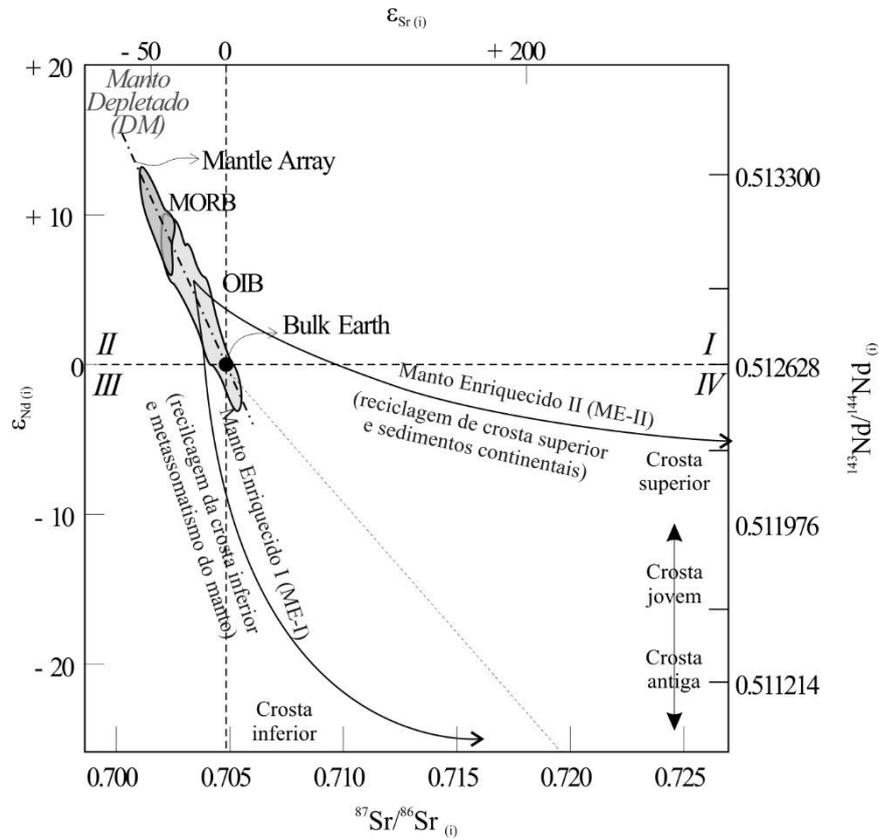
A concentração dos isótopos radiogênicos é convenientemente expressa em função de isótopos estáveis de modo que o espectrômetro de massa meça as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ atuais das amostras de rocha analisadas. A partir desses valores pode-se calcular as razões iniciais $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{(i)}$ e $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{(i)}$ antes do decaimento, no momento da cristalização, para então avaliar sua relação distintiva entre fonte magmática crustal ou mantélica (DEPAOLO & WASSERBURG, 1979; FAURE, 1987; ROLLINSON, 1993).

A Figura 10 mostra a distribuição e a correlação entre os valores das razões isotópicas $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{(i)}$ e $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{(i)}$ cuja variação reflete o grau de empobrecimento das fontes mantélicas e os efeitos da contaminação crustal sofrida pelo magma originado do manto (DEPAOLO & WASSERBURG, 1979).

Os magmas basálticos (MORB e OIB) se concentram no quadrante II da Figura 10 e se distribuem ao longo de um *trend* linear negativo (*Mantle array*) com valores iniciais positivos de $\varepsilon_{\text{Nd}(i)}$ e negativos de $\varepsilon_{\text{Sr}(i)}$. O MORB tem valores relativamente maiores de $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{(i)}$ e menores de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{(i)}$, enquanto o OIB apresenta o inverso com razões relativamente menores de $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{(i)}$ maiores de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{(i)}$. Essa distinção entre MORB e OIB, para DePaolo & Wasserburg (1979), sugere a existência de fontes distintas para esses basaltos.

No caso de arcos magmáticos, a relação entre $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{(i)}$ e $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{(i)}$ reflete o efeito da contaminação do magma mantélico por componentes crustais (fluidos e sedimentos terrígenos) e pela adição da água do mar (fonte de ^{87}Sr) ao longo da vida ativa do arco (DEPAOLO & WASSERBURG, 1979; FAURE, 1987; WILSON, 1989).

Figura 10 - Correlação isotópica $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{(i)}$ vs. $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{(i)}$ indicando a trajetória da contaminação crustal a partir de magma mantélico.



Fonte: Compilado de DePaolo e Wasserburg (1979), Faure (1987), Rollinson (1993), e Allègre (2008).

A inserção de material crustal no magma dos arcos adiciona componentes mais ácidos e de alta razão $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{(i)}$. Assim, quanto maior a contaminação do manto com os componentes citados, mais enriquecido em sílica e em elementos incompatíveis é o magma mantélico, que caminha para composições intermediárias a ácidas (DEPAOLO & WASSERBURG, 1979; WILSON, 1989; ROLLINSON, 1993).

A variação da razão isotópica $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{(i)}$, segundo Ducea *et al.* (2015), reflete o quão antigo é o componente crustal envolvido na contaminação magmática. Quanto mais antiga é a litosfera sobrejacente e maior a sua contribuição à contaminação, mais negativo é o valor do parâmetro $\epsilon_{\text{Nd}(i)}$ e mais a composição isotópica do magma contaminado se afasta da composição do manto.

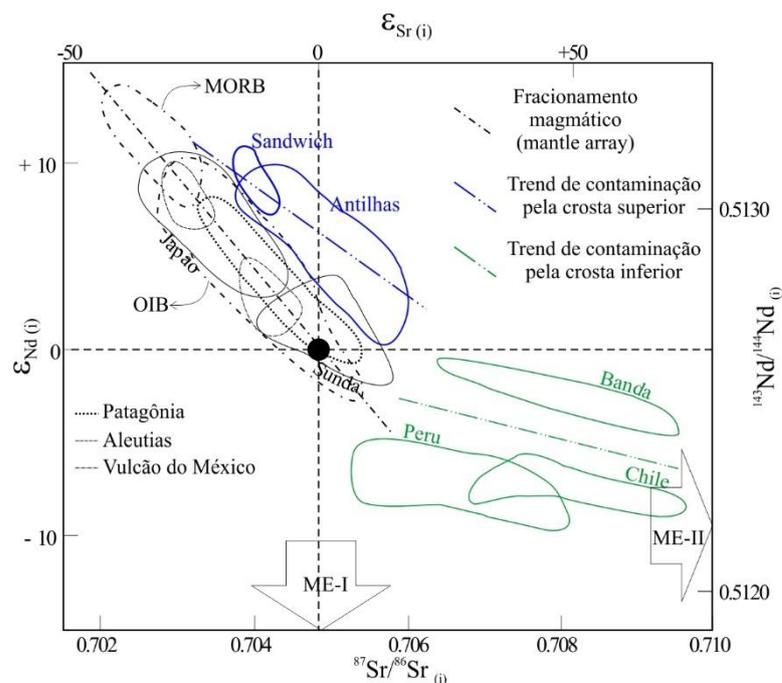
O resultado é visto na Figura 10 onde os efeitos dessa contaminação levam à continuidade do *trend* negativo para o quadrante IV. Dependendo do componente crustal adicionado – se crosta superior ou inferior, mais jovem ou mais antiga – esse *trend* evolutivo pode seguir duas trajetórias (ME-I ou ME-II).

Nota-se que, quando a adição de elementos nesse manto enriquecido é devida à refusão de crosta inferior, o *trend* negativo construído se prolonga a partir do *trend* basáltico (*mantle array*) e segue uma trajetória mais inclinada – ME-I. Essa trajetória se deve ao fato de a crosta inferior ser mais antiga e fortemente depletada em Rb. Por isso, o magma mantélico não enriquece drasticamente em Sr, mantendo sua razão $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{(i)}$ próxima à do MORB ($\epsilon_{\text{Sr}(i)}$ negativo), enquanto a razão $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{(i)}$ é muito menor ($\epsilon_{\text{Nd}(i)}$ fortemente negativo) (DEPAOLO & WASSERBURG, 1979; ROLLINSON, 1993).

Quando a contaminação ocorre pela refusão da crosta superior – mais nova, mais ácida, mais espessa e mais enriquecida em Sr radiogênico – a razão de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{(i)}$ alcança altos valores ($\epsilon_{\text{Sr}(i)}$ positivo) enquanto os valores de $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{(i)}$ diminuem continuamente ($\epsilon_{\text{Nd}(i)}$ negativo) (DEPAOLO & WASSERBURG, 1979; ROLLINSON, 1993). Essa condição desenha um *trend* mais suave (ME-II) que se afasta drasticamente do *mantle array*.

A Figura 11 ilustra exemplos de rochas de arco com diferentes graus de contaminação. As rochas de arcos de ilhas oceânicas (em preto), cuja contaminação crustal é minimizada pela pouca espessura e pela composição similar do magma e da litosfera subjacente, se distribuem ao longo do *trend* negativo típico dos basaltos, próximo a do MORB.

Figura 11 - Variação $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{(i)}$ vs. $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{(i)}$ de arcos de ilhas oceânicas e de arcos magmáticos continentais comparados aos basaltos oceânicos (MORB e OIB).



Legenda: Arcos de ilhas oceânicas em cor preta e azul; arcos magmáticos continentais em cor verde.

Fonte: Compilado de Faure (1987); Wilson (1989); Allègre (2008).

As rochas dos arcos de ilhas (azul) desenham um *trend* deslocado dos primeiros por apresentarem elevada razão $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{(i)}$, provavelmente devido a sua contaminação de Sr proveniente, em parte, da água do mar (FAURE, 1987) ou de sedimentos continentais subduzidos.

Parte das amostras provenientes de arcos magmáticos continentais (verde) perfazem um *trend* compatível com ME-II. Isso reflete a forte contaminação do magma por Sr presente na espessa crosta continental da litosfera subjacente envolvida na geração magmática (FAURE, 1987).

3.4 Exemplos de arcos magmáticos Neoproterozoicos no Brasil

O desenvolvimento de arcos magmáticos Neoproterozoicos no Brasil, ocorreu durante a orogênese Brasileira-Pan Africana, cujo longo período de vigência permitiu a atuação de processos orogênicos acrescionários e colisionais diacrônicos, iniciados há ca. 900 Ma. Estes episódios culminaram na amalgamação do supercontinente Gondwana Ocidental, no Período Ediacarano, até ca. 490 Ma já no Ordoviciano (BRITO NEVES *et al.*, 1999, 2003; CORDANI *et al.*, 2000, 2001; HEILBRON *et al.*, 2004; BRITO NEVES & FUCK, 2013).

Os produtos desta orogênese Neoproterozoica, atualmente, estão registrados na porção centro-leste do continente Sul-Americano e sudoeste Africano. Consistem em províncias estruturais Neoproterozoicas que bordejam áreas cratônicas, tanto os crátons americanos, São Francisco, Luís Alves, Paranapanema e Rio de La Plata, quanto seus correlatos africanos, Congo e Kalahari, dentre os maiores (CORDANI *et al.*, 2001; STERN 2008; BRITO NEVES & FUCK, 2013).

A Figura 12 mostra a localização das principais províncias estruturais brasileiras e seus crátons enquanto a Tabela 2 apresenta alguns exemplos de pulsos de geração de arcos magmáticos durante o Neoproterozoico associados a suas respectivas províncias.

Tabela 2 - Exemplos brasileiros de registro de atividade de arcos magmáticos durante a Era Neoproterozoica.

		PULSOS DE GERAÇÃO DE ARCO MAGMÁTICOS				REFERÊNCIAS
Província Borborema	Poço Redondo (juvenil) (980-960Ma)	Complexo Santa Quitéria (juvenil) (880-830Ma)		Complexo Santa Quitéria (continental) (665-622 Ma)		Arthaud <i>et al.</i> (2008); Oliveira <i>et al.</i> (2010); Araujo <i>et al.</i> (2014); Brito Neves <i>et al.</i> (2016)
				Outros arcos continentais (650-610 Ma) (630-620Ma)		
Província Tocantins	Arco Magmático de Goiás (Mara Rosa e Arenópolis)					Bley <i>et al.</i> (1999); Pimentel & Fuck (1992); Pimentel <i>et al.</i> (1997,2000); Brito Neves & Fuck (2013); Brito Neves <i>et al.</i> (2014); Pimentel (2016)
	(900-804Ma) (intraoceânico juvenil)	(790-786Ma) (←intraoceânico/c ontinental→)		(669-630Ma) (continental maduro)		
Província Mantiqueira	Araçuaí			Arco Rio Doce (630-580Ma)		Figueiredo & Campos Neto (1993); Pedrosa-Soares <i>et al.</i> (2007, 2011); Tedeschi <i>et al.</i> (2015); Gonçalves <i>et al.</i> (2016)
	Ribeira	Arco Serra da Prata (~850Ma) (intraoceânico)	Arco Rio Negro (790Ma) (juvenil)		Arco Rio Negro (630-605Ma) (610-605Ma)	Peixoto (2010); Peixoto e Heilbron (2010); Tupinambá <i>et al.</i> (2012); Heilbron <i>et al.</i> (2013)
	Dom Feliciano	Passinho Arco (900-860Ma) intraoceânico juvenil	São Gabriel (780-700Ma) Arco continental juvenil	Dom Feliciano (690-660Ma) continental maduro		Babinski, M. <i>et al.</i> (1996); Hartmann <i>et al.</i> (2011); Lena <i>et al.</i> (2014); Philipp <i>et al.</i> (2016); Martil <i>et al.</i> (2017)

Fonte: A autora, 2018.

Na porção norte da Província Borborema, o Complexo Santa Quitéria aloja tanto rochas de arco magmático juvenil, de idade entre 880 e 830 Ma, quanto rochas graníticas e granodioríticas de arco magmático continental, de idade entre 665 e 622 Ma (ARTHAUD *et al.*, 2008; ARAUJO *et al.*, 2014; BRITO NEVES *et al.*, 2014).

Na porção central (Zona transversal) e sul da Província Borborema, há tanto registro de processos acrescionários e colisionais durante o Toniano, quanto episódios mais recentes de atividade de arcos magmáticos continentais (OLIVEIRA *et al.*, 2010; BRITO NEVES *et al.*, 2016).

O episódio mais antigo é representado por tonalitos e granodioritos do arco magmático juvenil Poço Redondo ($\epsilon_{Nd(t)} = +0.87$ a -1.64) com evolução entre 980 e 960 Ma. Já os arcos magmáticos continentais, relativamente mais evoluídos, registram dois episódios de cristalização entre os períodos Criogeniano e o Ediacarano: o primeiro entre 650 e 610 Ma

($T_{DM} = 2.1$ e 1.2 Ga e $\epsilon_{Nd} = -2.0$ a -16.6) e o segundo entre 630 e 620 Ma ($\epsilon_{Nd(i)} = -7.4$ a -1.3), responsáveis pela estruturação final (colisão) da Província Borborema.

O fim da atividade de arco magmático na Província Borborema é marcado pelo início de eventos colisionais em torno de 600 Ma, que levaram ao fechamento do oceano Pharusiano-Goiás antes do fim da colisão continental, que perdurou até cerca de 570 Ma (BRITO NEVES *et al.* 2003; ARTHAUD *et al.*, 2008; BRITO NEVES & FUCK, 2013; ARAUJO *et al.*, 2014; MERDITH *et al.*, 2017).

Bordejando a margem Oeste do Cráton São Francisco encontra-se a Província Tocantins (Figura 12). Em sua região central, localiza-se o maciço de Goiás, que separa o arco magmático de Goiás em dois setores: setor norte, arco Mara Rosa, e setor Sul, Arenópolis (PIMENTEL *et al.*, 2000; LAUX *et al.*, 2004, 2005; PIMENTEL, 2016).

A evolução do arco magmático de Goiás, em ambos os setores, ocorreu entre cerca de 900 Ma até cerca de 600 Ma, em três momentos distintos (BLEY *et al.*, 1999; PIMENTEL & FUCK 1992; PIMENTEL *et al.*, 1997, 2000; BRITO NEVES & FUCK, 2013; BRITO NEVES *et al.*, 2014; PIMENTEL, 2016).

Nos momentos iniciais (900-804 Ma) prevaleceu a cristalização de ortogneisses juvenis associados a arcos intraoceânicos com $\epsilon_{Nd(i)}$ positivo (+0.37 a +6.0) e valores T_{DM} entre 0.8 e 1.2 Ga. Em um segundo momento da vida ativa do arco, entre cerca de 790 e 786 Ma, o magmatismo é responsável pela cristalização de granitos peraluminosos com $\epsilon_{Nd(i)}$ entre -1.8 e +3.6 e T_{DM} entre 1.46 e 1.1 Ga. Já o evento mais recente ocorreu entre 669 e 630 Ma e é representado por gnaisses metaluminosos de assinatura isotópica variável: $\epsilon_{Nd(i)}$ entre -15.1 e +2.2 com T_{DM} entre 0.99 e 2.2 Ga.

A etapa final de evolução registra idades de pico metamórfico entre 650 e 630 Ma (PIMENTEL, 2016) e esfriamento pós-tectônico entre 610 e 600 Ma (MERDITH *et al.*, 2017) que estariam relacionadas ao fechamento de um largo oceano (Goiás-Pharusian) seguido da colisão entre o arco magmático de Goiás, o maciço de Goiás e o Cráton São Francisco.

Esses dados mostram que a evolução do arco magmático de Goiás iniciou no período Toniano, com assinatura isotópica de arco intraoceânico juvenil, evoluindo até o período Ediacarano, quando a assinatura isotópica demonstra um arco magmático mais evoluído e com maior contaminação crustal, típica de arco magmático continental maduro, culminando em colisão continental

Nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, ao longo do litoral Atlântico, localiza-se a Província Mantiqueira (Figura 12). Bordejando o Cráton São Francisco a leste, encontram-se

dois sistemas orogênicos distintos, porém correlatos: o Orógeno Araçuaí, a Norte, e o orógeno Ribeira, a Sul.

O Orógeno Araçuaí aloja o arco magmático Rio Doce (supersuíte G1), descrito por Tedeschi *et al.* (2015) como um elo entre os sistemas orogênicos Araçuaí e Ribeira. Este arco magmático consiste em rochas plutônicas da série calcialcalina associada à sequência metavulcanossedimentar do Grupo Rio Doce (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2007, 2011).

Os dados compilados para o arco magmático Rio Doce por Tedeschi *et al.* (2015) e Gonçalves *et al.* (2016) mostram assinatura geoquímica típica de zona de subdução com anomalias negativas de Nb, Ta, Sr e Ti. Seus dados isotópicos ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)} = 0.7059 - 0.7121$; $\epsilon_{\text{Nd}(i)} = -4.83$ a -13.11 ; $T_{\text{DM}} = 1.36 - 2.06$ Ga) revelam forte contaminação crustal sugerindo sua instalação na uma margem continental de atividade entre 630 e 575 Ma.

Na sequência magmática evolutiva, as intrusões graníticas representadas pelas supersuítes G2 (585 - 545 Ma) a G5 (525 - 480 Ma) caracterizam populações de granitos sin, tardi e pós-colisionais culminando com o colapso do orógeno entre 510 e 480 Ma (PEDROSA-SOARES & WIEDEMANN-LEONARDOS, 2000; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2011).

No orógeno Ribeira, um conjunto de três arcos magmáticos é identificado no Terreno Oriental (HEILBRON *et al.*, 2013). São os arcos magmáticos representados pelos complexos Serra da Prata (PEIXOTO, 2010; HEILBRON *et al.*, 2012; PEIXOTO *et al.*, 2017), Rio Negro (TUPINAMBÁ *et al.*, 2012) e Serra da Bolívia (HEILBRON *et al.*, 2013). A evolução desse conjunto de arcos iniciou-se em ambiente de subdução intraoceânico durante o período Toniano, há cerca de 860 Ma (PEIXOTO, 2010, HEILBRON *et al.*, 2012), com os ortognaisses do complexo Serra da Prata, que é o foco principal deste trabalho e será descrito nos capítulos subsequentes.

O arco magmático com o maior período de atividade é o arco magmático Rio Negro (790 - 605 Ma). Seus representantes mais antigos (790 e 630 - 620 Ma) são granitoides de baixo a médio-K com assinatura isotópica juvenil ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)} = < 0.705$, $\epsilon_{\text{Nd}(i)} = -3$ a $+5$ e $T_{\text{DM}} = 0.99 - 1.69$ Ga), o que reforça seu caráter oceânico. O episódio magmático mais recente (610 - 605 Ma) consiste em rochas de alto-K com assinatura isotópica indicando sua relativa contaminação crustal ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)} > 0.705 - 0.707$, $\epsilon_{\text{Nd}(i)} = -14$ a -3 e $T_{\text{DM}} = 1.3 - 2.47$ Ga), demonstrando sua progressiva maturidade no tempo (TUPINAMBÁ *et al.*, 2000, 2012; HEILBRON & MACHADO, 2003; HEILBRON *et al.*, 2004; MERDITH *et al.*, 2017).

O arco magmático mais evoluído e mais recente pertencente ao Terreno Oriental é o arco Serra da Bolívia (HEILBRON *et al.*, 2013). Sua evolução ocorreu entre 623 e 590 Ma e seus dados isotópicos indicam uma assinatura menos primitiva ($\epsilon_{Nd(i)} = -8$ a -12) de um arco magmáticos continental com perceptível participação de embasamento mais antigo ($T_{DM} = 1.72 - 2.04$ Ga) em sua formação. Figueiredo & Campos Neto (1993) já correlacionavam o arco Serra da Bolívia (orógeno Ribeira) aos batólitos pertencentes à supersuíte G1 do arco magmático Rio Doce (620 e 586 Ma), perfazendo a atual conexão entre os orógenos Araçuai e Ribeira (HEILBRON *et al.*, 2013; TEDESCHI *et al.*, 2015).

Granitos sin e pós-colisionais (605 - 580 Ma) marcam o fim da atividade de arcos magmáticos no orógeno Ribeira, que culminou no fechamento do Oceano Adamastor há cerca de 580 Ma. Deformação e magmatismo pós colisionais são registrados após a acreção tardia do Terreno Cabo Frio (530 - 510 Ma) ao Terreno Oriental seguido do colapso do orógeno entre 513 e 480 Ma (HEILBRON & MACHADO, 2003; SCHMITT *et al.*, 2004; HEILBRON *et al.*, 2004, 2010, 2013; MERDITH *et al.*, 2017).

Na porção Sul da Província Mantiqueira encontra-se o orógeno Dom Feliciano, cuja evolução de eventos acrecionário e colisionais Neoproterozoicos, entre ~900 e 540 Ma, está registrada em pelo menos três exemplares de arcos magmáticos, com associações ofiolíticas, alojados no Terreno São Gabriel: arco Passinho, arco São Gabriel e arco Dom Feliciano (BABINSKI, M. *et al.*, 1996; HARTMANN *et al.*, 2000; HEILBRON & MACHADO, 2003; HEILBRON *et al.*, 2004; JUNGES, S.L. *et al.*, 2012; PHILIPP *et al.*, 2016).

A evolução tectônica do Terreno São Gabriel se inicia com dois episódios subsequentes de instalação de arcos magmáticos de caráter juvenil com $\epsilon_{Nd(i)}$ positivo (~ +4 a +6) e idade modelo próxima à idade de cristalização (~890 - 750 Ma) (BABINSKI, M. *et al.*, 1996; HARTMANN *et al.*, 2011; MARTIL *et al.*, 2017). Trata-se da instalação de um arco magmático intraoceânico (Passinho), entre 900 e 860 Ma, seguido pelo arco magmático continental São Gabriel, gerador de grande volume de granitos juvenis entre cerca 780 e 700 Ma. Essa evolução resultou no fechamento do oceano Charrua com a consequente colisão oblíqua entre a microplaca Nico Perez e o cráton Rio de La Plata (HARTMANN *et al.*, 2011; LENA *et al.*, 2014; PHILIPP *et al.*, 2016).

O terceiro e último estágio acrecionário, ocorrido entre 690 e 660 Ma, se estruturou com a instalação do arco magmático continental Dom Feliciano, cuja assinatura isotópica é típica de orógeno acrecionário com evidência de forte contaminação crustal.

O estágio sin a pós-colisional do orógeno Dom Feliciano é marcado pela intrusão de leucogranitos do Batólito Pelotas entre 650 e 550 Ma que culminou no fechamento do Oceano

Adamastor e consequente colisão entre o cráton Rio de La Plata e o cráton Kalahari (PHILIPP *et al.*, 2000; HARTMANN *et al.*, 2011; LENA *et al.*, 2014; PHILIPP *et al.*, 2016).

Em todas as províncias Neoproterozoicas do Brasil, estruturadas ao redor do Cráton São Francisco, são identificados episódios de geração de arco magmáticos entre os períodos Toniano (~1000 Ma) e Ediacarano (até ~540 Ma) perfazendo uma longa, complexa e diacrônica história evolutiva para o continente Sul-Americano.

De um modo geral, os arcos magmáticos Tonianos tem maior contribuição juvenil, prevalecendo o tipo intraoceânico. Já os arcos magmáticos Criogenianos-Ediacaranos mostraram uma tendência de se tornarem, ao longo do tempo, progressivamente mais maduros refletindo características isotópicas de assimilação crustal o que evidencia seu caráter continental.

As características geológico-estruturais das províncias que margeiam a costa leste Sul-Americana são correlacionáveis aos sistemas orogênicos do Oeste Africano. A Província Borborema possui continuidade para o NW Africano sendo perfeitamente correlacionáveis à Província da Nigéria (ARTHAUD *et al.*, 2008; BRITO NEVES *et al.*, 2016; MERDITH *et al.*, 2017).

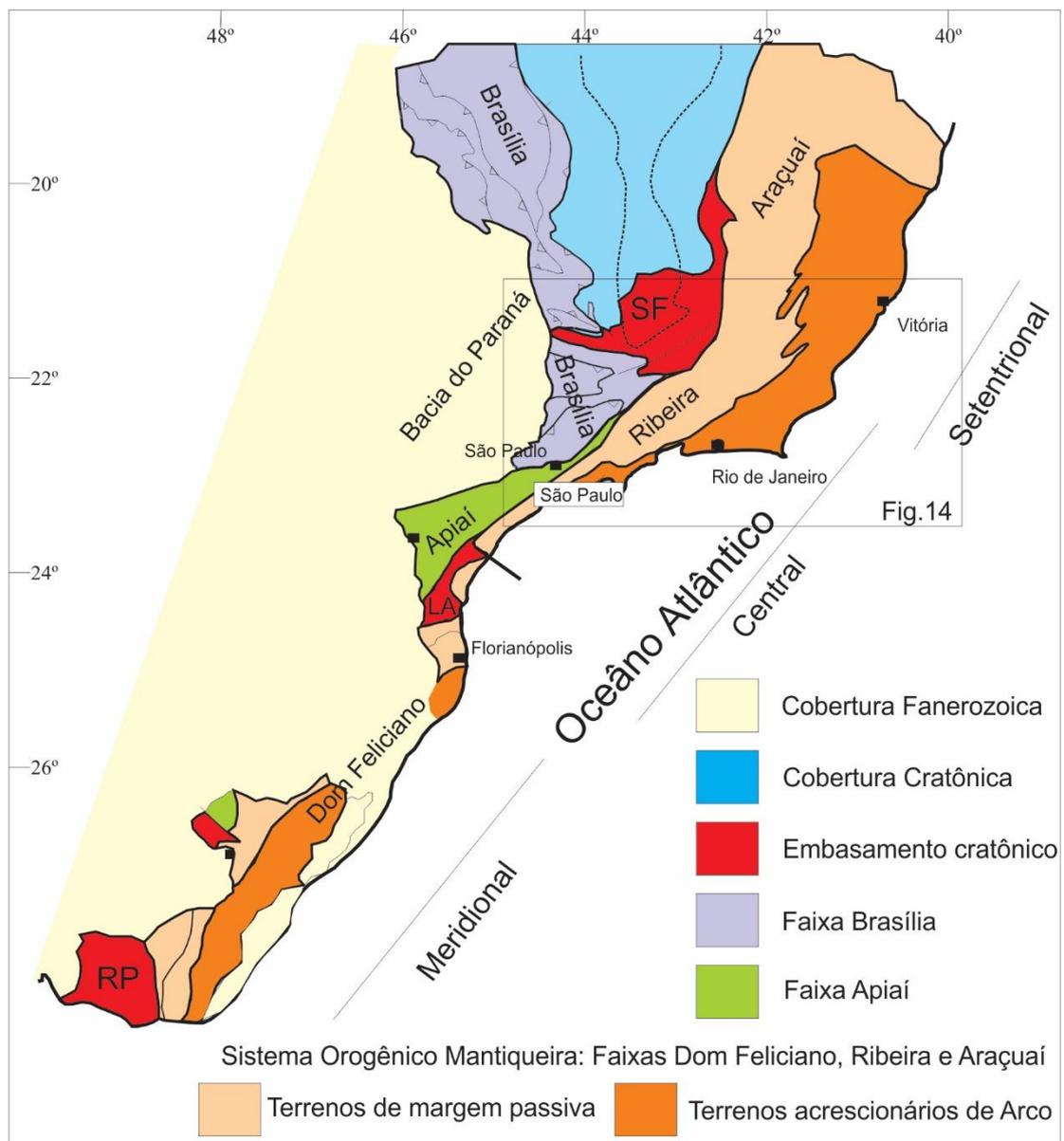
Os correlatos africanos da Província Mantiqueira, orógenos Ribeira-Araçuaí e Dom Feliciano, correspondem, respectivamente, aos sistemas orogênicos Congo Oeste e Kaoko-Gariiep (Figura 12) localizados na margem oeste retrabalhada dos crátons Congo e Kalahari (PEDROSA-SOARES *et al.*, 1998; GRAY *et al.*, 2008; MERDITH *et al.*, 2017).

A combinação de arcos magmáticos Tonianos com os arcos magmáticos mais novos de evolução Criogeniana/Ediacarana nas faixas Neoproterozoicas sugerem mais de 200 milhões de anos de subdução ao redor dos blocos cratônicos mais antigos que compunham o Gondwana Ocidental o que, por sua vez, é o indicativo de um amplo e longo consumo de litosfera oceânica.

4 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Na costa leste da América do Sul estrutura-se a Província Mantiqueira (Figura 13) que se estende do sul da Bahia ao Uruguai (ALMEIDA *et al.*, 1977; ALMEIDA *et al.*, 1981; HEILBRON *et al.*, 2000, 2004a, b) e se instala as margens leste dos crátons São Francisco, Rio de La Plata e com Luiz Alves entre a Faixa Ribeira e Don Feliciano.

Figura 13 - Compartimentação tectônica da Província Mantiqueira.



Legenda: Crátons São Francisco (SF), Luiz Alves (LA) e Rio de La Plata (RP).

Fonte: Heilbron *et al.* (2004a)

A província da Mantiqueira compõe um complexo arcabouço geológico-estrutural que contem os registros evolutivos da América do Sul, ocorrido durante o Neoproterozoico-Cambriano, que culminaram na amalgamação do Supercontinente Gondwana Ocidental (BRITO NEVES, 2003; CORDANI *et al.*, 2000; SCHMITT *et al.* 2004).

Consistem em diversos sistemas orogênicos, com terrenos acrescionários de arco magmático (SENGÖR, 1990) distribuídos em seus segmentos Setentrional (orógeno Araçuaí), Central (orógeno Ribeira) e Meridional (orógenos Don Feliciano) (Figura 13) (HEILBRON *et al.*, 2000, 2004a).

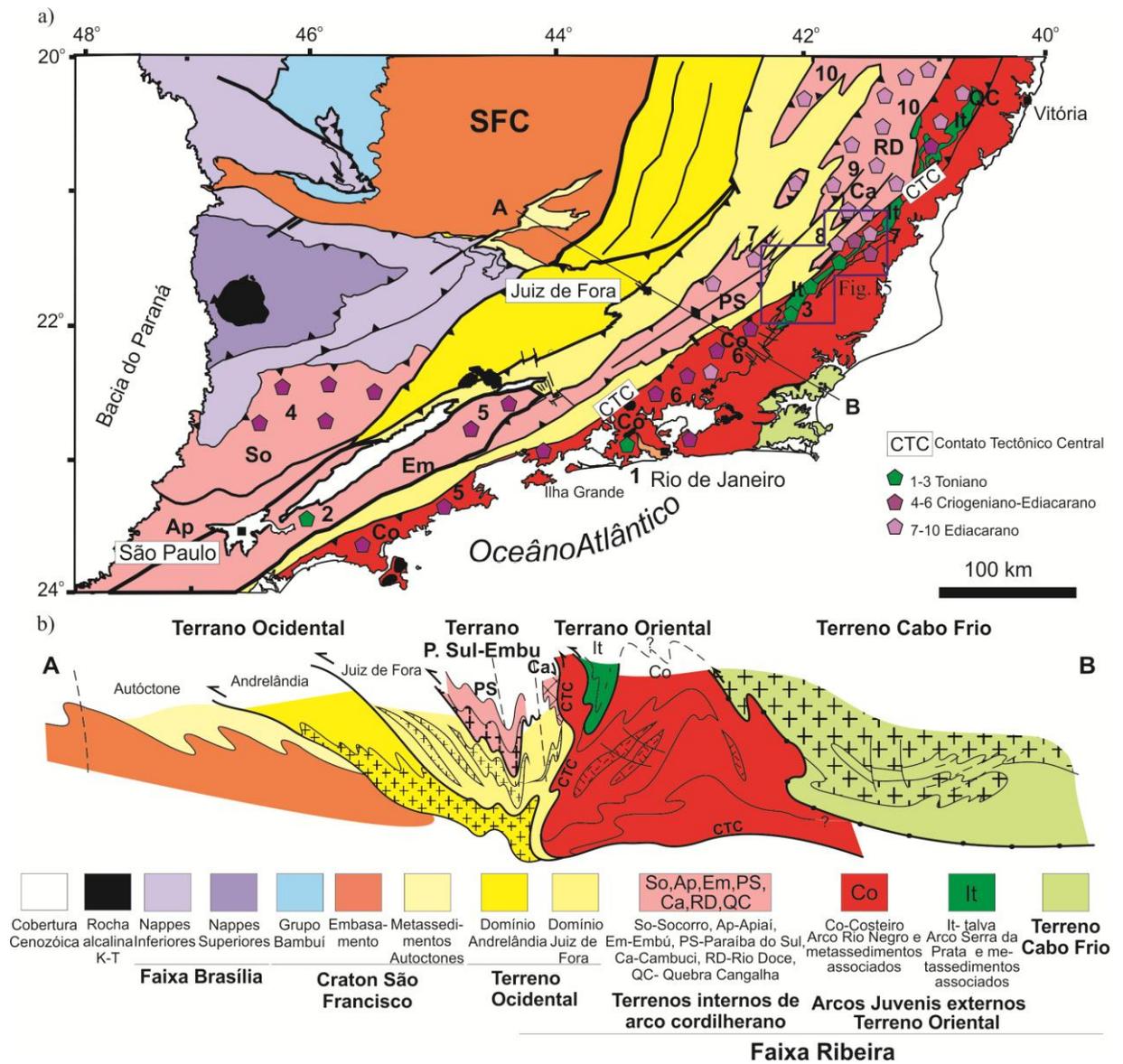
4.1 Organização tectônica da faixa Ribeira

No segmento central da Província Mantiqueira encontra-se o orógeno Ribeira (Figura 14 a), que se estende por 1400 km ao longo da costa Sudeste do Brasil (ALMEIDA *et al.*, 1977; ALMEIDA *et al.*, 1981, HEILBRON *et al.*, 2000, 2004a, b).

O orógeno Ribeira integra uma rede complexa de faixas Neoproterozoicas, amalgamados diacronicamente entre cerca de 840 e 580 Ma. São formadas pelo empilhamento de diversos terrenos imbricados para WNW em direção ao Cráton São Francisco (Figura 14 b) (MACHADO *et al.*, 1996; HEILBRON *et al.*, 2000, 2004, 2008, 2012; TROUW *et al.*, 2000; HEILBRON & MACHADO, 2003; PEIXOTO, 2010). Estes terrenos, discriminados na Figura 14, são os Terrenos Ocidental (margem leste do cráton São Francisco retrabalhada) e os Terrenos Paraíba do Sul - Embu e Oriental que abrangem os arcos magmáticos Neoproterozoico (Rio Negro e Serra da Prata) do orógeno em questão (CORDANI *et al.*, 2002; HEILBRON & MACHADO, 2003; PASSARELLI *et al.*, 2004; TUPINAMBÁ *et al.*, 2012; PEIXOTO, 2010; HEILBRON *et al.*, 2013;).

Há ainda o Terreno Cabo Frio (SCHMITT *et al.*, 2004) e os terrenos mais ao sul, Socorro e Apiaí (CAMPOS NETO, 2000; JANASI & ULBRICH, 1991; JANASI *et al.*, 2001), que completam as unidades tectônicas maiores do orógeno Ribeira.

Figura 14 - Compartimentação tectônica do Segmento Central da Província Mantiqueira.



Legenda: Compartimentação tectônica (a) e seção estrutural (b) do orógeno Ribeira discriminando os terrenos tectônicos e a ocorrência de arcos magmáticos Tonianos, Criogenianos e Ediacaranos.

Fonte: Modificado de Heilbron *et al.* (2004a)

4.2 Subdivisão estrutural do Terreno Oriental

Trabalhos pioneiros realizados por Rosier (1957), Menezes (1973), Oliveira *et al.* (1978), Sad & Donadello (1978), Sad *et al.* (1980), Machado *et al.* (1983) e Sad & Dutra (1988) descrevem o Terreno Oriental como “sequência metassedimentar, intensamente deformada e com fácies metamórfica anfíbolito alto a granulito, variadamente migmatizada e caracteristicamente portadora de rochas charnokíticas, de possível origem ígnea”.

As análises geoquímicas realizadas por Grossi Sad & Dutra (1988) já sugeriam a instalação de zonas de subdução apontando para um ambiente tectônico de retroarco onde a depressão gerada durante a subducção foi entulhada por grauvacas derivadas de granitoides provenientes de zonas continentais montanhosas.

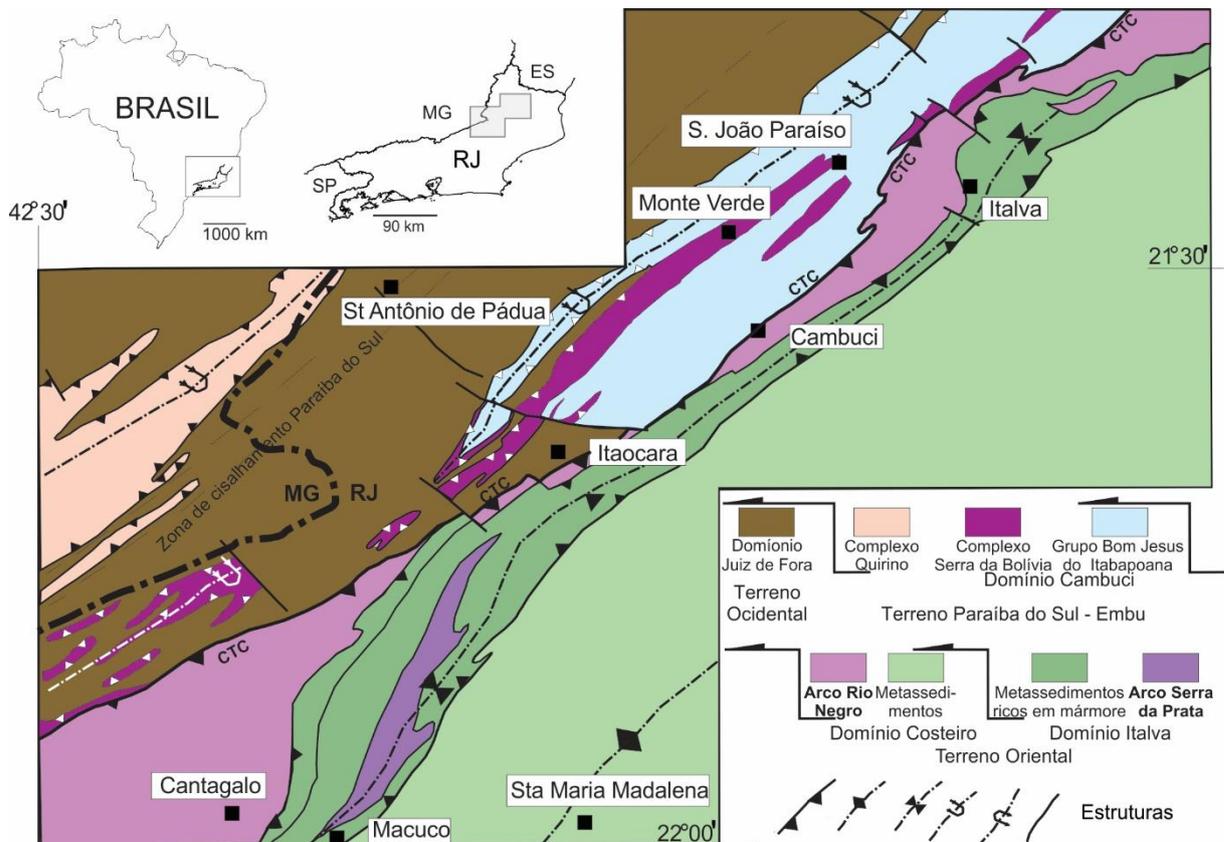
O modelo para a evolução tectônica do Terreno Oriental, o descreve como um complexo de arcos magmáticos alojados em uma cobertura sedimentar de margem passiva, transicionando para uma margem ativa e culminando na sua acreção à margem do paleocontinente São Francisco entre 605 e 560 Ma (HEILBRON *et al.*, 1995; TUPINAMBÁ & HEILBRON, 2000; HEILBRON & MACHADO, 2003; HEILBRON *et al.*, 2003; TUPINAMBÁ *et al.*, 2012; HEILBRON *et al.*, 2013).

Dividido em três domínios estruturais (HEILBRON & MACHADO, 2003), o Terreno Oriental consiste em um conjunto de três arcos magmáticos Neoproterozoicos: a) o arco magmático Serra da Bolívia associado ao Domínio Cambuci (TUPINAMBÁ *et al.*, 2007; HEILBRON *et al.*, 2013); b) o arco magmático Rio Negro alojado no Domínio Costeiro (TUPINAMBÁ *et al.*, 2000b; TUPINAMBÁ *et al.*, 2012) e; c) o complexo Serra da Prata pertencente ao Domínio Italva (PEIXOTO, 2010; PEIXOTO *et al.*, 2017; este trabalho).

Recentemente, o arco Serra da Bolívia, como já mencionados no item 3.4, tem sido correlacionado ao arco magmático Rio Doce do orógeno Araçuaí (granitoide G1, NALINI-JUNIOR *et al.*, 2000, 2005; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2008; HEILBRON *et al.*, 2013; TEDESCHI *et al.*, 2015; DEGLER *et al.*, 2017), bem como ao arco magmático Socorro do orógeno Brasília Sul (HACKSPACHER *et al.*, 2003; CAMPOS NETO, 2000; JANASI *et al.*, 2001), sendo considerados como integrantes do Terreno Paraíba do Sul-Embu (Figura 14 a).

Na Figura 15 estão localizados e identificados os domínios estruturais Costeiro e Italva, nos quais os arcos magmáticos Rio Negro e Serra da Prata, focos desta tese, estão respectivamente inseridos.

Figura 15 - Mapa geológico do Noroeste do Estado do Rio de Janeiro próximo aos limites entre os estados de Minas Gerais e Espírito Santo.



Fonte: Modificado de Heilbron *et al.* (2013).

No Noroeste do estado do Rio de Janeiro, próximo aos limites entre os estados de Minas Gerais e Espírito Santo, Tupinambá *et al.* (2007) descreveram que o Domínio Costeiro cavalga o Domínio Juiz de Fora até as proximidades de Itaocara, onde passa a cavalgar o Domínio Cambuci (Figura 15). Este limite é marcado por uma zona de cisalhamento, CTC - Contato Tectônico Central (ALMEIDA *et al.*, 1998), complexamente redobrada com mergulhos variando de moderados para NW a íngremes para SE (HEILBRON & MACHADO, 2003; HEILBRON *et al.*, 2003).

O Domínio Costeiro compreende sucessões metassedimentares de alto grau metamórfico pertencentes ao Grupo São Fidélis, intrudidas por ortognaisses do arco magmático Rio Negro, bem como por várias gerações de granitoides mais jovens (TUPINAMBÁ & HEILBRON, 2002; HEILBRON & MACHADO, 2003; HEILBRON *et al.* 2003; TUPINAMBÁ *et al.*, 2007, 2012).

O Grupo São Fidélis é constituído por uma unidade basal, composta de sillimanita granada biotita gnaiss em fácies granulito, relativamente homogêneos, e uma unidade superior que consiste em gnaisses pelíticos com lentes de quartzito, calciossilicáticas e

anfíbolitos, ambas são intrudidas por ortognaisses do arco Rio Negro (TUPINAMBÁ *et al.*, 2012; LOBATO *et al.*, 2015).

Estudos de proveniência (LOBATO *et al.*, 2015) identificaram, além das contribuições Paleoproterozoicas e Arqueanas, zircões detríticos Neoproterozoicos (860 - 620 Ma) atribuídos ao complexo Rio Negro e ao complexo Serra da Prata do Domínio Italva.

A distribuição geográfica do arco magmático Rio Negro se estende por mais de 500 Km entre a região serrana do Rio de Janeiro e sul Espírito Santo. Consiste em hornblenda biotita ortognaisses de composição tonalítica, diorítica e gabroica pertencentes a série calcialcalinos de baixo, médio, alto-K, além de associações shoshoníticas (HEILBRON & MACHADO, 2003; TUPINAMBÁ *et al.*, 2012; MARTINS *et al.*, 2016).

A evolução do arco magmático Rio Negro, já mencionada no item 3.4, se inicia com a construção de um arco mais primitivo (intraoceânico a transicional), em torno de 790 Ma, para os membros menos potássicos. Seu período de maior atividade magmática, compreendido entre 630 e 620Ma e com registro finais entre 610 e 605Ma, revela seu progressivo amadurecimento com valores de $\epsilon_{Nd(i)}$ se tornando mais negativos para os membros mais alto-K.

Isso evidencia o aumento do grau de contaminação/assimilação crustal e sua evolução para um arco magmático continentalizado que serviu de área fonte para a deposição do Grupo São Fidélis em sua bacia contemporânea (TUPINAMBÁ *et al.*, 2000, 2012; HEILBRON & MACHADO, 2003; HEILBRON *et al.*, 2004; LOBATO *et al.*, 2015; MERDITH *et al.*, 2017).

O fim da atividade do arco magmático Rio Negro é marcado por granitoides sin e pós-colisionais, que intrudem todas as unidades do Domínio Costeiro, com idades de cristalização registradas entre 605 e 480 Ma (HEILBRON & MACHADO, 2003; LOBATO *et al.*, 2015; MERDITH *et al.*, 2017).

O grande intervalo de tempo registrado para a geração de magma do arco magmático Rio Negro reforça o longo período de subdução e consumo de grande volume de litosfera oceânica durante a estruturação do Gondwana Ocidental.

Sobreposto ao Domínio Costeiro, o Domínio Italva se estende por cerca de 225 Km a partir da porção norte da região serra do estado do Rio de Janeiro seguindo para o estado do Espírito Santo (Figura 14 a). Sua estrutura interna compõe um sinformal com eixo com caimento para NE e superfície axial subvertical. Seu flanco norte é caracterizado por intensa deformação e interdigitação tectônica entre as rochas dos dois domínios (HEILBRON *et al.*, 2003).

O Domínio Italva inclui ortognaisses do Complexo Serra da Prata associados a paragnaisses e a anfibolitos intercalados com mármore calcíticos (MENEZES, 1975) do Grupo Italva, além de intrusões de leucogranito-gnaisses (MACHADO FILHO *et al.*, 1983; SAD & DONADELLO, 1980; HEILBRON & MACHADO, 2003; PEIXOTO, 2008, 2010; PEIXOTO & HEILBRON, 2010).

Os ortognaisses do complexo Serra da Prata, afloram como uma escama superior do Terreno Oriental. Consistem em hornblenda biotita ortognaisse de composição diorítica a tonalítica, frequentemente com enclaves máficos, intercalado com biotita ortognaisse granodiorítico (PEIXOTO, 2010; PEIXOTO & HEILBRON, 2010).

Dados de análises geoquímicas publicadas para anfibolitos do Domínio Italva (SAD *et al.*, 1980; MORAES, 2006; RAGATKY *et al.*, 2007; SAD *et al.*, 1980; SAD & DUTRA, 1988) indicam predominância de rochas toleíticas com assinatura N-MORB e E-MORB e, mais raramente basaltos de arco de ilhas sugerindo um ambiente tectônico de bacia *back-arc*.

Dados geocronológicos publicados por Heilbron & Machado (2003) e Heilbron *et al.* (2012) datam 848 ± 11 Ma para um ortognaisse tonalítico do complexo Serra da Prata e cerca de 860 Ma para um anfibolito intercalado com mármore, respectivamente. Esta última é estimada como a idade mínima para a deposição carbonática do Grupo Italva.

A combinação desses dados demonstra uma evolução tectônica Toniana para o Domínio Italva, em ambiente de subdução, precedendo o desenvolvimento do Domínio Costeiro e a evolução do arco magmático Rio Negro (PEIXOTO, 2010; PEIXOTO & HEILBRON, 2010; HEILBRON *et al.*, 2012, 2013).