



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciência

Faculdade de Geologia

Felipe Corrales Fernández Pereira

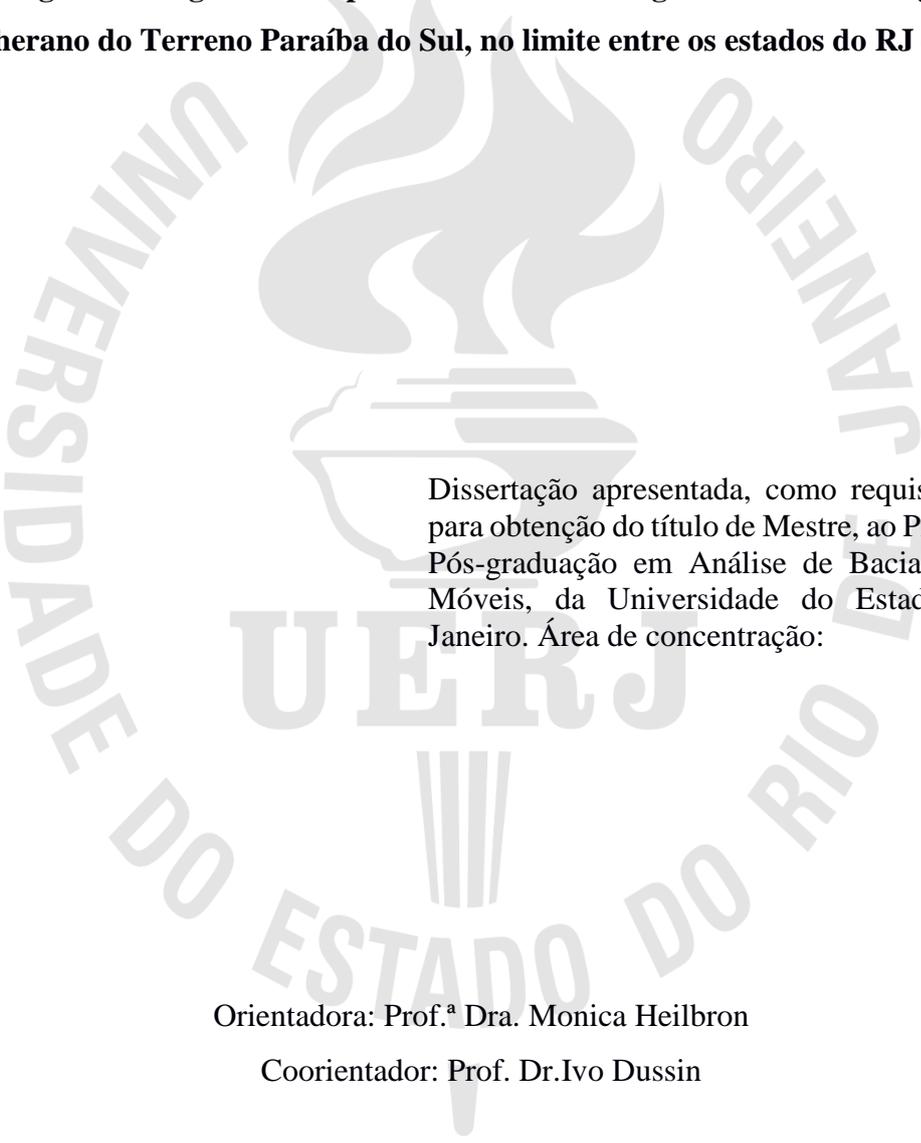
**Geologia e geocronologia do Complexo Marceleza: vestígios de um arco
magmático cordilherano do Terreno Paraíba do Sul, no limite entre os
estados do RJ e MG**

Rio de Janeiro

2015

Felipe Corrales Fernández Pereira

Geologia e geocronologia do Complexo Marceleza: vestígios de um arco magmático cordilherano do Terreno Paraíba do Sul, no limite entre os estados do RJ e MG



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

Orientadora: Prof.^a Dra. Monica Heilbron

Coorientador: Prof. Dr. Ivo Dussin

Rio de Janeiro
2015

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

P436 Corrales, Felipe Fernández Pereira.
Geologia e geocronologia do Complexo Marceleza:
vestígios de um marco magmático cordilherano do Terreno
Paraíba do Sul, no limite entre os Estados do RJ e MG / Felipe
Corrales Fernández Pereira. – 2015.
142 f. : il.

Orientadora: Mônica Heilbron.
Co-orientador: Ivo Dussin.
Dissertação (Mestrado) - Universidade do Estado do Rio de
Janeiro, Faculdade de Geologia.
Bibliografia.

1. Tempo geológico – Teses. 2. Geologia estrutural – Rio
de Janeiro (Estado) – Teses. 3. Geologia estrutural – Minas
Gerais – Teses. 4. Petrologia – Rio de Janeiro (Estado) – Teses.
5. Petrologia – Minas Gerais – Teses. 6. Geoquímica – Teses.
I. Heilbron, Mônica. II. Dussin, Ivo. III. Universidade do
Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. III. Título.

CDU 550.93(815.3+815.1)

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

Assinatura

Data

Geologia e geocronologia do Complexo Marceliza: vestígios de um arco magmático cordilherano do Terreno Paraíba do Sul, no limite entre os estados do RJ e MG

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

Aprovada em 30 de março de 2015.

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Monica Heilbron

Faculdade de Geologia – UERJ

Coorientador : Prof. Dr. Ivo Dussin

Faculdade de Geologia – UERJ

Banca Examinadora:

Prof^a. Dr^a. Monica Heilbron (Orientadora)

Faculdade de Geologia – UERJ

Prof^o. Dr^o. Mauro Cesar Geraldes

Faculdade de Geologia da UERJ

Prof^o. Dr^o. Antonio Carlos Pedrosa Soares

Universidade Federal de Minas Gerais

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer minha orientadora Dra. Monica Heilbron por todo seu trabalho desde a graduação até o final deste mestrado com as inúmeras discussões geológicas sobre a área,

Ao meu co-orientador Dr. Ivo Dussin, pelos inúmeros cafezinhos e sua ajuda com os dados geocronológicos,

Aos professores de geologia da UERJ, em especial o professor Dr. Mauro Geraldês, por todo seu apoio ao longo do curso de geologia e mestrado,

À Faculdade de Geologia e a todos os funcionários, em especial ao pessoal do LGPA, pela preparação das amostras e aos motoristas que fizeram parte da logística do campo.

À Minha família e a minha companheira Bru que sempre estiveram presentes e incentivaram o trabalho,

Aos amigos pelos momentos de descontração,

À Capes pelo financiamento deste mestrado através de uma bolsa de estudo,

À todos que contribuíram direta e indiretamente para o desenvolvimento e conclusão deste trabalho.

A dúvida é o princípio da sabedoria

Aristóteles

RESUMO

Corrales, Felipe Corrales Fernández Pereira. *Geologia e geocronologia do Complexo Marceleza*: vestígios de um marco magmático cordilherano do Terreno Paraíba do Sul, no limite entre os Estados do RJ e MG. 2015. 144 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015.

O objetivo deste estudo é caracterizar as rochas básica à intermediárias do Complexo Marceleza através de petrografia, litogeoquímica e geocronologia. As rochas do Complexo Marceleza estão inseridas no Cinturão Ribeira, na porção noroeste do Estado do Rio de Janeiro na fronteira com o Estado de Minas Gerais. O Complexo Marceleza é representado por gabros, dioritos e monzonitos metamorfisados que intrudiram os ortognaisses Paleoproterozóicos (Complexo Quirino) do Terreno Paraíba do Sul/Embú. Paragêneses metamórficas destas rochas exibem condições de fácies anfibolito superior à granulito. Dados petrográficos e geoquímicos sugerem que estas rochas ígneas pertenciam a uma série cálcio-alcalina à shoshonítica. A partir destes dados, foi realizada uma subdivisão em três grupos cálcio-alcálicos, um com assinatura de médio potássio e dois com características de potássio elevadas, e um com assinatura shoshonítica. Os elementos maiores, menores e traço, incluindo os ETR confirmam essa subdivisão. Os *spidergrams* de ETR e outros diagramas tectônicos discriminatórios sugerem fortemente que essas rochas foram geradas em ambientes de arcos magmáticos. Análises U-Pb realizadas em zircão por LA-MC- ICPMS nestas rochas forneceram idades de cristalização entre ca. 618 a 600 Ma, com um alto grau metamórfico registrado em ca. 582 a 572 Ma. Nos últimos anos, pelo menos, três novos arcos magmáticos foram descritos na literatura como pertencentes ao cinturão orogênico Neoproterozóico do sudeste do Brasil. Estes arcos magmáticos estão localizados no Terreno Oriental deste cinturão. Eles mostram assinaturas geoquímicas e geocronológicas consistentes com um ambiente tectônico mais primitivo, evoluindo de um ambiente intra-ocênico ao cordilherano. Por outro lado, a ocorrência de outros arcos magmáticos sobre o Terreno Ocidental, como o Complexo Serra da Bolívia, apontam configurações cordilheranas, com significativa contribuição do embasamento Paleoproterozóico. Além disso, o Complexo Serra da Bolívia tem sido citado na literatura como correlato aos arcos magmáticos do Socorro e Galiléia/Rio Doce localizados no sul das Faixa Ribeira e Araçuaí, respectivamente. Os novos dados apresentados indicam forte semelhança entre as rochas do Complexo Marceleza com as rochas relacionadas do Complexo Serra da Bolívia. A localização desta nova associação, ao sul dos anteriormente descritos arcos do Rio Doce e da Serra da Bolívia favorece fortemente a correlação com os arcos cordilheranos localizados nos terrenos Embú e Socorro. Finalmente, como estas rochas têm uma posição estratégica na região mais ocidental entre os arcos cordilheranos do sistema orogênico Araçuaí-Ribeira, os novos dados contribuem para a evolução tectônica do segmento ocidental do supercontinente Gondwana.

Palavras-chave: Gondwana Ocidental. Faixa Ribeira. Suite Marceleza. Geocronologia. Arco magmático cordilherano. Terreno Paraíba do Sul.

ABSTRACT

Corrales, Felipe Corrales Fernández Pereira. *Geology and geochronology of Marceleza complex: remains of a cordilheran magmatic arc on the Paraíba do Sul terrain, on the boundary of the states of Rio de Janeiro and Minas Gerais*. 2015. 144 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015.

The purpose of this study is to characterize the basic to intermediate rocks of the Marceleza Complex through petrography, litho geochemistry and geochronology. The rocks of the Marceleza complex are inserted in the Ribeira Belt, at the northwest portion of the State of Rio de Janeiro and at the border of the Minas Gerais State. The Marceleza Complex is represented by metamorphosed gabbros, diorites and monzonites that intruded the Paleoproterozoic orthogneisses (Quirino Complex) of the Paraíba do Sul/Embú Terraine. Metamorphic parageneses of the country rocks display conditions of the upper amphibolite to granulite facies. Petrographic and geochemical data suggest that these igneous rocks belonged to calcalkaline to shoshonitic series. They were tentatively subdivided into three calcalkaline groups, one with medium potassium signature and two with high potassium characteristics, and one with shoshonitic signature. The major, minor and trace elements including the REE confirm this subdivision. The REE spidergrams and other tectonic discriminant diagrams strongly suggest that these rocks were generated in magmatic arc settings. LA-MC-ICPMS U-Pb analyses performed in zircons of these rocks provided crystallization ages of between ca. 618 to 500 Ma, with a high grade metamorphic overprint of ca. 582 to 572 Ma. In the recent years, at least three new magmatic arcs were described in the Neoproterozoic orogenic belt in southeastern Brazil. These magmatic arcs are located in the Oriental Terrain of the belt. They show geochemical signatures and geochronological consistent with a more primitive tectonic setting, evolving from an intra-oceanic environment to cordilleran environment. On the other hand, the occurrence of other magmatic arcs over the Ocidental Terrain, as the Serra da Bolívia Complex, point to cordilleran settings, with significant Paleoproterozoic basement contribution. Moreover, the Serra da Bolívia Complex has been cited in the literature as correlate to the magmatic arc of Socorro and Galiléia/Rio Doce located at the southern of the Ribeira belt and Araçuaí belt respectively. The new data presented indicate strong similarity between the rocks of Marceleza Complex with rocks related to Serra da Bolívia Complex. The location of this new association, south of the previously described Rio Doce and Serra da Bolívia Arcs strongly favours the correlation of the cordilleran arcs located at the Embú and Socorro terranes. Finally, as these rocks have a strategic position in the more occidental cordilleran arcs of the Araçuaí-Ribeira orogenic system, the new data contribute to the tectonic evolution of the western segment of the Gondwana Supercontinent

Keywords: Western Godwana. Ribeira Belt. Marceleza Suite. Geochronology. Magmatic arc. Paraíba do Sul Terrain.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.2.1	Mapa do Estado do Rio de Janeiro.....	19
Figura 1.2.2	Mapa rodoviário ilustrando o trajeto entre as cidades do Rio de Janeiro - Miracema.....	20
Figura 3.1.1	Mapa tectônico da América do Sul.....	25
Figura 3.2.1	Subdivisão do sistema orogênico Mantiqueira.....	27
Figura 3.2.2	Localização dos orógenos do Sistema Orogrênico Mantiqueira no contexto do Gondwana Ocidental.....	28
Figura 3.3.1.1	A Figura ilustra a correlação entre as propostas de subdivisão da Faixa Ribeira.....	30
Figura 3.3.1.2	Seção estrutural composta do Orógeno Ribeira com a relação entre os diferentes terrenos e domínios estruturais.....	32
Figura 3.5.1	Mapa tectônico do Segmento central do Sistema Orogrênico Mantiqueira.....	37
Figura 3.9.1	Evolução do Orógeno Ribeira.....	42
Figura 4.1.1	Mapa geológico esquemático e secção geológica da área de estudo.....	45
Figura 4.2.2.2.1	Tipos de afloramentos característicos do Complexo Marceleza.....	53
Figura 4.2.2.2.2	Contato entre as rochas do Complexo Quirino com as rochas do Complexo Marceleza.....	54
Figura 4.2.2.2.3	Mapa esquemático representando a presença de bolsões e injeções graníticas da Suite Bonfim nas rochas do Complexo Marceleza.....	55
Figura 4.2.2.2.4	Mapa esquemático representando a variação granulométricas das rochas do Complexo Marceleza.....	56
Figura 4.2.2.2.5	Ilustração esquemática da distribuição dos grupos geoquímicos por Peccerillo & Taylor, 1976, classificação geoquímica segundo Cox et al., 1979; Middlemost 1974, 1985, fotos macroscópicas e microscópicas e classificação petrográfica modal (Streckeisen, 1976)	57
Figura 4.2.2.2.6	Imagem em microscópio de luz polarizada de texturas metamórficas.....	59

Figura 5.1.1	Mapa de distribuição das rochas da Complexo Marceleza coletadas para análises geoquímicas e geocronológicas.....	62
Figura 5.2.1	Diagramas geoquímicos classificatórios das rochas da Complexo Marceleza.....	63
Figura 5.2.2	Diagramas geoquímicos classificatórios das rochas da Complexo Marceleza.....	64
Figura 5.2.3	Mapa de distribuição espacial das series geoquímicas das rochas da Complexo Marceleza.....	66
Figura 5.3.1.1	Diagramas multielementares binários de Harker (1909), SiO ₂ versus elementos maiores, das rochas da Complexo Marceleza.	68
Figura 5.3.2.1	Diagramas multielementares binários de Harker (1909), SiO ₂ versus elementos menores, das rochas da Complexo Marceleza.....	71
Figura 5.4.1	Aranhogramas dos elementos terras raras normalizados a partir do condrito de Boynton (1984) das rochas da Complexo Marceleza.....	73
Figura 5.5.1	Diagramas de ambientes tectônicos das rochas da Complexo Marceleza.....	74
Figura 5.5.2	Diagramas de ambientes tectônicos das rochas da Complexo Marceleza.....	75
Figura 6.5.1.1.1	Características macroscópicas da amostra MI-BR-09 e detalhes em lupa binocular das frações dos zircões.....	82
Figura 6.5.1.1.2	Representação do <i>mount</i> e imagem de cadodoluminescência dos grãos da amostra MI-BR-09.....	84
Figura 6.5.1.1.3	Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão com características texturais.....	85
Figura 6.5.1.2.1	Diagrama da concórdia com a distribuição das elipses da amostra MI-BR-09.....	87
Figura 6.5.1.2.2	Características texturais dos grãos e diagrama da concórdia amostra MI-BR-09.....	89
Figura 6.5.1.2.3	Características texturais dos grãos e diagrama da concórdia amostra MI-BR-09.....	91
Figura 6.5.2.1.1	Características macroscópicas da amostra MI-BR-56 e detalhes em lupa binocular das frações dos grãos de zircão.....	93

Figura 6.5.2.1.2	Representação do <i>mount</i> e imagem de cadodoluminescência dos grãos da amostra MI-BR-56.....	94
Figura 6.5.2.1.3	Imagens de catodolumenescência dos grãos de zircão com características texturais.....	95
Figura 6.5.2.2.1	Diagrama da concórdia com a distribuição das elipses da amostra MI-BR-56.....	96
Figura 6.5.2.2.2	Características texturais dos grãos e diagrama da concórdia amostra MI-BR-56.....	99
Figura 6.5.2.2.3	Características texturais dos grãos e diagrama da concórdia amostra MI-BR-56.....	101
Figura 6.5.3.1.1	Características macroscópicas da amostra MI-BR-55 e detalhes em lupa binocular das frações dos zircões.....	103
Figura 6.5.3.1.2	Representação do <i>mount</i> e imagem de cadodoluminescência dos grãos da amostra MI-BR-55.....	104
Figura 6.5.3.1.3	Imagens de catodolumenescência dos grãos de zircão da amostra MI-BR-55 com características texturais.....	105
Figura 6.5.3.2.1	Diagrama da concórdia com a distribuição das elipses da amostra MI-BR-55.....	107
Figura 6.5.3.2.2	Características texturais dos grãos e diagrama da concórdia amostra MI-BR-55.....	109
Figura 6.5.3.2.3	Características texturais dos grãos e diagrama da concórdia amostra MI-BR-55.....	111
Figura 6.5.4.1.1	Características macroscópicas da amostra MI-BR-08 e detalhes em lupa binocular das frações dos zircões.....	113
Figura 6.5.4.1.2	Representação do <i>mount</i> e imagem de cadodoluminescência dos grãos da amostra MI-BR-08.....	114
Figura 6.5.4.1.3	Imagens de catodolumenescência dos grãos de zircão com características texturais.....	115
Figura 6.5.4.2.1	Diagrama da concórdia com a distribuição das elipses da amostra MI-BR-08.....	117
Figura 6.5.4.2.2	Características texturais dos grãos e diagrama da concórdia amostra MI-BR-08.....	119

Figura 7.1.1.1.1	Distribuição de amostras dos Complexos Serra da Bolívia e Complexo Marceleza em diagramas classificatórios comparativos (TAS Middlemost 1994).....	123
Figura 7.1.1.1.2	Localização dos Complexos Serra da Bolívia e Complexo Marceleza com a distribuição destas amostras em diagramas classificatórios comparativos. (AFM, Irvine & Baragar, 1971; álcalis <i>versus</i> sílica (Peccerillo & Taylor, 1976).....	124
Figura 7.1.1.1.3	Distribuição de amostras dos Complexos Serra da Bolívia e Complexo Marceleza em diagramas classificatórios tectônicos ($R_1 \times R_2$ Batchelor + Bowden 1985).....	125
Figura 7.1.1.1.4	Distribuição de amostras dos Complexos Serra da Bolívia e Complexo Marceleza em diagramas classificatórios tectônicos (Pearce et al., 1984).....	126
Figura 7.1.1.1.5	Distribuição de amostras dos Complexos Serra da Bolívia e Complexo Marceleza em aranhogramas de ETR normalizados por condrito (Boynton, 1984).....	127
Figura 7.1.1.2.1	Proposta de evolução tectônica, englobando os três arcos magmáticos do segmento central da Faixa Ribeira e sua conexão com a Faixa Araçuaí (modificado de Heilbron et al., 2013).....	130

LISTA DE QUADROS

Quadro 5.2.1	Quadro demonstrativo da divisão dos grupos geoquímicos, dos teores de K_2O % e SiO_2 % para cada grupo e respectivos litotipos.....	65
Quadro 5.3.1.1	Quadro de análises geoquímicas de elementos maiores para os grupos geoquímicos propostos para as rochas da Complexo Marceleza.....	67
Quadro 5.3.2.1	Quadro de análises geoquímicas de elementos menores para os grupos geoquímicos propostos para as rochas da Complexo Marceleza.....	70
Quadro 5.4.1	Quadro de análises geoquímicas de elementos terras raras leves e pesados para grupos geoquímicos propostos para as rochas da Complexo Marceleza.....	72
Quadro 6.5.1.2.1	Quadro de dados U-Pb LA-MC-ICP-MS para Amostra MI-BR-09, para 10 grãos de zircão analisados.....	88
Quadro 6.5.1.2.2	Quadro de dados U-Pb, LA-MC-ICP-MS para Amostra MI-BR-09, para 15 grãos de zircão analisados.....	90
Quadro 6.5.2.2.1	Quadro de dados U-Pb LA-MC-ICP-MS da amostra MI-BR-56, para 15 grãos de zircão analisados.....	98
Quadro 6.5.2.2.2	Quadro de dados U-Pb LA-MC-ICP-MS da amostra MI-BR-56, para 20 grãos de zircão analisados.....	100
Quadro 6.5.3.2.1	Quadro de dados U-Pb LA-MC-ICP-MS da amostra MI-BR-55, para 09 grãos de zircão analisados.....	108
Quadro 6.5.3.2.2	Quadro de dados U-Pb LA-MC-ICP-MS da amostra MI-BR-55, para 26 grãos de zircão analisados.....	110
Quadro 6.5.4.2.1	Quadro de dados U-Pb LA-MC-ICP-MS da amostra MI-BR-08, para 22 grãos de zircão analisados.....	118
Quadro 7.1.1	Quadro esquemático com grupos geoquímicos e idades U-Pb.....	122

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO.....	16
1	OBJETIVOS, LOCALIZAÇÃO, ASPECTOS FÍSIOGRÁFICOS E RELEVO.....	16
1.1	Objetivos.....	16
1.2	Localização da área e acesso.....	18
1.3	Aspectos fisiográficos e de ocupação humana.....	20
1.4	Relevo.....	21
2	METODOLOGIA.....	22
2.1	Síntese das etapas metodológicas realizadas.....	22
2.2	Apresentação dos capítulos subsequentes.....	24
3	GEOLOGIA REGIONAL.....	25
3.1	Introdução.....	25
3.2	A Província Mantiqueira.....	26
3.3	Compartimentação da Faixa Ribeira: breve histórico.....	29
3.3.1	Propostas idealizadas para Faixa Ribeira.....	29
3.4	Compartimentação da Faixa Araçuaí : breve histórico.....	34
3.4.1	Propostas idealizadas para Faixa Ribeira Araçuaí.....	35
3.5	Unidades litoestratigráficas dos Terrenos Ocidental e Paraíba do Sul/Embú na região estudada.....	36
3.6	Geologia estrutural: estágios de deformação descritos nos Terrenos Ocidental e Paraíba do Sul/Embú.....	38
3.7	Pulsos Metamórficos nos Terrenos Ocidental e Paraíba do Sul/Embú.....	39
3.8	Magmatismo Neoproterozóico.....	40
3.9	Evolução Tectônica.....	41
4	GEOLOGIA DA ÁREA ALVO.....	44
4.1	Introdução e base de dados.....	44
4.2	Unidades Litoestratigráficas.....	46
4.2.1	Unidades aflorante do Terreno Ocidental.....	46
4.2.1.1	Complexo Juiz de Fora.....	46
4.2.1.2	Grupo Andrelândia.....	48

4.2.1.3	Suíte Bonfim.....	50
4.2.2	Terreno Paraíba do Sul/Embú.....	51
4.2.2.1	Complexo Quirino.....	51
4.2.2.2	Complexo Marceleza.....	53
5	GEOQUÍMICA.....	61
5.1	Introdução.....	61
5.2	Classificação litogeoquímica.....	62
5.3	Diagramas de Harker.....	66
5.3.1	Elementos Maiores.....	66
5.3.2	Elementos Menores e Traços.....	69
5.4	Elementos Terras Raras (ETR).....	71
5.5	Ambientação tectônica.....	74
6	GEOCROLOGIA.....	77
6.1	Introdução.....	77
6.2	Preparação das amostras.....	78
6.3	Metodologia U-Pb Utilizada.....	79
6.4	Critérios para utilização de dados.....	80
6.5	Resultados obtidos.....	81
6.5.1	Amostra MI-BR-09.....	81
6.5.1.1	Características macroscópica e morfologia dos grãos de zircão.....	81
6.5.1.2	Resultados Isotópicos da amostra MI-BR-09.....	86
6.5.2	Amostra MI-BR-56.....	92
6.5.2.1	Características macroscópica e morfologia dos grãos de zircão.....	92
6.5.2.2	Resultados isotópicos da amostra MI-BR-56.....	96
6.5.3	Amostra MI-BR-55.....	102
6.5.3.1	Características macroscópica e morfologia dos grãos de zircão.....	102
6.5.3.2	Resultados isotópicos da Amostra MI-BR-55.....	106
6.5.4	Amostra MI-BR-08.....	112
6.5.4.1	Características macroscópica e morfologia dos grãos de zircão.....	112
6.5.4.2	Resultados Isotópicos da amostra MI-BR-08.....	116
7	RESULTADOS OBTIDOS, CONCLUSÕES E DISCUSSÕES.....	120
7.1	Interpretação petrológica, geoquímica, geocronológica e geotectônica do Complexo Marceleza.....	120

7.1.1	Evolução geotectônica do Complexo Marceleza no Contexto Regional.....	123
7.1.1.1	Complexo Marceleza e a Faixa Ribeira.....	123
7.1.1.2	Complexo Marceleza e a Província da Mantiqueira.....	128
	REFERÊNCIAS.....	131

INTRODUÇÃO

A noroeste do Estado do Rio de Janeiro, na fronteira com o Estado de Minas Gerais, nas proximidades da cidade de Miracema - RJ afloram rochas máficas ortoderivadas, em um corpo plutônico de extensão quilométrica, estirado na direção NE-SW, denominado Complexo Marceleza. Este Complexo está inserido no sistema orogênico da Província Mantiqueira, no segmento setentrional da Faixa Ribeira, e representa o objeto de estudo desta dissertação de mestrado.

1 OBJETIVOS, LOCALIZAÇÃO, ASPECTOS FISIOGRAFICOS E RELEVO

1.1 Objetivos

Esta dissertação de mestrado teve como objetivo o entendimento das rochas do Complexo Marceleza buscando compreender a evolução geológica e geotectônica desta Unidade, utilizando ferramentas geológicas, geoquímicas e geocronológica pelo método U-Pb. Adicionalmente, procedeu-se a comparação entre as rochas do Complexo Marceleza com os dados obtidos para outros arcos magmáticos de características similares na Faixa Ribeira e Faixa Araçuaí.

As rochas do Complexo Marceleza fazem parte de uma complexa evolução geotectônica, que se inicia durante o final da Era Neoproterozóica com o processo de amalgamação do Supercontinente Gondwana Ocidental (ALMEIDA 1977; TROMPETTE et al., 1993; CAMPOS NETO, 2000; TROUW et al., 2000; HEILBRON et al., 2000). Neste processo ocorre a convergência entre ao menos quatro grandes blocos cratônicos (Crátons: Amazônico, Rio de la Plata, São Francisco-Congo e Kalahari). Esta etapa de convergência litosférica possivelmente envolveu também a colisão entre outras microplacas e/ou microcontinentes, assim como a formação de diversos tipos de arcos magmáticos.

Esta colagem resultou na formação de orógenos diácronos, representados por diversas faixas orogênicas localizadas entre os blocos cratônicos colididos (ALMEIDA et al., 1981; TROMPETTE et al., 1993; CAMPOS NETO, 2000; TROUW et al., 2000; HEILBRON

et al., 2000, 2008; GOSCOMBE et al., 2003, 2005). A Província Mantiqueira do lado do Brasil, engloba orógenos que estendem desde o Uruguai ao Sul da Bahia, na América do Sul, e na África da cidade do Cabo, na África do Sul ao Gabão (ALMEIDA 1977; ALMEIDA et al., 2000; CAMPOS NETO, 2000; TROUW et al., 2000; HEILBRON et al., 2000, 2008; GOSCOMBE et al., 2003, 2005), compondo o sistema Brasileiro-Panafricano. Este grande episódio tectônico se estende desde o final do Neoproterozóico até o começo do Cambriano, finalizando com o episódio de granitogênese pós-colisional durante o Ordoviciano (BRITO NEVES et al., 1999; CAMPOS NETO, 2000; HEILBRON et al., 2000).

Na região sudeste do Brasil o principal sistema orogênico edificado durante o evento Brasileiro-Panafricano foi a Província Mantiqueira (ALMEIDA, 1969; ALMEIDA et al., 2000). A Faixa Ribeira constitui uma das faixas orogênicas desta Província (ALMEIDA, 1977; ALMEIDA et al., 1981; BRITO NEVES et al., 1999; CAMPOS NETO, 2000; TROUW et al., 2000; HEILBRON et al., 2004, 2008), sendo correlacionada com o cinturão do Oeste Congo, em Angola, e o cinturão Kaoko, na Namíbia (PEDROSA-SOARES et al., 1998; GRAY et al., 2008), ambos localizados no continente Africano.

Durante os últimos anos, novos arcos magmáticos foram identificados e caracterizados ao longo das faixas orogênicas do Gondwana Ocidental (PIMENTEL and FUCHS et al., 1992; BABINSKI et al., 1996; PIMENTEL et al., 2000; JOHNSON et al., 2003; MEERT, 2001, 2003; STERN, 2002; NALIN-JUNIOR et al., 2000, 2005; HARGROVE et al., 2006; PEDROSA SOARES et al., 2008; TUPINAMBÁ et al., 2000, 2012; BASEI et al., 2008). Estes novos estudos favoreceram a interpretação de um modelo mais dinâmico envolvendo subducção de placas oceânicas, geração de arcos magmáticos e episódios colisionais (HEILBRON et al., 2013).

Na Faixa Ribeira três novos magmáticos Neoproterozoicos já foram identificados. Na porção oriental desta faixa, os arcos dos Complexos Rio Negro e Serra da Prata apresentam assinaturas geoquímicas e geocronológicas relacionados a um ambiente tectônico mais primitivo, evoluindo desde intra oceânico para um ambiente cordilherano (TUPINAMBÁ et al., 2000; HEILBRON 2004, 2008; PEIXOTO & HEILBRON, 2010). Em contrapartida o Complexo Serra da Bolívia representa a ocorrência de um arco magmático mais interior no cinturão orogênico de idade Ediacariana. Apresenta assinatura de rochas de arcos cordilheranos com significativa contribuição do embasamento Paleoproterozóico (HEILBRON et al., 2013).

Durante os primeiros trabalhos de campo realizados na área alvo, as rochas do Complexo Marceiza foram descritas como pertencentes ao Complexo Juiz de Fora, de idade Paleoproterozóica, retrabalhada pelo metamorfismo granulítico no Ciclo Brasileiro.

No entanto, os primeiros estudos geocronológicos indicaram idades de cristalização Ediacariana para estas rochas, sendo então realizado um estudo morfológico dos grãos de zircão, para o entendimento da relação das texturas com as idades obtidas. Para tal, também foram realizados estudos litogeoquímicos em 39 amostras coletadas, como o objetivo de separar possíveis grupos (suítes magmáticas) com base em suas afinidades geoquímicas.

Ao final da caracterização geológica, geoquímica e geocronológica, as rochas do Complexo Marceleza foram comparadas com unidades geológicas correlatas, descritas como um arco magmático cordilherano no Complexo Serra da Bolívia (HEILBRON et al., 2013). Abrindo ainda as discussões sobre a possível continuidade de correlação destas rochas com outras unidades plutônicas típicas de arcos magmáticos cordilheranos, com idades ediacarianas descritos por Noce et al., 2006; Figueiredo 2009; Pedrosa Soares et al., 2008 e Novo et al., 2010, como por exemplo com os granitoides do Grupo Rio Doce na Faixa Araçuaí.

A correlação entre os novos arcos magmáticos cordilheranos do final do Neoproterozóico, descritos na Faixa Ribeira e na Faixa Araçuaí podem contribuir com importantes informações a respeito de uma zona carente de informações geológicas na região setentrional limítrofe entre estes orógenos. Estas rochas apresentam posição estratégica na porção central da amalgamação do Gondwana Ocidental e quando bem compreendidas, em termos evolutivos, através de geologia, geoquímica e geocronologia, contribuem na reconstrução da paleogeografia e evolução geotectônica do antigo supercontinente Gondwana.

1.2 Localização da área e acesso

A área de estudo compreende parte dos municípios de Miracema e Palma, situados na porção noroeste do Estado do Rio de Janeiro próximo ao limite com o Estado de Minas Gerais, na região sudeste do Brasil. (Figura 1.2.1).

A área alvo está localizada nas folhas topográficas Miracema (SF-23-X-D-VI) e Palma (SF-23-X-D-III) englobando uma área de estudo de 22 Km².

Figura 1.1 – Mapa do Estado do Rio de Janeiro



Fonte : Centro de Informações e Dados do Estado do Rio de Janeiro - CIDE, ano 2006.

A rodovia federal Washington Luiz é a principal via de acesso para a área, ligando o Rio de Janeiro a cidade de Teresópolis, a partir da qual se toma a rodovia federal BR-116 até a cidade de Além Paraíba, já localizada no Estado de Minas Gerais. A seguir tomamos a rodovia BR-393 que segue até o município de Pirapetinga, ainda no Estado de Minas Gerais, onde se deve tomar a rodovia RJ-186, novamente no Estado do Rio de Janeiro até a cidade de Miracema, que dista 268km da cidade do Rio de Janeiro. (Figura 1.2.2).

O território está na maior parte modificado pela ação antrópica, com a Mata Atlântica original restrita a parques e reservas florestais correspondentes a menos de 10% de seu tamanho original. A vegetação caracteriza-se por campos herbáceos e zonas arbustivas além de árvores de médio porte.

A Bacia do Rio Paraíba do Sul possui uma área de 56.500 km², abrangendo não só as regiões do Vale do Paraíba Paulista e Fluminense, mas também o Noroeste Fluminense e grande parte da Zona da Mata Mineira.

O Rio Paraíba do Sul nasce na confluência dos rios Paraitinga e Paraibuna, no Estado de São Paulo, percorre um pequeno trecho do sudeste de Minas Gerais, fazendo a divisa natural com o Estado do Rio de Janeiro. O rio atravessa grande parte desse último Estado e tem sua foz no Oceano Atlântico, próximo à cidade de São João da Barra. Seu percurso total é de 1.120 km, no sentido oeste para leste.

1.4 Relevo

As maiores elevações da região situam-se a noroeste, com cristas alinhadas na direção NE-SW, típica das serras contidas na região Sudeste. As elevações estão relacionadas com os processos que envolveram todo o sudeste brasileiro, durante a quebra Gondwana, a reativação tectônica e as fases posteriores de neotectonismo.

Os morrotes que predominam na área estudada possuem altura média de 300m. As feições em forma de vales também podem ser encontradas seguindo a direção preferencial do *strike* e em locais onde os rios, assumem o papel controlador da morfologia local. Sua morfologia é intrínseca ao controle topográfico, formando sequências suspensas, com porções retilíneas e depósitos aluvionares de formas alongadas. Ravinas e voçorocas também podem ser observadas em morros com inclinações um pouco mais elevadas ou que sofreram com erosão superficial, alterações antrópicas, seja por meio de construções, uso do solo em lavouras ou ocupação do gado.

2 METODOLOGIA

A metodologia adotada no presente programa de pesquisa é a usual em estudos de terrenos pré-cambrianos de alto grau metamórfico e foi composta por uma etapa inicial de pesquisas bibliográficas, seguidas por campanhas de campo para a realização do mapa geológico e da coleta de amostras para estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos.

Foram utilizados também para a elaboração desta dissertação dados coletados nos trabalhos de campo realizados para a monografia de fim de curso do autor e de trabalhos de campo da disciplina de Estágio de Campo II realizado no ano de 2009, conduzida pelos Profs. Monica Heilbron, Beatriz Duarte e Luiz Guilherme. Em 2013 e 2014 foram realizadas etapas de campo adicionais para detalhamento do Complexo Marceleza, incluindo a coleta de novas amostras para geoquímica e petrografia.

2.1 Síntese das etapas metodológicas realizadas

Inicialmente foi realizado um levantamento bibliográfico sobre a área de estudo, onde foram consultados trabalhos de conclusões, dissertações de mestrado, teses de doutorado e artigos científicos relacionados com o local estudado.

Em seguida foram realizadas etapas de campos com a duração média de aproximadamente dez dias. No trabalho de campo foram coletadas informações geológicas e amostras para lâmina delgada, geoquímica de rocha total e estudos geocronológicos do Complexo Marceleza.

A seguir foram realizados trabalhos de escritório, incluindo a compilação dos dados em um sistema georreferenciado, usando o programa *ARCGIS* (versão *desktop* 10.1). Os mapas de distribuição geoquímica também foram feitos neste *software*, com objetivo de melhor visualizar os dados. As informações geológicas coletadas em campo resultaram da elaboração do mapa e das seções geológicas, ambos desenhados no *software Corel Draw* (versão X6).

Para as etapas laboratoriais subsequentes, as amostras coletadas foram preparadas no Laboratório Geológico de Processamento de Amostras (LGPA), localizado na Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ). A preparação incluiu a confecção de lâminas delgadas para descrição petrográfica, a moagem das rochas para realização de análises geoquímicas de rocha

total, bem como várias etapas visando a concentração mineral das amostras selecionadas, para separação de grãos de zircão destinados as análises geocronológicas.

Para a etapa de análises geoquímicas, foram selecionadas 37 amostras representativas de todos os litotipos encontrados para o Complexo Marceleza na região mapeada. Para este estudo, as amostras foram cortadas em *slabs* de aproximadamente 30 gramas cada e enviadas para laboratório Actlab, no Canadá. O pacote analítico escolhido foi o LITHO 4, que resulta na análise dos elementos maiores, traços, incluindo terras raras, necessários para os estudos subsequentes. Este laboratório foi responsável pelo processo de moagem e quarteamento destas amostras, que posteriormente foram digeridas por água régia com uma combinação de três partes de HCl (ácido clorídrico) e uma parte de HNO₃ (ácido nítrico). Os elementos maiores foram analisados por espectrometria de emissão atômica com fonte de plasma (ICP-AES), e os menores por espectrometria de massa com fonte de plasma (ICP-MS). Para processamento dos dados geoquímicos foi utilizado o *software* GCDkit 3.0 (JANOUSEK et al., 2006), que importa os dados obtidos em *Excel*, e permite a elaboração dos diagramas de uso comum nos estudos geoquímicos.

Para as análises geocronológicas utilizadas neste trabalho foram selecionadas quatro amostras representativas do Complexo Marceleza para análises U-Pb pelo método LA-ICP-MS. No processamento inicial, quantidades aproximadas de 30 kg de cada amostra selecionada foram lavadas, britadas e pulverizadas próximo a fração de granulometria fina, em equipamentos padrões e sob rígidos critérios de limpeza, seguidas por concentração mineral usando o separador eletromagnético Frantz bem como a passagem em bromofórmio para a separação de grãos leves. Os grãos foram catados em lupa binocular, com base em critérios morfológicos, e montados em *mounts* de araldite, posteriormente imageados no microscópio eletrônico de varredura para obtenção de imagens da sua estrutura interna por catodoluminescência e da superfície por elétrons espalhados.

Após essa preparação as amostras selecionadas para geocronologia foram enviadas ao Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais da Universidade de Brasília (UNB) para serem analisadas pelo método U-Pb em LA-ICP-MS (*Laser Ablation Multi-Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*).

A leitura de isótopos de U-Pb, procedimento de análise das razões isotópicas em grãos de zircão, foi feita através do equipamento *Multi-collector ICP-MS Thermo Neptune* acoplado a um *laser* de 213 μm da *NewWave*. A análise consistiu na leitura de concentrações dos isótopos de Pb e U em grãos de zircão, pelo sistema de ejeção de material através do método de *laser ablation*. O equipamento utilizado permite realizar, tiros em diâmetros de até 100 μm, com uma

frequência de 6 a 20 Hz durante 40 segundos e entre 10 a 100 % energia do *laser*. Para as amostras analisadas neste trabalho foi utilizado um tamanho de spot de 25 μm , frequência de 8Hz e energia de 55%.

A etapa seguinte do trabalho consistiu da interpretação dos dados geoquímicos de rocha total e dados geocronológicos obtidos, integrando estes resultados aos dados de campo e petrografia. Finalmente, todos os dados obtidos foram utilizados para elaboração do modelo tectônico proposto para o Complexo Marceleza, bem como para a realização de propostas de correlação regional.

2.2 Apresentação dos capítulos subsequentes

Esta dissertação de mestrado foi organizada em capítulos de forma a desenvolver uma discussão sobre os resultados encontrados no estudo geológico, geoquímico e geocronológico do Complexo Marceleza. Inicialmente, o capítulo 3, apresenta uma síntese sobre a geologia regional, com foco na Faixa Ribeira, entre as regiões de confluência da Faixa Ribeira e a Faixa Araçuaí, na transição entre os Terrenos Oriental e Paraíba do sul. No capítulo 4, o Complexo Marceleza foi posicionado geologicamente e geotectonicamente. Neste capítulo são apresentadas descrições litológicas das unidades aflorantes na área de estudo e um mapa geológico esquemático, centrado no Complexo Marceleza.

Amostras selecionadas para geoquímica de rocha total foram descritas no capítulo 5, que contém uma caracterização litoquímica das amostras do Complexo Marceleza. O capítulo 6 contém a descrição dos resultados geocronológicos para quatro amostras selecionadas dentro do Complexo Marceleza, na tentativa de identificar registros ígneos e metamórficos.

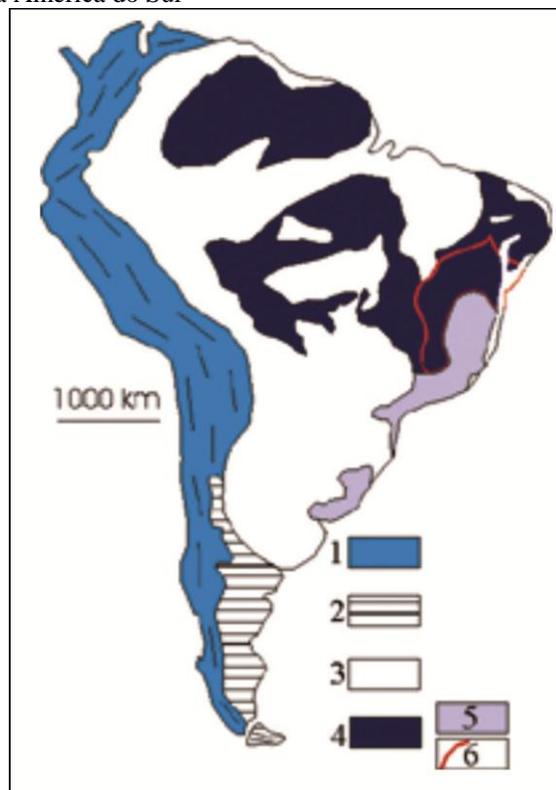
Por fim, o último capítulo 7 desta dissertação de mestrado apresenta uma discussão sobre evolução geotectônica do Complexo Marceleza na Faixa Ribeira, juntamente com uma comparação destas rochas com as rochas do Complexo Serra da Bolívia, que apresentam características litogeoquímicas e geocronológicas análogas. Outra discussão levantada, no âmbito regional, é a similaridade destes Complexos (Marceleza e Bolívia) com outras assembleias rochosas diacrônicas e formadas a partir de ambientes geotectônicos semelhantes.

3 GEOLOGIA REGIONAL

3.1 Introdução

A Plataforma Sul-Americana, a Plataforma da Patagônia e a Faixa Andina somadas compõem as três maiores unidades tectônicas do continente sul-americano. A área alvo deste trabalho está inserida na Plataforma Sul-americana, consolidada no final Neoproterozóico e início do Cambriano (ALMEIDA et al., 1977, 1981). A porção desta plataforma no Brasil é caracterizada por um complexo mosaico de Faixas móveis Neoproterozóicas (900 a 520 Ma), circundando áreas cratônicas, que representam remanescentes de paleoplasas Arqueanas-Paleoproterozóicas (Cráton do São Francisco, Luiz Alves, Rio de La Plata) e Mesoproterozóicas (Cráton Amazônico), além de coberturas Fanerozóicas que recobrem parte das áreas cratônicas e das Faixas móveis (Figura 3.1.1).

Figura 3.1- Mapa tectônico da América do Sul



Legenda : 1- Sistema orogênico andino. 2- Terreno Patagônia. 3- Cobertura fanerozóica da Plataforma Sul Americana. 4- Escudos da Plataforma Sul-Americana, destacando a Província Mantiqueira (5) e o Cráton do São Francisco (6).

Fonte : (MANTESSO NETO, 2004 - Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida modificado de ALMEIDA E HASUI, 1984 e TROMPETTE, 1994).

As faixas móveis neoproterozóicas-cambrianas possuem longo e contínuo processo evolutivo que incluem margens passivas, embasamento retrabalhado, além da formação de arcos magmáticos, bacias e rochas granitóides geradas em sucessivos eventos colisionais denominados de Colagem Brasileira. No início do Ordoviciano ocorre o encerramento da Orogenia Brasileira e a passagem para o estágio de estabilização da Plataforma Sul-americana (ALMEIDA & HASUI, 1984; CORDANI et al., 2000; BRITO NEVES, 2003; HEILBRON et al., 2004, 2008). A área de estudo está inserida no contexto da Faixa Ribeira, que constitui junto com as Faixas Araçuaí, à norte, e Dom Feliciano, ao sul, o mosaico das Faixas Móveis Brasileiras da Província da Mantiqueira.

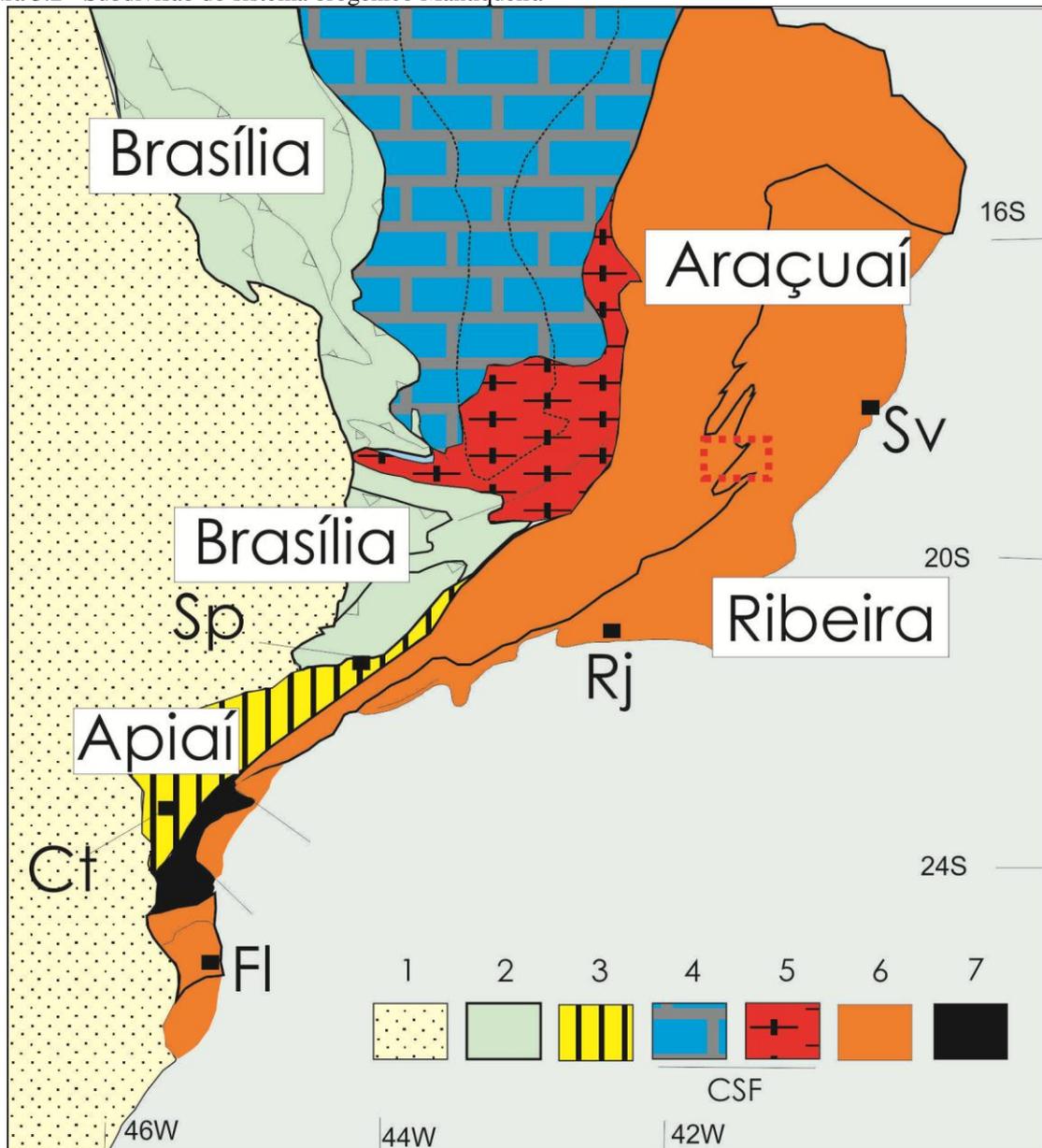
3.2 A Província Mantiqueira

A Província Mantiqueira compreende um sistema de orógenos de idade neoproterozóica, diacrônicos durante o evento Brasileiro-Panafricano, que resultou na amalgamação do paleocontinente Gondwana Ocidental (BRITO NEVES et al., 1999). A Província que se estende desde a Bahia até o Uruguai, compreende diversos orógenos, que evidenciam episódios de colisões entre fragmentos de continentes e arcos magmáticos. O início de todo esse sistema data por volta de 840 Ma, com sucessivas fases colisionais ao longo do tempo, sendo os principais eventos registrados em ca. 630 a 610, 605 a 565 e 535 a 510 Ma. (TUPINAMBÁ et al., 2000; PEDROSA-SOARES et al., 2001; HEILBRON & MACHADO, 2003).

Os orógenos que compõem a Província Mantiqueira são: Araçuaí, Ribeira, Dom Feliciano, São Gabriel, além da zona de interferência com a extremidade sul da Faixa Brasília (HEILBRON et al., 2004a). Desta forma podemos dividir a Província Mantiqueira em três secções: setentrional, central e meridional, que são compostas respectivamente pelos orógenos Araçuaí, Ribeira e Dom Feliciano - São Gabriel (Figura 3.2.1).

De modo geral, a Província Mantiqueira é composta de unidades estratigráficas maiores, com a seguinte subdivisão: embasamento arqueano-paleoproterozóico, sequencia metassedimentar de bacia intracontinentais, com idades paleoproterozóicas e mesoproterozóicas, seguido de sequências metassedimentares e vulcano-sedimentares neoproterozóicas, grandes intrusões de granitóides pré-colisionais e sin-colisionais e por fim uma sequencia de coberturas neoproterozóicas associadas a bacias tardi-orogênicas.

Figura 3.2 - Subdivisão do sistema orogênico Mantiqueira



Legenda: 1: Cobertura sedimentar; 2: Orógeno Brasília; 3: Orógeno Apiaí; 4: Cobertura sedimentar do CSF; 5: Embasamento do CSF; 6: Orógenos Ribeira, Araçuaí, Dom Feliciano e São Gabriel; 7: Craton de Luiz Alves.

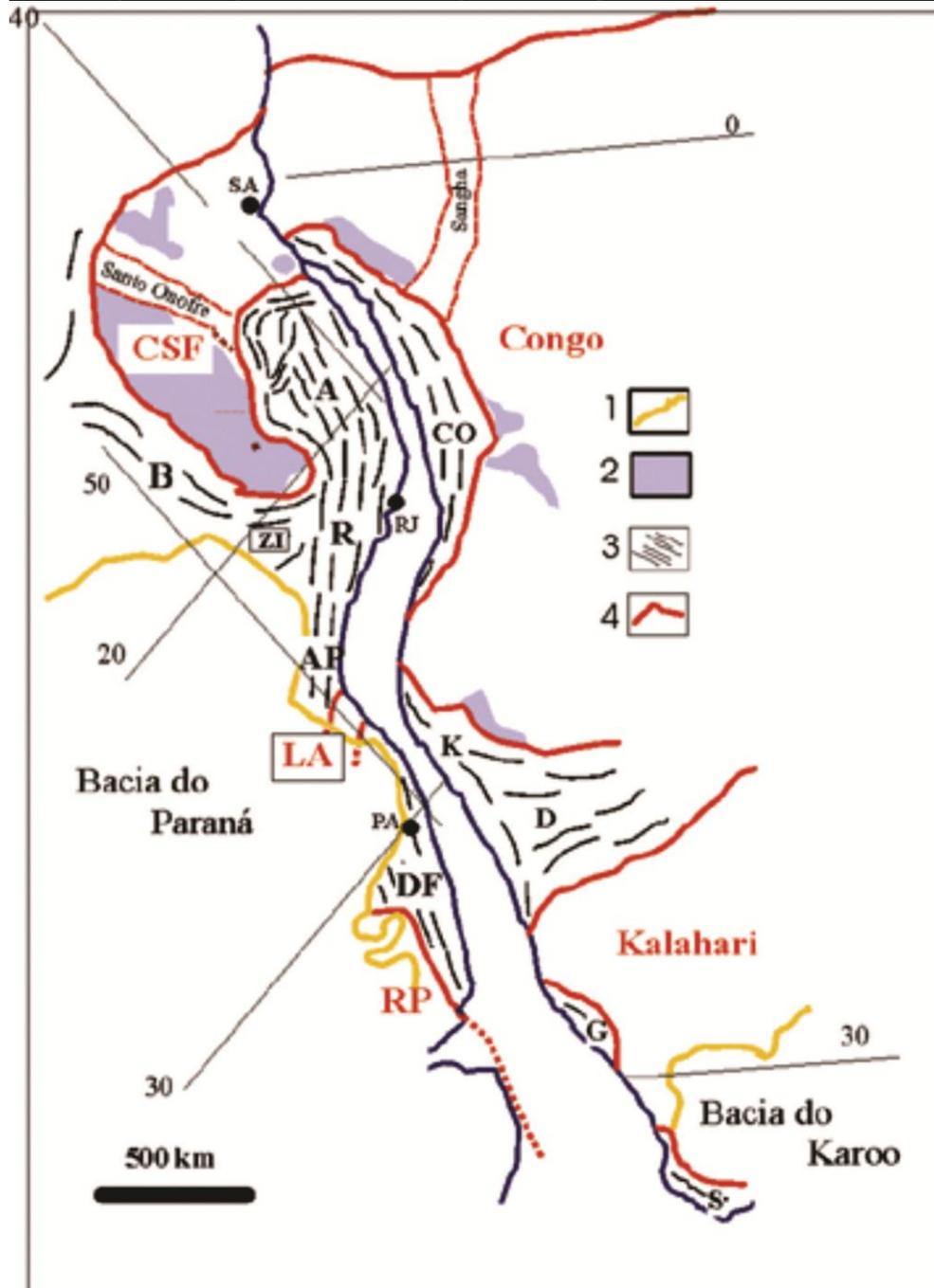
Fonte : HEILBRON et al , 2004.

A Faixa Ribeira, alvo de estudos deste trabalho é marcada por três episódios tectônicos. O primeiro tem sua importância devido à formação de rochas do embasamento cristalino, que resultam nas condições necessárias para a edificação do Orógeno durante a amalgamação do Supercontinente Gondwana (Figura 3.2.2).

O segundo episódio é relacionado à ruptura do supercontinente, com a consequente abertura do Oceano Atlântico Sul e a implantação das bacias da margem passiva do Espírito Santo, Campos e Santos.

O ultimo episódio é marcado por um extensivo magmatismo de caráter alcalino, criando uma reativação tectônica da margem brasileira, o que resulta no início do Sistema de Riftes do Sudeste.

Figura 3.3 - Localização dos orógenos do Sistema Orogênico Mantiqueira no contexto do Gondwana Ocidental



Legendas : 1: Bacias fanerozóicas. 2: Coberturas cratônicas. 3: Orógenos neoproterozóicos (B- Brasília, A- Araçuaí, R- Ribeira, ZI- Zona de Interferência, AP- Apiaí, DF- Dom Feliciano). 4: Crátons neoproterozóicos (CSF- São Francisco, LA- Luis Alves, RP- Rio de La Plata). Na África localizam-se as Faixas neoproterozóicas do Congo Ocidental (CO), Kaoko (K), Damara (D), Gariep (G) e Saldania (S), relacionadas aos crátons do Congo e Kalahari.

Fonte : MANTESSO NETO, 2004 - Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida modificado de TROMPETTE, 1994.

3.3 Compartimentação da Faixa Ribeira: breve histórico

A Faixa Ribeira é um orógeno profundamente erodido, que se localiza na borda sul/sudeste do Cráton do São Francisco e se estende por 1.400 km ao longo da margem Atlântica no sudeste brasileiro (ALMEIDA, 1969; ALMEIDA et al., 1973; CORDANI, 1973). Junto com a sua extensão a norte, o Orógeno Araçuaí, formam um cinturão resultante da interação entre a porção sudeste do Cráton São Francisco-Congo, cráton da Angola e outras microplacas, durante o Neoproterozóico/Cambriano com últimos estágios ocorrendo durante o Ordoviciano Inferior (CAMPOS NETO & FIGUEIREDO, 1995; HEILBRON et al., 1998, 2000, 2004, 2008). A convergência destas placas resultou no empilhamento oblíquo de terrenos, com vergência para oeste, em direção ao Cráton do São Francisco (HEILBRON et al., 2000).

3.3.1 Propostas idealizadas para Faixa Ribeira

Em termos históricos, os trabalhos realizados por Rosier (1957) já permitiam vislumbrar um modelo evolutivo para a região da Faixa Ribeira. Inicialmente, as porções gnáissicas do nosso território foram atribuídas ao Arqueano, devido ao aspecto cristalino intensamente metamorfisado dessas rochas. As teorias de tectônica de placas, ainda em fase de idealização, não tinham influência sobre a geologia mundial e deste modo às proposições de soluções de problemas geológicos eram embasados na teoria geossinclinal. As principais ferramentas de datação eram baseadas no estabelecimento de relações geométricas entre as unidades litológicas, da observação precisa das estruturas e de análises químicas das rochas. Baseado nestas ferramentas, Rosier (1957, 1965) concluiu que a Serra do Mar era uma Faixa geossinclinal, constituída por um Complexo de nappes empurradas de SE para NW, pertencente a uma grande orogênese ante-cambriana (hoje em dia Pré-cambriana). Este autor ainda diferenciou duas nappes principais, a da Serra dos Órgãos e a do Desengano com dobras típicas de estruturas de nappes, e que demonstravam a existência de movimentos tectônicos tangenciais.

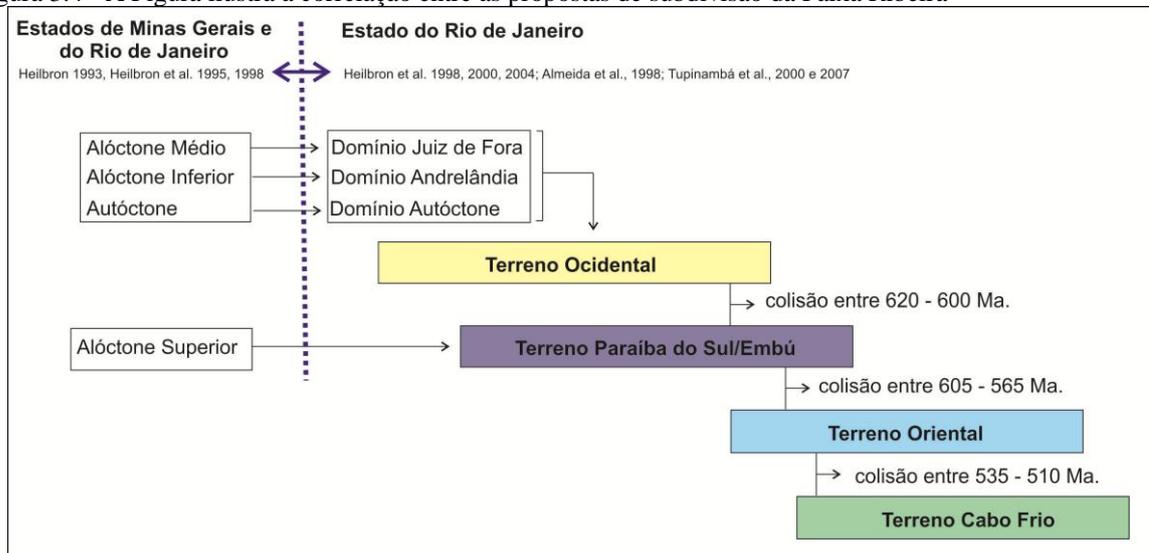
Posteriormente, já nos anos 90, Heilbron (1993) e Heilbron et al., (1995), propuseram subdividir o Segmento Central da Faixa Ribeira, na região entre os limites dos estados do Rio

de Janeiro e Minas Gerais, em quatro domínios estruturais (autóctone, alóctone inferior, alóctone médio e Alóctone Superior).

Nesta concepção, o Domínio Autóctone foi definido por associações litológicas com clara distinção entre a cobertura e o embasamento. Na cobertura supracrustal observa-se uma polaridade deformacional e metamórfica, com diminuição de intensidade em direção à área cratônica.

Já o Domínio Alóctone Inferior é representado por um conjunto metassedimentar intensamente deformado, de idade Meso/Neoproterozóica (Grupo Andrelândia) e por seu embasamento Arqueano-Paleoproterozóico consolidado no evento Transamazônico (Complexo Mantiqueira), composto por ortognaisses migmatíticos, rochas granulíticas, rochas ultramáficas e anfibolitos. O Domínio Alóctone Médio estaria representando uma intensa interdigitação tectônica entre os dois conjuntos litológicos distintos, acima mencionados. Portanto o Domínio englobaria os metassedimentos pós-1.8 Ga. do Grupo Andrelândia e correlatos e o embasamento formado por ortognaisses e ortogranulitos de idade Paleoproterozóica (Complexo Juiz de Fora).

Figura 3.4 - A Figura ilustra a correlação entre as propostas de subdivisão da Faixa Ribeira



Fonte : O AUTOR, 2015.

Finalmente, o Domínio Alóctone Superior representaria a escama tectônica superior neste setor da Faixa Ribeira. Foi caracterizado por um conjunto supracrustal denominado Paraíba do Sul e por ortognaisses transamazônicos do Complexo Quirino, além de diversos corpos granitóides intrusivos de idade brasileira.

Posteriormente os autores deste grupo, estendendo seus estudos para as regiões serrana e costeira do Estado do Rio de Janeiro, formalizaram uma proposta de subdivisão da Faixa Ribeira em quatro terrenos tectono-estratigráficos: Terreno Ocidental, Terreno Paraíba do Sul, Terreno Oriental e Terreno Cabo Frio (Figura 3.3.1.1) (ALMEIDA et al., 1998; TUPINAMBÁ et al., 2000, 2007; HEILBRON et al., 1998, 2000, 2004).

Estes terrenos foram considerados segmentos crustais com constituição litológica própria e evolução tectono-metamórfica características do Evento Brasileiro. São separados por descontinuidades estruturais, reconhecidas como zonas de cisalhamento dúcteis de baixo ângulo com componente de movimentação inversa e dextral, caracterizados pelo imbricamento de escamas crustais em direção à margem do Cráton do São Francisco. Os terrenos foram progressivamente amalgamados com vergência para oeste-noroeste com colisões do Terreno Paraíba do Sul em ca. 620 a 600 Ma, do Terreno Oriental em ca. 605 a 565 Ma e do Terreno Cabo Frio ao final da colagem orogênica em ca. 535 a 510 Ma (MACHADO et al., 1996; HEILBRON & MACHADO 2003; SCHMITT et al., 2005). Essa compartimentação regional foi modificada pelas fases de deformação tardia através de mega dobramentos e zonas de cisalhamento subverticais em escala regional, geradoras estas da Megassinforma do Paraíba do Sul e a Megantiforma do Rio de Janeiro (HEILBRON et al., 1995) (Figura 3.3.1.2).

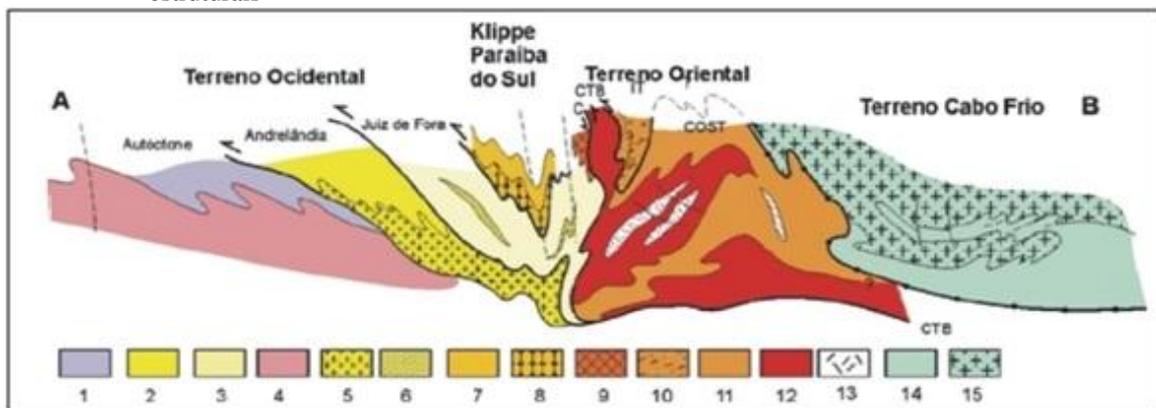
O Terreno Ocidental engloba os Domínios Alóctone Inferior e Médio, originalmente descritos em Heilbron et al., (1995) (Figura 3.3.1.1) correspondendo a placa inferior do orógeno e a margem passiva retrabalhada do Cráton do São Francisco durante o ciclo Brasileiro. O terreno apresenta uma organização interna com duas importantes escamas de empurrões, denominadas Domínios Andrelândia e Juiz de Fora (CAMPOS NETO et al., 1993; TROUW, 2000; HEILBRON et al., 2000).

O Domínio Andrelândia é uma escama de empurrão cavalgada sobre o Domínio Autóctone sendo sua estrutura interna definida por empurrões de baixo ângulo junto às dobras apertadas à isoclinais que deformam tanto o embasamento como a cobertura sedimentar (HEILBRON et al., 2004a).

Já o Domínio Juiz de Fora é composto por rochas do embasamento pré 1.8 Ga. (MACHADO et al., 1996), composto por ortognaisses e ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora. Esta unidade compreende granitos cálcio-alcalinos colisionais e juvenis de 2,14 e 2,07 Ga., granulitos básicos do tipo MORB 2,4 Ga. e granulitos básicos alcalinos de ca. 1.7 Ga. (HEILBRON et al., 2010, 2013; RAGATKY et al., 1999; DUARTE, 1994, 1997) do Complexo Juiz de Fora, possivelmente geradas em ambientes de arcos de ilhas e arcos magmáticos cordilheranos.

Essas rochas ocorrem tectonicamente intercaladas com as rochas siliciclásticas da Megassequência Andrelândia correspondente a margem passiva Mesoproterozóica - Neoproterozóica (PACIULLO et al., 2000; RIBEIRO et al., 1995; TROUW et al., 2000). Importantes zonas de cisalhamento com milonitos associados a empurrões de alto ângulo envolvem as zonas de empurrão deste Domínio (HEILBRON et al., 1999; HEILBRON, 2000).

Figura 3.5- Seção estrutural composta do Orógeno Ribeira com a relação entre os diferentes terrenos e domínios estruturais



Legenda: Terreno Ocidental (1-6): 1 a 3- Megassequência Andrelândia nos domínios Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora, Terreno Ocidental; 4 a 6- Associações do embasamento (Complexos Barbacena, Mantiqueira e Juiz de Fora); Terreno Paraíba do Sul (7-8): 7- Grupo Paraíba do Sul; 8- Complexo Quirino; Terreno Oriental (9-13): 9- Sequência Cambuci; 10- Sequência Itaipava; 11- Sequência Costeiro; 12 -Arco Magmático Rio Negro; 13- Granitos colisionais; Terreno Cabo Frio(14-15): 14-Sequências Búzios e Palmital; 15-Complexo Região do Lagos.

Fonte : HEILBRON et al., 2004.

O Terreno Paraíba do Sul/Embu constitui uma estrutura sinformal, na porção central do cinturão orogênico, sobrejacente ao Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental. Segundo Heilbron et al., 1995 e Heilbron et al., 1999 o Terreno ocupa a zona de charneira da Megassinformal do Paraíba do Sul. Corresponderia então, ao Domínio Alóctone Superior, sendo assim o primeiro terreno alóctone a colidir com a placa superior do orógeno (HEILBRON, 1995; HEILBRON & MACHADO, 2003) (Figura 3.3.1.1). Seu embasamento, denominado de Complexo Quirino é representado por ortognaisses Paleoproterozóico (ca. 2,19 e 2,17 Ga.) com herança arqueana (MACHADO et al., 1996; RAGATKY et al., 1999; VALADARES et al., 2000, 2003, 2006) intercalados com os metassedimentos do Grupo Paraíba do Sul e Embú através de grandes dobras reclinadas (ALMEIDA et al., 1993; HEILBRON et al., 1993; VALADARES et al., 2003, 2006; TUPINAMBÁ et al., 2003a,b). O Grupo Paraíba do Sul e Embu são representados por rochas metassedimentares (1,7 Ga. RAGATKY et al., 2003) siliciclásticas com lentes de rochas e calciosilicáticas e mármore.

Texturas miloníticas são observadas nos contatos deste terrenos com os terrenos Ocidental e Embu (HEILBRON et al., 2000, 2004).

O Terreno Oriental está relacionado a uma sucessão de acreções de micro arcos magmáticos durante o evento Brasileiro/Panafricano, colidindo com a margem do orógeno entre ca. 605 e 565 Ma (HEILBRON e MACHADO, 2003; TUPINAMBÁ et al., 2008), sendo o único terreno deste orógeno onde não foram encontradas associações do embasamento Paleoproterozóico.

Os três Domínios estruturais do Terreno Oriental são: o Domínio Cambuci, Domínio Costeiro e Domínio Italva. O Domínio Cambuci é constituído de um embasamento ortognáissico e uma cobertura metassedimentar (granada biotita gnaiss e hornblenda biotita gnaiss), intrudidos preferencialmente, através de zonas de cisalhamento pelas rochas plutônicas (ortognaisses, gabros, dioritos, tonalitos e termos granitoides a monzoníticos) da Suíte Serra da Bolívia, cuja caracterização geoquímica foi realizada por Heilbron et al., 2012b e 2013.

As rochas foram divididas em três séries metaluminosas subalcalinas de médio a alto-K e uma série transicional shoshonítica e representam um ambiente de arco magmático, segundo diagramas tectônicos do mesmo autor, possuem idades de cristalização U-Pb propostas em 596 ± 5 , 590 ± 6 , 596 ± 4 e 574 ± 4 Ma. (HEILBRON et al., 2013).

O Domínio Costeiro é uma associação de rochas metassedimentares (paragnaisses pelíticos), provavelmente uma sucessão de margem passiva e lócus do arco magmático Rio Negro que mergulha em baixo angulo e com vergência para noroeste por baixo do limite do CTB. Este arco é composto por rochas ortoderivadas (idades U-Pb de ca. 790 e 635 a 620 Ma.) com enclaves dioríticos e gabróicos, representantes de Suítes cálcio-alcalinas de médio e alto K e uma Suíte toleítica, conforme dados estruturais, geoquímicos e geocronológicos apresentados por Tupinambá et al., (1998, 2000, 2012); Almeida et al., (1998) e Heilbron et al., (1999).

Por fim, as sequências metassedimentares são compostas por paragnaisses e mármore do Domínio Italva. O contato entre os terrenos Ocidental e Oriental é considerado uma grande descontinuidade tectônica, uma zona de cisalhamento dobrada, com mergulhos ora para SE ora para NW. Esta zona pode ser mapeada por grandes distâncias percorrendo aproximadamente 200 km da costa do Estado de São Paulo e da Serra dos Órgãos. No Estado do Rio de Janeiro essa estrutura denomina-se “*Central Tectonic Boundary (CTB)*” (ALMEIDA et al., 1998; HEILBRON et al., 1999).

O Terreno Cabo Frio ocupa uma pequena área na costa sudeste do estado do Rio de Janeiro, composto por ortognaisses de idade Paleoproterozóica (ca. 2,03 a 1,96 Ga.), ortoanfibolitos com características geoquímicas de basaltos do tipo N-MORB e uma cobertura sedimentar pelítica/psamítica (HEILBRON et al., 1982, 1995; SCHMITT, 1999).

Representa um estágio tardio da orogênese Brasileira, na qual o Terreno é projetado sobre o Terreno Oriental com um *trend* para NW de baixo ângulo, contrastando com o *trend* típico da Faixa Ribeira para NE (ROSIER, 1965; HEILBRON et al., 1982; FONSECA, 1998), em um evento provavelmente relacionado ao fechamento de uma bacia de *back-arc*, entre o Terreno Oriental e o Cráton do Kalahari (HEILBRON e MACHADO, 2003), com idades de ca. 535 a 510 Ma. (SCHMITT et al., 1999; HEILBRON et al., 1998).

Segundo a interpretação tectônica destes autores, o Terreno Ocidental corresponde à borda da placa São-franciscana deformada e o Terreno Oriental corresponde à placa aonde foi instalado o arco magmático. Em direção ao oceano atlântico, o fechamento progressivo do retro-arco resultou na colisão da paleoplaca pertencente ao Terreno Cabo Frio, (ALMEIDA et al., 1998; HEILBRON et al., 2000) (Figuras 3.2.1 e 3.2.2).

3.4 Compartimentação da Faixa Araçuaí: breve histórico

A Faixa Araçuaí é um sistema orogênico desenvolvido entre o SE do Cráton do São Francisco e o Cráton do Congo, formado durante a colagem Brasileiro-panafricana na amalgamação do Gondwana Ocidental (TROMPETE et al., 1993; CAMPOS-NETO & FIGUEIREDO, 1995; NALINI, 1997; TROMPETTE, 1997; ALMEIDA, 1977; NOCE et al., 2000; PEDROSA-SOARES et al., 2001; ALKMIM et al., 2006).

Diferente dos orógenos identificados na Província Mantiqueira, a Faixa Araçuaí desenvolvida em um ambiente oceânico peninsular, envolvendo assim desde a formação da fase rift até sequências de margem passiva (CAMPOS-NETO and FIGUEIREDO, 1995; NALINI, 1997; ALMEIDA, 1977; PEDROSA-SOARES et al., 2001, 2008; HEILBRON & MACHADO, 2003; ALKMIM et al., 2006). Antes do início do rifteamento do Oceano Atlântico, a Faixa Araçuaí e Faixa Congo Ocidental, sua contraparte no sudoeste africano (TACK et al., 2001), formavam um só orógeno (Araçuaí-Congo Ocidental), sendo dividido posteriormente durante abertura deste oceano. (CAMPOS-NETO and FIGUEIREDO, 1995; NALINI, 1997; PEDROSA-SOARES et al., 2001, 2008; SILVA et al., 2005; ALKMIM et al., 2006,2007).

3.4.1 Propostas idealizadas para a Faixa Araçuaí

As compartimentações tectônicas do Orógeno Araçuaí propostas por Almeida (1977), Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (2000), Pedrosa-Soares et al., (2001, 2003a, 2007, 2008), Tack et al., (2001), Silva et al., (2002), Wiedemann et al. (2002) e Alkmim et al. (2003, 2006) são definidas como: o Domínio Externo, que representa uma Faixa de dobramentos e empurrões que bordeja o Cráton do São Francisco a sudeste; o Domínio Interno que representa o núcleo metamórfico do orógeno e lócus do arco magmático cordilherano, e por fim a inflexão setentrional que contém segmentos de ambos domínios.

O Domínio Externo é edificado em um embasamento de Complexos rochosos granito-gnáissicos de idade arqueana e paleoproterozóica (Mantiqueira e Guanhões), sequências metassedimentares paleoproterozóicas (Supergrupo Minas), pelo Supergrupo Espinhaço e por granitos anorogênicos (ca.1,7 Ga.) relacionados à abertura do rift Espinhaço.

No Domínio Interno o embasamento é representado pelos Complexos Juiz de Fora e Pocrane, de idades paleoproterozóicas, e pela parte leste os Complexos Guanhões e Mantiqueira. Neste Domínio se localiza a zona de sutura entre os remanescentes oceânicos (lascas ofiolíticas) e o arco magmático cálcio-alcálico da Orogênese Brasileira (PEDROSA-SOARES et al. 2001, 2008). A zona denominada de inflexão setentrional é caracterizada por uma enorme curvatura das rochas deste orógeno, refletida na inclinação das estruturas brasileiras para leste, que estão sobrepostas aos embasamentos da região cratônica do sul da Bahia, de idades Arqueana-Paleoproterozóicas.

A evolução tectônica do Orógeno Araçuaí é caracterizada por diferentes registros da Orogênese Brasileira, como as fases pré-colisional (630 a 585 Ma), sin-colisional (585 a 565 Ma), tardi-colisional (565 a 535 Ma) e pós-colisional (520 a 490 Ma), discriminados a partir de seus atributos estruturais, petrológicos, geoquímicos e geocronológicos (U-Pb) (PEDROSA-SOARES & NOCE1998; PEDROSA-SOARES & WIEDEMANN-LEONARDOS, 2000; PEDROSA-SOARES et al., 2001, 2008; SILVA et al., 2002, 2005; ALKMIM et al., 2003, 2006). As fases pré e sin-colisionais (ca. 630 a 585 Ma., NALINI, 1997; PEDROSA-SOARES et al., 2001, 2008) são representadas pelas rochas das Suítes G1 e G2 (Grupo Rio Doce) e são descritas como remanescentes de um arco magmático cálcio-alcálico.

A Suíte G1 (pré-colisional) é composta majoritariamente por tonalitos, granodioritos e dioritos com constante presença de enclaves máficos. Apresenta características geoquímicas de uma Suíte cálcio-alcálica expandida com idades T_{DM} entre 1,2 a 2,2 Ga. e ϵNd entre -5 a -13

(NALINI et al., 2000, 2005; NOCE et al. 2000, 2006; PEDROSA-SOARES & WIEDEMANN-LEONARDOS 2000; PEDROSA-SOARES et al., 2001, 2008; SILVA et al., 2005; NOVO et al., 2010). A Suíte G2 (sin-colisional) é representada por numerosos granitos peraluminosos e rochas vulcânicas dacíticas e riolíticas do Grupo Rio Doce (NALINI et al. 2000; PEDROSA-SOARES et al., 2001, 2007). Estas rochas foram afetadas pela ação direta dos efeitos colisionais, com o pico do metamorfismo regional e a forte deformação tectônica, resultantes do espessamento crustal e fusão parcial (PEDROSA-SOARES & WIEDEMANN-LEONARDOS 2000; PEDROSA-SOARES et al., 2001; SILVA et al., 2005).

A fase tardi a pós-colisional (ca. 560 a 530 Ma, PEDROSA-SOARES et al., 2006), representante da fase final da tectônica atuante neste arco, é composta essencialmente por leucogranitos da Suíte G3. Já a fase essencialmente pós-colisional (ca. 530 a 490 Ma; PEDROSA-SOARES & WIEDEMANN-LEONARDOS, 2000; PEDROSA-SOARES et al., 2008) representa o colapso orogênico, pelas Suíte G4 composta de granitos ricos em micas e pela Suíte G5, caracterizada pela intrusão de plútons cálcio-alcálicos de rochas enderbíticas e charnockíticas (PINTO et al., 1997, 2001; PEDROSA-SOARES & WIEDEMANN-LEONARDOS 2000; WIEDEMANN-LEONARDOS et al. 2000; NOCE et al., 2000; PEDROSA-SOARES et al., 2001; 2006, 2008; CAMPOS et al. 2004; SILVA et al., 2005, 2007).

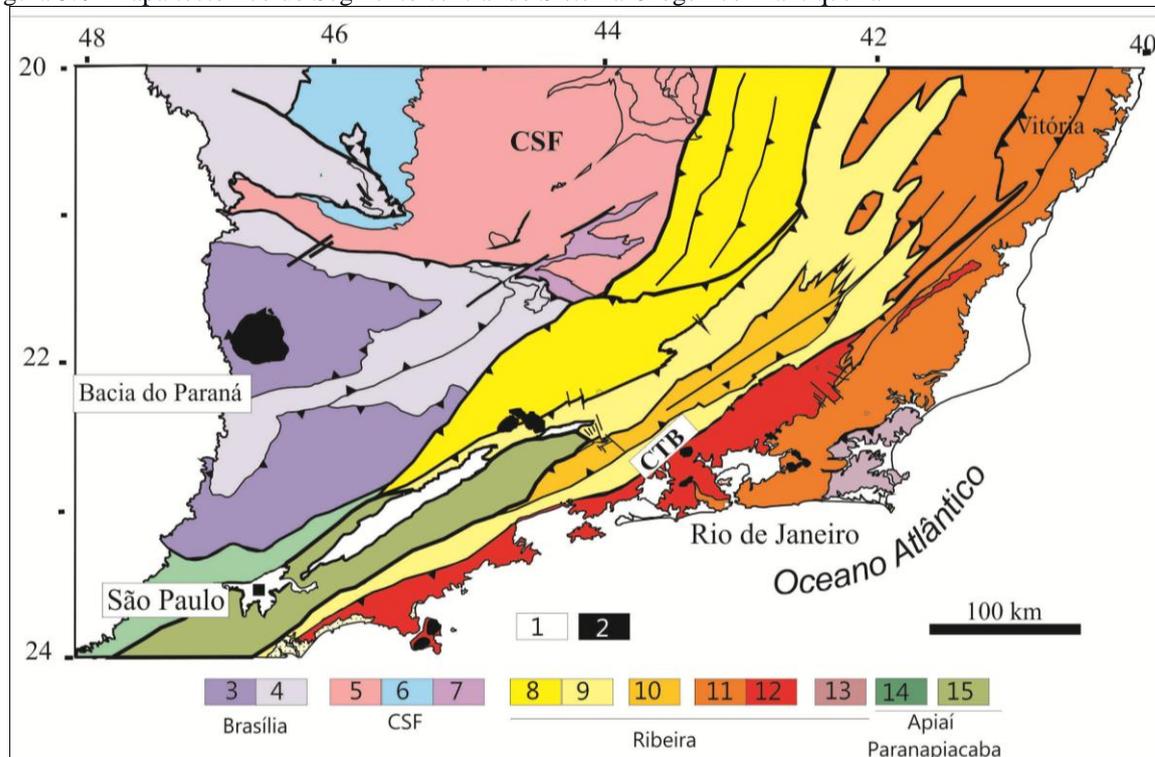
3.5 Unidades litoestratigráficas dos Terrenos Ocidental e Paraíba do Sul/Embú na região estudada

Heilbron et al., (1999), propuseram uma subdivisão estratigráfica simplificada para a Faixa Ribeira classificando as associações litológicas em três conjuntos: rochas do embasamento pré-1.8 Ga., rochas da cobertura sedimentar pós-1.8 Ga. e granitóides brasileiros. Essas unidades foram mapeadas em detalhe no campo, com apoio de dados geocronológicos e geoquímicos.

Na região estudada afloram dois Complexos de rochas ortoderivadas do embasamento cristalino. O Complexo Juiz de Fora que constitui o embasamento do Domínio Juiz de Fora no Terreno Ocidental. Este Complexo é um conjunto muito heterogêneo de ortognaisses granulíticos com ampla variação composicional desde rochas noríticas até charnockíticas, com predomínio dos termos intermediários (granulíticos), (HEILBRON et al., 1998, 2010;

DUARTE, 1994). A maior parte do Complexo possui idades Paleoproterozóicas retrabalhadas no Brasiliano. Localmente ocorrem afloramentos isolados de rochas arqueanas.

Figura 3.6- Mapa tectônico do Segmento central do Sistema Orogênico Mantiqueira



Legenda : 1- Riftes Cenozóicos; 2- Rochas alcalinas do Cretáceo e Terciário; Orógeno Brasília (3-4): 3- Nappes Inferiores; 4- Nappes Superiores; 5- Embasamento do CSF e Domínio autóctone; 6- Supergrupo São Francisco; 7- Metassedimentos do Domínio Autóctone; Orógeno Ribeira (8-13): 8- Domínio Andrelândia e 9- Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 10- Klippe Paraíba do Sul; 11- Terreno Oriental incluindo 12- Granitóides do Arco Magmático Rio Negro; 13- Terreno Cabo Frio; Orógeno Apiaí/Paranapiacaba (14-15): 14-Terrenos São Roque e Açungui; 15- Terreno Embu.

Fonte : Modificado de HEILBRON et al., 2000, 2008; CAMPOS NETO, 2000; TROUW et al., 2000).

A segunda associação de rochas do embasamento é composta por granitóides granodioríticos à graníticos e ortognaisses, com biotita e hornblenda, com enclaves de rochas ultrabásicas, metabásicas e calciossilicáticas (MACHADO et al., 1996; VALLADARES et al., 1997, 2000, 2003, 2006), que integram o Complexo Quirino. Esta unidade representa o embasamento do Terreno Paraíba do Sul/Embú. Duas unidades metassedimentares, com idades de deposição entre o Mesoproterozóico e Neoproterozóico, ocorrem: o Grupo Andrelândia no Terreno Ocidental e o Grupo Paraíba do Sul no Terreno Homônimo (ANDREIS et al., 1989; RIBEIRO et al., 1990; HEILBRON et al., 1999, 2000, 2004).

As rochas do Grupo Andrelândia afloram nos Domínios Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora do Terreno Ocidental (EBERT, 1957; ANDREIS et al., 1989; PACIULLO, 1997; HEILBRON et al., 1999). Esta Megassequência consiste de uma associação basal psamítica,

metamorfisada desde baixo até alto grau, composta por meta-arcósios, gnaisses metaluminosos com intercalações quartzíticas, plagioclásio xistos e paragnaisses e uma associação pelítica no topo, com xistos e gnaisses. Ocorrem em menor quantidade rochas calciossilicáticas e rochas enriquecidas em manganês, mais para o topo da sequência.

Os dados geocronológicos U–Pb indicam uma idade herdada de 900 Ma para os zircões detriticos mais novos (nos quartzitos desta Megassequência). Esta idade é estimada como o máximo deposicional da bacia (VALERIANO et al., 2004; VALADARES et al., 2004).

As rochas supracrustais do Terreno Paraíba do Sul/Embú são predominante paragnaisses, com níveis de rochas micáceas, por vezes com sillimanita, e com lentes de mármore incluídas no Grupo Paraíba do Sul (EBERT, 1995; ROSIER 1965; HEILBRON et al., 1999). Esta unidade aflora no centro da estrutura Megassinformal do Rio Paraíba do Sul. Os biotita-gnaisses pelíticos e arcosianos com abundantes margas dolomíticas, rochas carbonáticas e calciossilicáticas (CAMPOS NETO, 2000; HEILBRON et al., 2004, 2007), ocorrem sobrepostos a um embasamento, denominado Complexo Quirino, composto por ortognaisses homogêneos pré 1,75 Ga. (VALLADARES, 1999; VALLADARES, et al., 2000, 2006).

3.6 Geologia estrutural: estágios de deformação descritos nos Terrenos Ocidental e Paraíba do Sul/Embú

Na Faixa Ribeira a convergência entre os terrenos foi oblíqua e marcada por empurrões de mergulho moderado e/ou por zonas de cisalhamento transpressivas e destrais (ALMEIDA 1973; MACHADO 1983; TROUW 1992; HEILBRON et al., 1995, 1998, 1999). A obliquidade é consequência do empilhamento destes Terrenos com vergência de leste para oeste, que modela o *trend* estrutural nordeste sudoeste das rochas da Faixa Ribeira (MACHADO et al., 1996; HEILBRON & MACHADO, 2003). Estes autores visualizaram a existência de três pulsos deformacionais relacionados ao metamorfismo e ao magmatismo presente na área.

A deformação principal, determinada pelas fases D1 e D2 ou D1+2, é contemporânea do estágio metamórfico M1. Caracteriza-se por estruturas penetrativas, como foliação principal, associada a dobras, zonas de cisalhamento dúcteis, empurrões e zonas transcorrentes que desenvolvem foliação milonítica associadas as dobras intrafoliais e a lineação mineral. Estas estruturas foram geradas concomitantemente ao empilhamento dos diferentes domínios estruturais que compõem o Terreno Ocidental (HEILBRON, 1995; HEILBRON et al., 1998, in

HEILBRON et al., 1999), em um modelo de convergência oblíqua com vergência para o Cráton do São Francisco, ocorrido durante o evento Brasileiro.

A deformação tardia D3 gerou dobras subverticais e zonas de cisalhamento com *trend* NE-SW, ao mesmo tempo em que ocorria o estágio metamórfico M2. Neste estágio foram gerados dobramentos em escalas regionais, como a megassifforma do Paraíba do Sul e a megantiforma do Rio de Janeiro, zonas de cisalhamento, como a de Além Paraíba, que produz uma forte foliação milonítica planar nas rochas e são transformadas em conjuntos bandados (VALADARES et al., 1995; EBERT et al., 1995; HEILBRON et al., 1999).

Já a deformação transtensiva D4 é representada por dobras suaves a abertas, com zonas de cisalhamentos paralelas ao plano axial destas dobras com direção NW-S, em regime dúctil-rúptil, sendo associadas aos processos distensivos de resfriamento e o colapso do Orógeno (HEILBRON, 1993; MACHADO, 1984; HEILBRON et al., 1999, 2003).

3.7 Pulsos Metamórficos nos Terrenos Ocidental e Paraíba do Sul/Embú

Heilbron et al., (1995), Machado et al., (1996) e Heilbron & Machado, (2003) propuseram que o metamorfismo principal no Segmento Central da Faixa Ribeira corresponderia a uma fase M1, associado a deformação principal D1 + D2, seguido pela fase M2, responsável pelo metamorfismo retrogressivo. Com base em dados de geocronologia (U-Pb) e de análises microtectônicas, estes dois pulsos metamórficos foram caracterizados por um estágio M1, de idade Neoproterozóica (590 a 550 Ma) e estágio M2, de idade Paleozóica (Cambriana) de 540 a 520 Ma.

O estágio M1 produziu a foliação principal bem marcada tanto na associações do embasamento (Complexo Juiz de Fora e Complexo Quirino como nos metassedimentos do Grupo Andrelândia). A temperatura deste pulso metamórfico aumenta de noroeste para sudeste, em direção ao contato com o Terreno Oriental, dispondo zonas metamórficas sucessivas da biotita ao ortopiroxênio. As paragêneses são de pressão intermediária e o retrometamorfismo atinge a fácies granulito no Domínio Juiz de Fora (HEILBRON, 1983, 1993; TROUW et al., 1986; TUPINAMBÁ, 1993b, in HEILBRON et al., 1999).

A existência de zonas metamórficas de alto grau sobre zonas metamórficas de baixo grau sugerem um gradiente metamórfico inverso. Dados geotermobarométricos do setor norte do Domínio Andrelândia indicam temperaturas máximas de 700–900 °C e pressões de 8 a 10

Kb, para o estágio inicial do M1 (TROUW, 1992, in HEILBRON et al., 1999). No Domínio Juiz de Fora os dados de temperatura são de 700–750 °C e pressões de 6–7 Kb (DUARTE, 1998). Já no Terreno Paraíba do Sul as condições de metamorfismo M1 são de fácies anfibolito superior (MACHADO et al., 1996; HEILBRON et al., 1999; VALADARES et al., 2000, 2003, 2006).

O estágio metamórfico mais jovem M2, de caráter retrogressivo, caracteriza-se pelo crescimento de uma nova fase mineral junto à foliação penetrativa. A principal característica do evento é o processo de desidratação das rochas relacionadas aos paragneisses, presentes na fácies anfibolito e na fácies granulito inferior. O mesmo ocorre nos ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora. O evento M2 gerou ainda paragêneses de alta temperatura e baixa pressão, sob as condições estimadas do setor norte do Domínio Andrelândia de 500 a 600°C e 5 a 6 Kb (TROUW, 1992, in HEILBRON et al., 1999). Assim, um diagrama P-T-t horário, associado com tectonismo compressivo e de empurrão, é proposto para a evolução do evento metamórfico M2 (DUARTE et al. 2000).

A fase M2 é responsável pela geração de corpos granitóides do tipo-S a híbridos, formados predominantemente pela anatexia de rochas metassedimentares. Nas rochas metassedimentares podem ser encontrados leucossomas paralelos à foliação principal, o que também pode ser considerado como uma etapa do metamorfismo M2.

3.8 Magmatismo Neoproterozóico

O magmatismo Neoproterozóico da Faixa Ribeira foi separado em cinco estágios tectônicos baseados em dados geocronológicos e nas relações com diferentes episódios deformacionais (HEILBRON, 1993; MACHADO e DEMANGE, 1994; HEILBRON et al., 1995; MACHADO et al., 1996; TUPINAMBÁ et al., 1998; HEILBRON et al., 1999).

O arco magmático relacionado com a etapa pré-colisional ocorre apenas no Terreno Oriental e caracteriza o primeiro pulso (FIGUEIREDO e CAMPOS NETO, 1993; TUPINAMBÁ et al., 1998, in HEILBRON et al., 1999). Os dados geocronológicos (U-Pb) e geoquímicos sugerem que um arco magmático esteve ativo no Terreno Oriental do Cinturão Ribeira, durante a etapa pré-colisional do Brasiliano desde ca. 860 Ma. Até o presente momento estas rochas não foram encontradas no terreno Ocidental.

Já rochas granitóides sin a tadi-colisionais ocorrem em abundância nos domínios do Terreno Ocidental, especialmente no Domínio Juiz de Fora, bem como no Terreno Paraíba do Sul, indicando um espessamento crustal resultante da convergência entre estes terrenos.

Tanto granitoides tipo S, como tipo I (com biotita e/ou hornblenda) caracterizam este magmatismo e representam granitóides foliados, localmente com textura milonítica junto às principais zonas de cisalhamento da região. Alguns corpos exibem coloração esverdeada e ortopiroxênio primário, indicando cristalização em fácies granulito. Em geral, os autores definem os leucochanoctitos e charnoenderbitos com granada com idades de ca. 580-570 Ma (MACHADO et al., 1996; HEILBRON & MACHADO 2003) e ca. 605–580 Ma (JANASI & ULBRICH 1991; MACHADO et al., 1996b; JANASI et al., 2003).

O período tardi-colisional é caracterizado pela intrusão de leucogranitos durante a deformação tardia relacionada às zonas de cisalhamento sub-verticais. Batólitos alongados e stocks de leucogranitos estão espalhados na *Klippe* Paraíba do Sul e no Terreno Oriental.

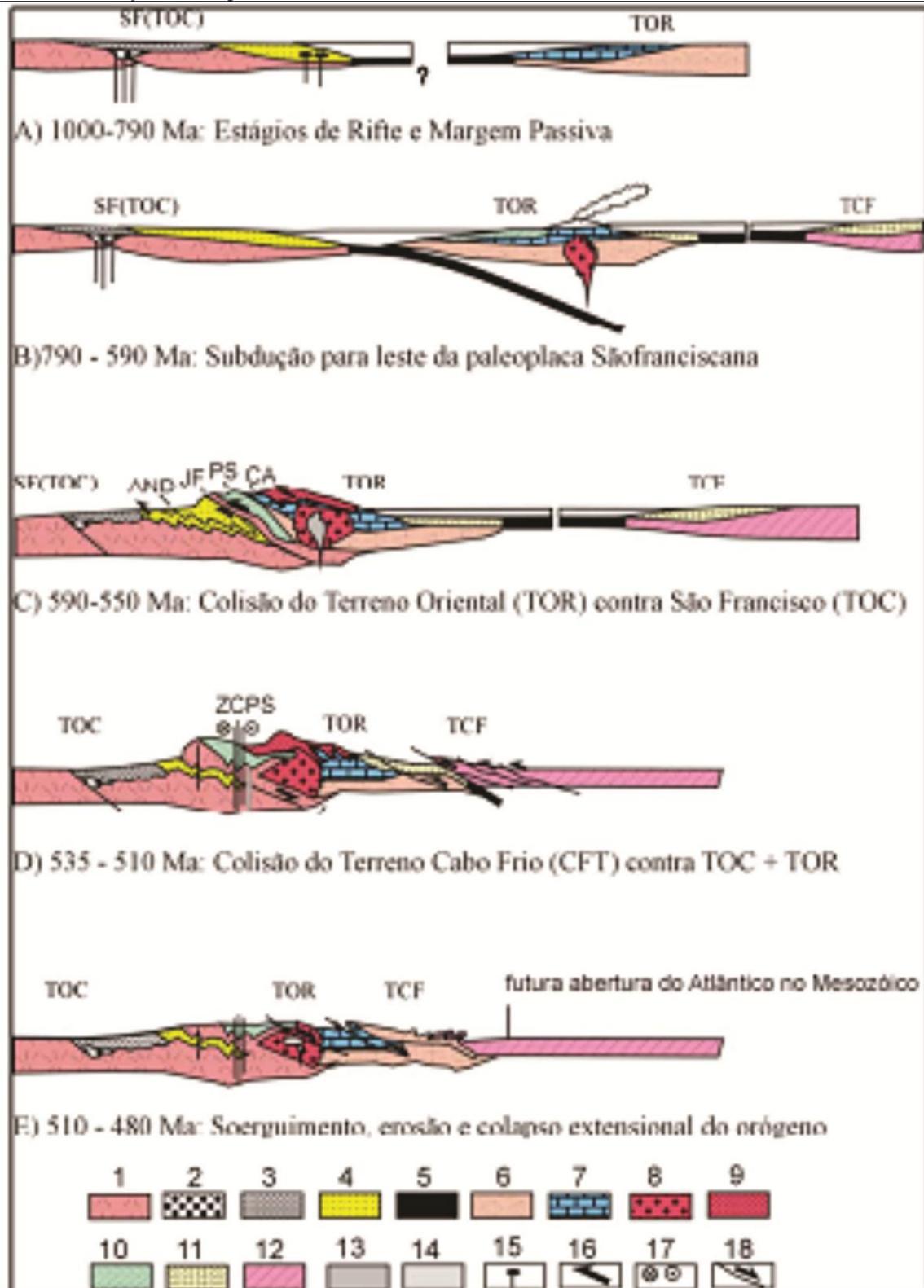
3.9 Evolução Tectônica

Na transição entre o Mesoproterozóico e o Neoproterozóico a quebra e dispersão de massas continentais geraram importantes bacias de margem passiva. As margens passivas das Faixas Brasília e Ribeira, localizadas a leste e sudeste do Cráton do São Francisco, respectivamente, foram desenvolvidas nessa época (HEILBRON et al., 1990; TROUW e PANKHURST, 1993; HEILBRON et al., 1999).

Posteriormente ocorre a convergência entre estas massas continentais com arcos magmáticos em episódios de colagem denominado de evento Brasileiro. No Segmento Central da Faixa Ribeira, tal como apontado anteriormente, a colagem brasileira foi resultado da convergência do continente São Francisco (Terreno Ocidental) e da placa da Serra do Mar ou Costeira (Terreno Oriental) (Figura 3.9.1).

A Orogênese Brasileira foi dividida em cinco fases baseada em dados tectono-metamórficos, magmáticos e geocronológicos por Heilbron et al., (1995), (2000), (2004a), Machado et al., (1996a), Trouw et al., (2000), Campos Neto et al., (2000) Campos Neto & Caby, (2004) e Valeriano et al., (2004).

Figura 3.7- Evolução do Orógeno Ribeira



Legenda: 1- Placa São Francisco; 2- Sucessão rift São João Del Rei; 3- Sucessão intraplaca Carandaí; 4- Margem passiva Andrelândia; 5- Crosta oceânica; 6- Paleoplaca Oriental; 7- Margem passiva Costeiro; 8- Rochas plutônicas Rio Negro; 9- Vulcânicas Rio Negro; 10- *Fore arc* Paraíba e Cambuci; 11- *Back arc* Búzios; 12- Paleoplaca Cabo Frio; 13- Granitos tipo I sin-colisionais; 14- Granitos tipo I tardi ou pós colisional; 15- Magmatismo toleítico; 16- Vergência tectônica; 17- Cisalhamento lateral; 18- Falhas normais.

Fonte : Modificado de HEILBRON et al., (2000), VALERIANO e MAGALHÃES (1984).

A subducção da placa São Francisco começou, com vergência para Sudeste, sendo caracterizada pelo período pré-colisional (ca. 890 a 595 Ma). No início da colisão continental a deformação D1 foi impressa nas rochas da antiga bacia de margem passiva, representada pelo Grupo Andrelândia, enquanto que as rochas do arco magmático intrudiram unidades metassedimentares do Terreno Oriental.

A colisão do Terreno Oriental e ocorreu entre ca. 605 a 580 Ma. Nesse estágio observa-se um encurtamento crustal, com geração de inúmeros granitos tanto do tipo I como do tipo S. O estágio tardi-colisional (ca. 565 a 550 Ma) é caracterizado por sua convergência oblíqua. O batólito da Serra dos Órgãos e outros granitóides com *trends* metaluminosos ocorrem nesse período.

O Terreno Paraíba do Sul colidiu primeiro com a margem São franciscana. A abundância de ortognaisses do embasamento Paleoproterozóico, levou os autores a interpretar esta unidade tectônica como um provável microcontinente (CAMPOS NETO, 2000; HEILBRON et al., 2004, 2008). Já a docagem do Terreno Cabo Frio ocorreu no Cambriano (ca. 530 a 510 Ma), é caracterizada pela convergência litosférica entre as duas placas, que se acomodam em zonas de cisalhamento dúcteis.

Finalmente, o estágio transicional (ca. 510 a 480 Ma), possível representante do colapso orogênico, é caracterizado por zonas de cisalhamento transtensionais associadas ao relaxamento térmico do Orógeno. *Stocks* de granitóides pós-colisionais com deformação tardia e assinatura geoquímica de rochas cálcio-alcalinas associadas em sua maioria com rochas toleíticas são exemplos de magmatismo típico desse estágio, provavelmente gerado por fusão de rochas crustais e mantélicas.

4 GEOLOGIA DA ÁREA ALVO

4.1 Introdução e base de dados

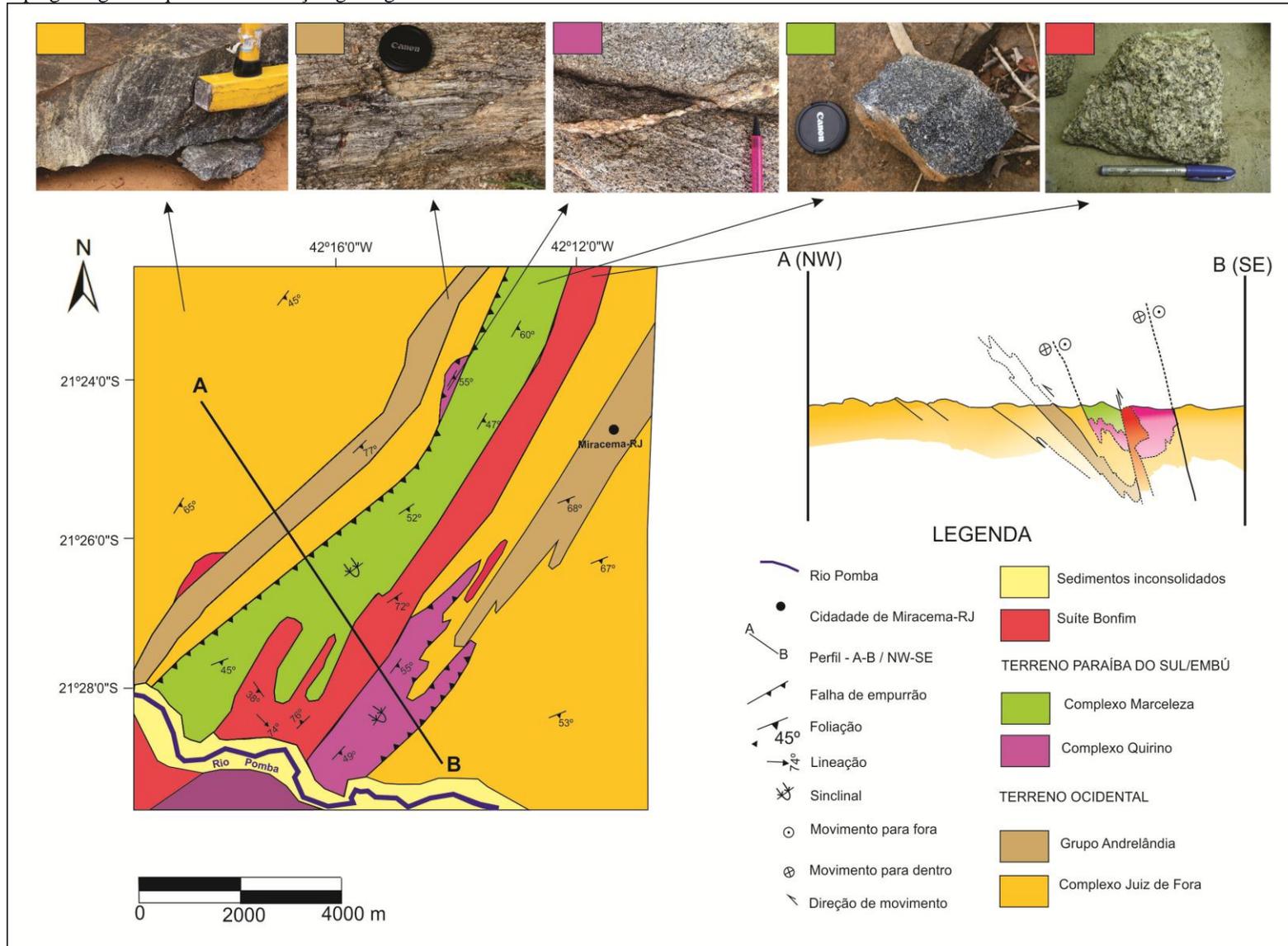
Este capítulo apresenta uma síntese integrada dos dados geológicos publicados na literatura e os dados provenientes do mapeamento de campo realizado na área onde afloram as rochas do Complexo Marceleza.

Este trabalho teve início durante o Projeto de Mapeamento do Estado do Rio de Janeiro (Pronageo 2007), convênio entre UERJ e a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), onde foram mapeadas dez folhas na escala de 1:100.000 no estado do Rio de Janeiro. Além deste projeto de mapeamento soma-se ainda os dados obtidos no trabalho de campo realizado junto a disciplina de Estágio de Campo II, no ano de 2009, na folha Miracema na escala de 1:50.000, além das etapas de campo relativo a este programa de mestrado. Durante os trabalhos de campo referente a esta dissertação de mestrado foram priorizados os afloramentos das unidades do Complexo Marceleza bem como sua posição tectonoestratigráfica e a relação de contato com as unidades mapeadas na área alvo. A coleta de amostras para estudos de geocronologia e geoquímica acompanharam a confecção do mapa geológico para a região (figura 4.1.1).

O mapa realizado (figura 4.1.1) apresenta o resultado dos trabalhos obtidos na escala de 1:50.000 na área localizada entre a cidade de Miracema e o rio Pomba, delimitada entre as coordenadas geográficas 42°20W a 42°10W e 21°22S a 21°30S totalizando uma área de aproximadamente 144 km².

A área alvo está inserida no contato entre as rochas do Terreno Ocidental, que contem rochas pertencentes ao Grupo Andrelândia e ao Complexo Juiz de Fora, e no Terreno Paraíba do Sul/Embú, representadas pelo Complexo Quirino e pelo Complexo Marceleza (foco deste trabalho). Rochas granitóides completam as unidades mapeadas na área.

Figura 4.1 - Mapa geológico esquemático e secção geológica da área de estudo



Fonte : O AUTOR, 2015. .

4.2 Unidades Litoestratigráficas

4.2.1 Unidades aflorante do Terreno Ocidental

4.2.1.1 Complexo Juiz de Fora

Este Complexo, descrito por Heilbron et al. (1998, 2000, 2002), Duarte et al. (2000, 2003); Tupinambá et al. (2003), apresenta uma composição heterogênea de ortogranulitos, variando de rochas norítica a charnockíticas até granulitos básicos. Os protólitos félsicos deste Complexo incluem granitóides cálcio-alcálicos, representantes de arco magmático cordilheirano e de arco de ilhas, e granitos colisionais com idades de 2,14 a 2,07 Ga., Heilbron et al. (2003b).

Na área de estudo, o relevo predominante desta unidade são morrotes arredondados, com poucos afloramentos frescos. Estes ocorrem em cortes de estradas, em rios, pedreiras e escarpas de morros com dimensões que podem variar de poucos metros em leitos de rio a até dezenas de metros nas escarpas ou pedreiras.

As rochas do Complexo Juiz de Fora compõe aproximadamente 60% em área mapeada. Na porção oeste, onde é mais frequente, os aspectos estruturais variam desde pouco foliados até miloníticos com mergulho moderados para sudeste. Na porção a leste as rochas apresentam uma intensa deformação e foliação milonítica SE com mergulhos variando entre 50° e 75°. Esta unidade faz contatos litológicos com todas as outras unidades descritas na área mapeada.

Os ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora (Figura 4.1.1) possuem granulação fina a média com coloração cinza a cinza esverdeado, quando frescos e quando alterados possuem tons marrom-alaranjado. São compostas mineralogicamente por um ou dois piroxênios (clino e orto), em função da composição, além de plagioclásio, K-feldspato, quartzo, hornblenda e biotita. Nesta unidade em alguns afloramentos foram observados lentes leucossomáticas, compostas por quartzo e feldspato, e lentes melanossomáticas, de biotita e hornblenda, e essas texturas são indicativas, de que houve fusão parcial nesta rocha. Veios de quartzo e pegmatitos com diferentes orientações ocorrem cortando esta unidade.

A presença de enclaves de rochas máficas e anfibolíticas sob formas lenticulares, as vezes muito estiradas, dependendo do grau de deformação da região, são frequentemente descritas junto aos afloramentos desta unidade.

Microscopicamente os granulitos possuem texturas granoblásticas a granonematoblásticas heterogranulares, de granulação fina a média com grãos variando entre 0,2mm e 0,6 mm.

Os minerais essenciais são representados por clinopiroxênio, ortopiroxênio, \pm K-feldspato, quartzo, plagioclásio, \pm hornblenda e biotita. Como minerais acessórios ocorrem zircão, allanita e minerais opacos, incluindo sulfetos. Localmente os granulitos apresentam um bandamento composicional com faixas máficas e félsicas. Na parte máfica predomina a ocorrência de dois piroxênios, além de hornblenda. Granada ocorre localmente nos litotipos básicos. Como minerais secundários ocorrem sericita e carbonatos. Já nas rochas félsicas, o ortopiroxênio passa a ser predominante junto a biotita nas rochas chanockíticas. Nos enderbitos os minerais principais passam a ser o ortopiroxênio, clinopiroxênio e hornblenda.

Nos litotipos com textura granonematoblástica a foliação principal é definida pela orientação da biotita e hornblenda ao longo da foliação principal. Já nos litotipos máficos/básicos os minerais orientados são representados pela hornblenda.

A seção tipo do Complexo na área mapeada possui composição norítica. O quartzo ocorre de forma hipodiomórfica com tamanhos entre 0,1 a 0,4 mm, sem presença de inclusões mas bastante fraturados. Os piroxênios estão presentes sob formas hipodiomórficas, de tamanhos entre 0,2 a 0,5 mm assim como os plagioclásio, também hipodiomórficos porém com tamanhos superiores a 0,4 mm. A hornblenda está presente com colorações que variam desde verde claro até um tom acastanhado, o que pode mostrar um enriquecimento de titânio durante o metamorfismo, também sob forma hipodiomórficas e de tamanhos médios de 0,3 mm. Por fim a biotita está presente sob formas lamelares, sub-euédricas e sempre em um tom de castanho escuro e de tamanhos entre 0,1mm a até 0,4 mm.

Alguns minerais como a hornblenda e a biotita apresentam relações texturais que sugerem retrometamorfismo e aparecem como texturas coroníticas nos piroxênios, principalmente no hiperstênio. A alteração de plagioclásio para sericita é comum, assim como a biotita que ocorre bordejando minerais de hornblenda. Também são visualizadas feições inversas a esta última apresentada, quando a hornblenda está nas bordas dos cristais de hiperstênio formando uma textura também coronítica, porém com características de um metamorfismo retrógrado. Texturas mimerquíticas são observadas indicando fusão parcial durante o metamorfismo.

O grau metamórfico pode ser interpretado através da presença de ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio, como paragênese principal e indicadora de pico metamórfico, mostrando que estas rochas sofreram metamorfismo sob condições mínimas de temperatura acima de 800°C. Estes dados indicam um metamorfismo de fácies granulito inferior, devido a coexistência de minerais característicos da fácies anfibolito como a hornblenda e minerais de fácies granulito como os piroxênios.

4.2.1.2 Grupo Andrelândia

Esta unidade compreende metassedimentos pelíticos a psamo-pelíticos em alto grau metamórfico com estruturas migmatíticas. O relevo predominante é suave com pequenos morrotes de pouca altitude, e vales escavados na paisagem. Seus afloramentos, em sua maioria, apresentam-se em alto estado de alteração intempéricas. Quando frescos, afloram normalmente em cortes de estradas, lajes de rios e blocos em encostas. Suas dimensões variam desde poucos metros, em rios, a até dezenas de metros em cortes de estrada.

A unidade compõe aproximadamente 9% da área mapeada. O litotipo predominante é o granada biotita gnaiss migmatítico composto por quartzo, feldspatos, granada, sillimanita e biotita (Figura 4.1.1) de granulação fina a média.

A rocha apresenta uma coloração leucocrática a mesocrática em tons de cinza claro, quando frescas e quando alteradas variam entre tons laranja e amarelo. Suas estruturas variam desde migmatíticas até miloníticas, com porfiroblastos centimétricos de granadas e matriz quartzo-feldspática, sendo mais comuns as variedades com alguma foliação penetrativa, tal como granolepidoblásticas. A presença de enclaves de rochas máficas, quartzitos, rochas calcissilícicas, granada leucogranito e leucocharnokito sob formas lenticulares ou estirados são frequentemente descritas, assim como os veios de quartzo e pegmatitos.

As rochas apresentam foliação variando desde incipiente até miloníticas. A leste, a deformação tectônica é intensa representada por uma marcante foliação milonítica. A atitude média é para SE, com mergulhos variando de 20 a 35°. Esta unidade faz contato tectônico com as rochas da unidade Juiz de Fora.

Microscopicamente os paragnaisses possuem texturas granolepidoblásticas a granoblásticas, heterogranulares, de granulação fina a média com grãos variando entre 0,1mm a 0,8 mm. A mineralogia é composta por quartzo, plagioclásio, K-feldspato, granada, biotita e

opacos. Como acessórios ocorrem zircão e apatita. Em algumas lâminas também pode ser observado à presença de sillimanita. O ortopiroxênio foi encontrado em poucos afloramentos a leste de Miracema, evidenciando a fácies granulito. O quartzo ocorre sob formas hipidioblásticas, com tamanhos entre 0,1 a 0,3 mm.

Nas variedades miloníticas formam fitas de quartzo estiradas compondo a textura da rocha. Já o ortopiroxênio, quando presente, está sob formas hipidioblásticas, com tamanhos entre 0,4 a 0,8mm. O Plagioclásio e o k-feldspato formam a matriz granoblástica. Em algumas amostras se apresentam como cristais de tamanhos superiores a 0,8 mm.

A granada está presente como porfiroblasto, com coloração lilás e tamanhos entre 0,3 a 0,5 mm e por fim, a biotita se apresenta sob formas de plaquetas lamelares com tom de castanho escuro, e tamanhos entre 0,1 a até 0,4 mm.

Foram observados ainda aspectos relativos a processos de fusão parcial na escala microscópica, com a presença de texturas vermiformes de quartzo em grãos de plagioclásio.

O grau metamórfico pode ser interpretado através da paragênese mineral quartzo + plagioclásio \pm k-feldspato \pm hiperstênio + biotita + granada \pm sillimanita, onde hiperstênio + sillimanita, são os minerais indicadores do pico metamórfico, mostrando que esta rocha sofreu metamorfismo sob condições mínimas de temperatura a 700°C, em fácies metamórfica granulítica.

Os paragnaisse apresentam estruturas migmatíticas com alta proporção de leucossomas, possivelmente derivados de processos de fusão parcial. Os leucossomas possuem quartzo, k-feldspato, plagioclásio e granada.

Aspectos indicativos de retrometamorfismo nesta unidade estão representados pela alteração de ortopiroxênio para biotita e a transformação de granada para biotita nas sombras de recristalização.

Na região, ocorrem ainda rochas básicas descritas ao longo de toda a extensão da área mapeada sob formas lenticulares, estiradas e/ou boudinadas, de tamanhos centimétricos a métricos, sempre alongadas no mesmo sentido da foliação das rochas encaixantes.

Estas rochas máficas, em sua grande maioria, são de composições básicas, frequentemente ocorrem com alto grau de alteração intempérica e coloração avermelhada. Quando frescas, possuem coloração preta a verde escuro, granulometria variando entre fina a média, com textura granoblástica inequigranular.

Análises microscópicas mostraram que os anfibolitos possuem textura granoblástica, de granulometria fina a média, composta por biotita, hornblenda, quartzo, plagioclásio e diopsídio.

Como acessórios são encontrados minerais opacos e zircão. A biotita possui um tom escuro de marrom e está frequentemente em formato alongado ao lado dos anfibólios.

O plagioclásio por sua vez ocorre com geminação polissintética e hábitos hipodioblásticos, enquanto que a hornblenda ocorre como porfiroblastos, com dimensões de até 0,4mm.

Assim a paragênese destas unidades também são indicativas de fácies anfibolito superior, neste caso devido a coexistência da hornblenda + granada + plagioclásio.

4.2.1.3 Suíte Bonfim

A unidade é representada por ortognaisses com hornblenda e fenocristais de K-feldspato. As rochas afloram a oeste da cidade de Miracema, em contato intrusivo junto aos granulitos do Juiz de Fora e as rochas do Complexo Marceleza.

O relevo predominante desta unidade é dominado por morrotes suaves. Os afloramentos estão pouco intemperizados e ocorrem em cortes de estradas, lajes de rios e lajes em encostas com dimensões que variam de poucos metros, em rios, a até dezenas de metros em cortes de estrada e encostas. Esta unidade perfaz cerca de 11 % da área mapeada (Figura 4.1.1).

É composta basicamente por quartzo, microclina, plagioclásio, hornblenda e biotita e em análises microscópicas, suas texturas variam entre rochas granoblásticas a granoporfiroblásticas, com fenocristais de feldspato.

Sua foliação principal é marcada pela orientação das fitas de quartzo nas variações miloníticas e mais frequentemente pela orientação da biotita e hornblenda nas variedades menos deformadas.

O K-feldspato algumas vezes é encontrado em fenocristais de até 2,5 de comprimento apresentando localmente textura de recristalização. Este mesmo mineral também ocorre na matriz com tamanhos inferiores a 2 mm, formando agregados junto ao quartzo, plagioclásio e a hornblenda.

A hornblenda ocorre com comprimentos superiores a 5 mm e a biotita ocorre como plaquetas, de coloração marrom bem claro e com dimensões menores que 3 mm, ambas definem a foliação desta rocha. Os minerais acessórios são representados por opacos, zircão e allanita.

Quando apresentam texturas miloníticas, a sul da folha Miracema, possuem forte valor comercial e se tornam uma importante fonte de renda para a região recebendo o nome comercial de Pedra Miracema ou Olho de Pombo, devido a suas características texturais quando polidas.

4.2.2 Terreno Paraíba do Sul/Embú

4.2.2.1 Complexo Quirino

As rochas do Complexo Quirino ocupam apenas 8% da área mapeada e predominam na porção centro-sul do mapa (Figura 4.1.1), representando a unidade do embasamento Paleoproterozóico deste terreno. As rochas afloram predominantemente nas partes mais baixas do relevo à exceção do ponto MI-BR-56 que é aflorante em um alto topográfico.

O Complexo Quirino compreende um conjunto heterogêneo de ortognaisses com composição variando de tonalítica a granítica. Junto aos empurrões basais deste terreno, as rochas estão com frequência mais migmatizadas apresentando por vezes texturas miloníticas.

Na literatura as rochas deste Complexo são descritas como representantes de antigos arcos cordilheranos evoluídos, com idades de cristalização U/Pb paleoproterozóicas entre ca. 2,3 a 2,1 Ga. (MACHADO et al., 1996; VALLADARES 1996; VALLADARES et al., 2000, 2002, 2006) e com núcleos arqueanos (RAGATKY et al., 1999).

Os afloramentos ocorrem em cortes de estradas, lajedos em rios e escarpas de morros e são frequentemente frescos, principalmente nos lajedos encontrados no leito dos rios. Esses afloramentos variam de dimensões métricas em lajedos a dezenas de metros em cortes de estradas e escarpas rochosas. Ocorrem ainda com frequência, a presença de enclaves máficos (decimétricos a métricos) e xenólitos de gnaisses bandados, geralmente estirados ao longo da foliação e por vezes até boudinados.

Os limites das rochas do Complexo Quirino com as outras Unidades são intrusivos e tectônicos. Como observado principalmente no afloramento MI-BR-56 as rochas do Complexo Marceza são intrusivas nas rochas do Complexo Quirino e constituem uma estrutura sinformal empurrada tectonicamente sobre as rochas do Complexo Juiz de Fora. Os contatos com a Suíte Bonfim são interpretados como intrusivos tardios.

Na área mapeada, os afloramentos do Complexo Quirino, cujo litotipo principal é o hornblenda biotita gnaisses são na sua maior parte representados por rochas foliadas, com bandamento composicional e com indícios de migmatização por fusão parcial, devido a presença de bandas leucossomáticas e melanossomáticas.

Este litotipo é caracterizado por sua coloração cinza, com variação de tons claros a escuros, textura equigranular e granulometria entre média a grossa. É composto macroscopicamente por plagioclásio, quartzo, hornblenda, biotita e K-feldspato. As rochas migmatíticas apresentam leucossomas (composto por quartzo e feldspato) e melanossomas (ricos em hornblenda e biotita).

Microscopicamente os gnaisses apresentam textura granoblástica a granolepidoblástica, de granulação fina a média, com grãos de tamanho variando entre 0,12 a 0,75 mm. Seus minerais principais são plagioclásio, K-feldspato, quartzo, hornblenda, biotita e localmente ocorre clinopiroxênio (diopsídio). Como minerais acessórios ocorrem zircão, allanita e minerais opacos.

O mineral mais frequente é o quartzo, possui tamanhos entre 0,12 a 0,65 mm e localmente são fraturados. O plagioclásio formam prismas alongados com tamanho médio de 0,40 mm. Quando presente na matriz, apresenta formas xenoblásticas e possui tamanhos menores que 0,15 mm.

Já o K-feldspato ocorre com grãos menores que 0,18 mm, com hábito tabular curto. A hornblenda ocorre sob formas prismáticas (indicativas de metamorfismo de alta temperatura) com tamanhos médios entre 0,15 a 0,35 mm e cores que variam em tons de verde.

O clinopiroxênio é representado pelo diopsídio com pleocroísmo verde claro característico, com hábito prismático à irregular e quando presentes apresentam diâmetro não superior a 35 μ m. A biotita ocorre como palhetas e ou com hábito acicular, com coloração marrom acastanhada e dimensões entre 0,12 a 0,65 mm. Em menor quantidade, os minerais acessórios descritos foram a allanita, a titanita, a apatita, o zircão e opacos.

As rochas do Complexo Quirino apresentam aspecto foliado, sendo que a xistosidade é grossa e marcada pela orientação da biotita e da hornblenda, além dos enclaves máficos. Nas amostras com textura milonítica ocorrem porfiroblastos de hornblenda e plagioclásio decimétricos, além de fitas de quartzo com espessuras entre 0,20 a 0,40 mm.

Texturas indicativas de retrometamorfismo foram descritas nestas rochas, tais como a biotita bordejando minerais de hornblenda e hornblenda coronítica nos piroxênios.

A paragênese principal é definida por clinopiroxênio + plagioclásio + hornblenda + biotita, indicando metamorfismo em fácies anfíbolito superior.

4.2.2.2 Complexo Marceleza

Esta unidade é composta por rochas ortoderivadas de coloração esverdeada, com composição básica (metagabros) à intermediária (enderbitos). Sua distribuição geográfica define um corpo de aproximadamente 22 Km² com até 12 Km de comprimento e espessuras de até 1,8 km, ocupando aproximadamente 12% da área de estudo mapeada (Figura 4.1.1).

Os afloramentos possuem variações métricas, ocorrem em lajedos ao longo de drenagens, cortes de estradas e encostas de escarpas, estando de um modo geral com baixo grau de fraturamento e intemperismo (Figura 4.2.2.1). Enclaves de rochas máficas são observados sob formas lenticulares e ou estirados em parte dos afloramentos visitados.

Figura 4.2 - Tipos de afloramentos característicos do Complexo Marceleza

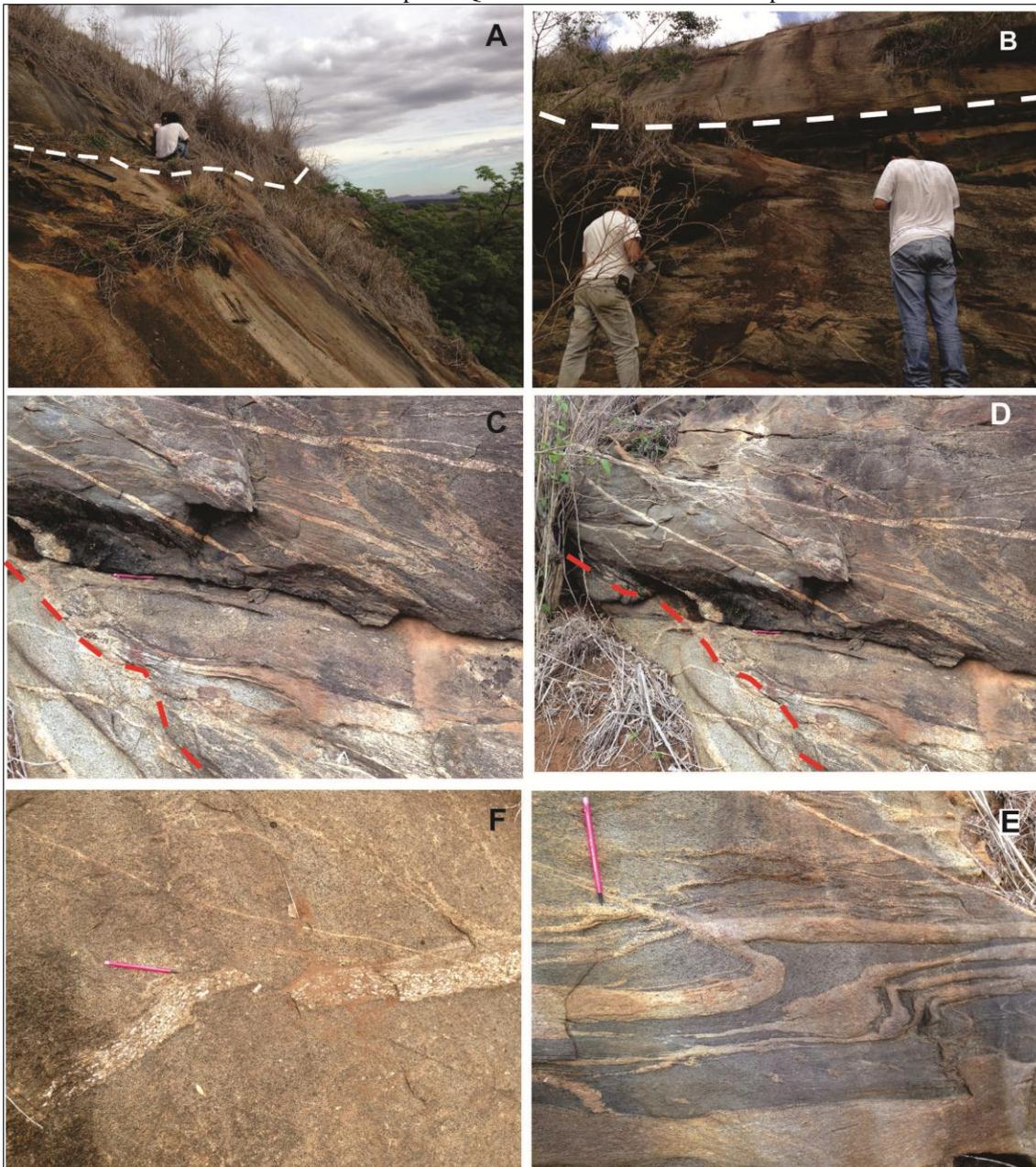


Legenda : A e B) afloramentos do tipo encosta C) Blocos e matacões D) Lajedos em leito de rio.
 Fonte : O AUTOR, 2015.

Originalmente, estas rochas foram admitidas como integrantes da associação de ortogranulitos básicos presentes no Complexo Juiz de Fora. Entretanto, como resultado do mapeamento detalhado realizado, observamos que as rochas do Complexo Marceleza são intrusivas nos ortognaisses do Complexo Quirino como observado no ponto MI-BR-55 a noroeste da área (Figura 4.2.2.2.2).

Neste contato é possível ver o posicionamento das rochas do Complexo Marceleza, que se encontram na base do afloramento, em contato abrupto e retilíneo com as rochas do Complexo Quirino localizado na parte superior da encosta (Figura 4.2.2.2). O afloramento mostra que o conjunto dos ortognaisses bandados e migmatíticos do Complexo Quirino é intrudido por um corpo de metagabro com ortopiroxênio representante do Complexo Marceleza (Figura 4.2.2.2).

Figura 4.3 - Contato entre as rochas do Complexo Quirino com as rochas do Complexo Marceleza

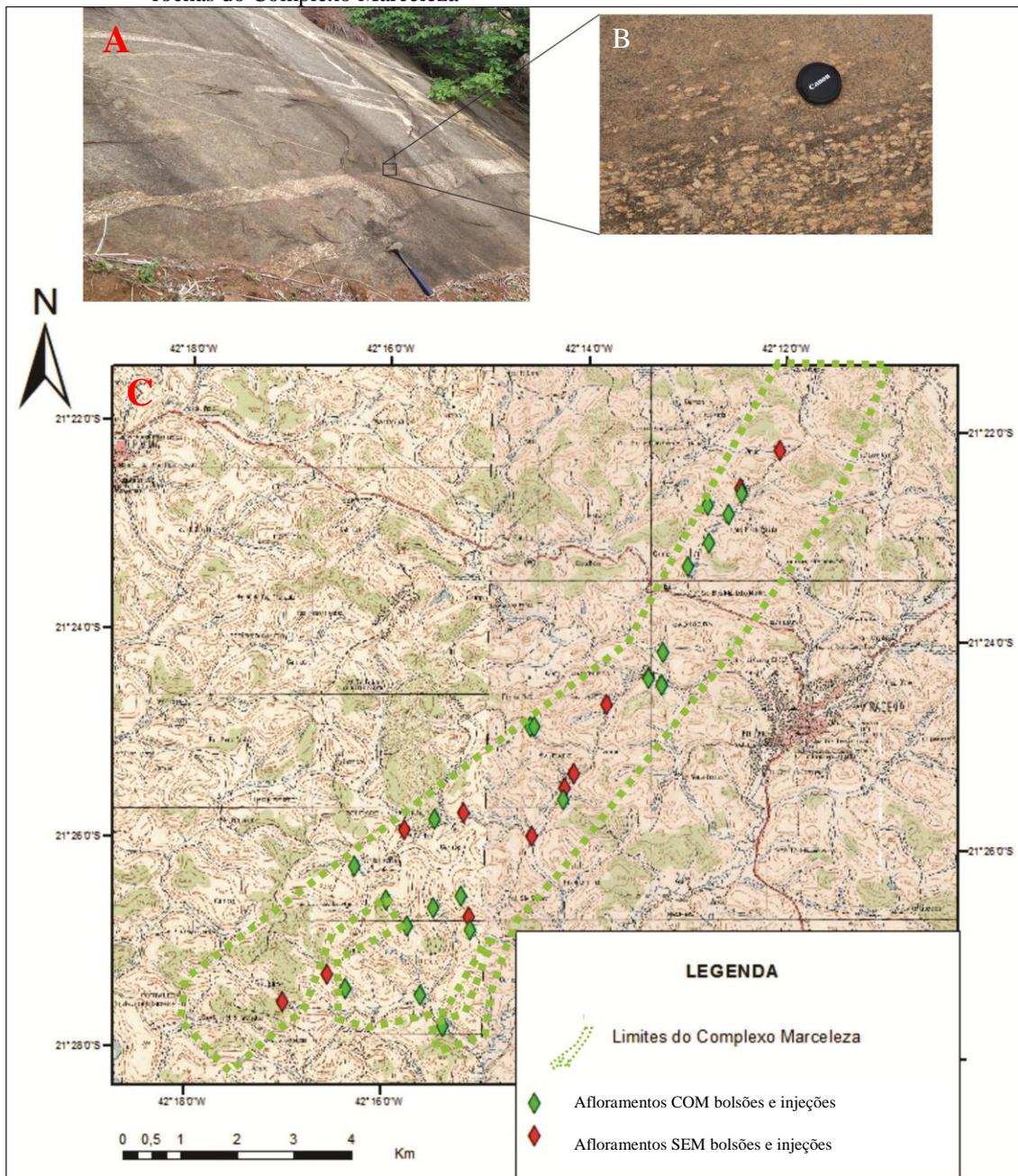


Legenda : A e B) Aspectos gerais do contato (linha pontilhada branca) entre as rochas do Complexo Quirino e do Complexo Marceleza; C e D) Detalhes do contato (linha pontilhada vermelha) entre os ortognaisses e os metagabros; E) Injeções ricas em fenocristais com deslocamento lateral nos metagabros do Complexo Marceleza; F) Dobras nos ortognaisses do Complexo Quirino.

Fonte : O AUTOR,2015.

Por outro lado, os granitóides porfíricos da Suíte Bonfim são intrusivos nos litotipos do Complexo Marceliza, à leste e a sul do corpo. Próximo aos contatos entre as unidades são frequentes a ocorrência de injeções e bolsões de composição granítica ricas em fenocristais (provavelmente relacionados a própria Suíte Bonfim) dentro do Complexo Marceliza (Figura 4.2.2.2.3). Já em sua porção centro-oeste, mais afastado dos granitóides da Suíte Bonfim, verificamos a ausência desses bolsões e injeções (Figura 4.2.2.2.2).

Figura 4.4 - Mapa esquemático representando a presença de bolsões e injeções graníticas da Suite Bonfim nas rochas do Complexo Marceliza



Legenda : A) Fotografias representando as injeções em escala de afloramento, B) Detalhe das injeções; C) Mapa esquemático representando a presença de bolsões e injeções graníticas.

Fonte : O AUTOR, 2015.