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

Pedro Costa Furtado

Evolução geológica, estrutural e termotectônica da região entre Ouro Fino e Pouso Alegre, sul de Minas Gerais

Rio de Janeiro
2018

Pedro Costa Furtado

Evolução geológica, estrutural e termotectônica da região entre Ouro Fino e Pouso Alegre, sul de Minas Gerais

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 do Rio de Janeiro. Área de concentração: Geologia Estrutural, Petrologia e Geotectônica.

Orientador: Prof. Dr. Rodrigo Peternel Machado Nunes

Coorientador: Prof. Dr. Rudolph Allard Johannes Trow

Rio de Janeiro

2018

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

F992 Furtado, Pedro Costa.
Evolução geológica, estrutural e termo-tectônica da região entre Ouro Fino e Pouso Alegre, Sul de Minas Gerais / Pedro Costa Furtado. – 2018.
180 f. : il.

Orientador: Rodrigo Peternel Machado Nunes.
Coorientador : Rudolph Allard Johannes Trouw
Dissertação (Mestrado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.

1. Geotectônica – Minas Gerais – Teses. 2. Geologia Estrutural – Minas Gerais – Teses. 3. Petrografia – Minas Gerais – Teses. 4. Metamorfismo (Geologia) – Minas Gerais – Teses. 5. Tempo geologico – Minas Gerais – Teses. I. Nunes, Rodrigo Peternel Machado. II. Trouw, Rudolph Allard Johannes III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título.

CDU 551.242.3(815.1)

Bibliotecária responsável: Fernanda Lobo / CRB-7: 5265

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

_____ _____

Assinatura Data

Pedro Costa Furtado

Evolução geológica, estrutural e termotectônica da região entre Ouro Fino e Pouso Alegre, sul de Minas Gerais

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 do Rio de Janeiro. Área de concentração: Geologia Estrutural, Petrologia e Geotectônica.

Aprovada em 18 de dezembro de 2018.

Banca Examinadora:

_____

Prof. Dr. Rodrigo Peternel Machado Nunes (Orientador)

Faculdade de Geologia – UERJ

_____

Prof. Dr. Rudolph Allard Johannes Trow (Coorientador)

Faculdade de Geologia – Universidade Federal do Rio de Janeiro

_____

Prof. Dr. José Renato Nogueira

Faculdade de Geologia – UERJ

_____

Prof. Dr. Julio Cezar Mendes

Faculdade de Geologia – Universidade Federal do Rio de Janeiro

Rio de Janeiro

2018

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu orientador Rodrigo Peternel pela atenção e ensinamentos passados durante toda realização desta pesquisa e pela participação e contribuição financeira nos trabalhos de campo mesmo em períodos de crise e atrasos de salários, e ao meu coorientador Rudolph Trouw por todos os debates e correções realizadas.

Ao meu amigo Marcos Fontainha, por todos os ensinamentos e debates geológicos e parcerias em diversas campanhas de campo, com certeza uma das maiores influências para a realização desse trabalho.

Agradeço aos meus amigos da graduação e pós-graduação (UERJ e UFRJ) que de alguma forma contribuiram para a realização desse trabalho, mas principalmente ao meu amigo Teodoro Bernabé que me acompanhou em quase todo o percurso desse trabalho, participando pelo menos de um terço das campanhas de campo (40 dias) e realizando trabalhos de iniciação cientifica e publicações em congressos e simpósios.

À FAPERJ pelo auxílio financeiro (bolsa de mestrado), mesmo com atrasos.

Aos técnicos do LGPA por todo o suporte na preparação de amostras, e por estarem resistindo mesmo com tantas dificuldades.

Por fim, agradeço a minha namorada por toda paciência e amor nesse período e aos meus pais por todo apoio e suporte ao longo dessa jornada.

Só uns poucos tomam, por todos os demais, o encargo nobre e pleno de responsabilidade de custodiar a escritura sagrada da Terra, de lê-la e interpretá-la, pois o enlace consciente do homem com sua estrela está confinado a uma ciência especial... GEOLOGIA.

Hans Cloos (1885-1951)

RESUMO

FURTADO, Pedro Costa. **Evolução geológica, estrutural e termotectônica da região entre Ouro Fino e Pouso Alegre, sul de Minas Gerais**. 2018. 153 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

A área estudada localiza-se a sudoeste do Estado de Minas Gerais, na região de Borda da Mata, abrangendo metade das folhas Borda da Mata e Ipuiuna 1.50:000, tendo como foco principal o corredor que ocorre entre as *nappes* Socorro e Guaxupé (NSG), onde ocorrem rochas do grupo Itapira (Orosiriano a Estateriano) e do seu embasamento, representado pelo Complexo Pouso Alegre (Riaciano). Esta área está inserida no contexto do Orógeno Brasília Meridional, com interferência de estruturas do Orógeno Ribeira Central, de maneira que a região estudada faz parte da Zona de Interferência entre esses orógenos. A partir do mapeamento em escala 1.25:000, foram reconhecidos dois domínios com litotipos distintos: Domínio Inferior – constituído por uma sequência metavulcanossedimentar, equivalente ao Grupo Itapira, composta, da base para o topo por rochas metabásicas a intermediárias (Anfibolito, Ultramáfica e Hornblenda-Biotita Gnaisse); (Granada) Biotita Gnaisse quartzoso com intercalações de anfibolito, quartzito feldspático e escasso gondito; Muscovita Quartzito feldspático com intercalações de anfibolito, gondito e (Sillimanita) Biotita Xisto; Quartzo-Sericita xisto/filito; (Sillimanita) Biotita Gnaisse/Xisto com intercalações de Grafita Gnaisse e escassos corpos de anfibolito e quartzito feldspático. Esta sequência está assentada sobre rochas ortoderivadas do Complexo Pouso Alegre, representado pelas unidades Biotita Ortognaisse Migmatítico e (Hornblenda) Ortognaisse porfirítico. Localmente as rochas do Grupo Itapira são intrudidas por diques de metagranito hololeucocrático correlacionado ao metagranito Taguar (Estateriano). O Domínio Superior é representado pelas nappes Guaxupé (norte) e Socorro (sul), composto por rochas de protólito ígneo, correspondente principalmente a Ortognaisse (mega)porfirítico dos batólitos Pinhal-Ipuiuna e Serra da Água Limpa (ambos Criogeniano), e Gnaisse Charnockitico hololeucocrático na base. Nestas rochas há registros de 3 eventos metamórficos e, ao menos, 3 fases deformacionais dúcteis. O metamorfismo (M1) mais antigo (Riaciano/Orosiriano) está registrado apenas nas rochas do embasamento do Grupo Itapira, gerando fusão parcial em ortognaisses do Complexo Pouso Alegre. O metamorfismo principal (M2) ocorre em todas as rochas acima descritas, em condições de fácies anfibolito médio a alto e pressões intermediárias, no campo da sillimanita. Este metamorfismo é contemporâneo à principal fase de deformação (Dn), que gera dobras isoclinais e zonas de cisalhamento de empurrão oblíquas com movimento de topo para ENE, e colocam as rochas das NSG sobre as rochas do Grupo Itapira e do Complexo Pouso Alegre, associado a estágio colisional (limite Criogeniano/Ediacariano) da porção sul do Orógeno Brasília. O terceiro metamorfismo (M3) ocorre localmente em fácies anfibolito baixo a xisto verde, em zonas de cisalhamento do Cinturão de Cisalhamento Ouro Fino (CCOF). Este cinturão é composto por 9 zonas de cisalhamento com orientação E-W a NE-SW, apresentando movimentação oblíqua principalmente destral, com domínios transpressivos e transtensivos, localmente interconectadas por zonas de cisalhamento de menor porte, compondo um padrão anastomosado regional. A estas zonas estão associadas dobras fechadas a apertadas com eixos subparalelos a lineação de estiramento, com vergência para NW, sendo estas geradas na fase deformacional Dn+1. O CCOF é produto de uma compressão NW-SE, associada ao estágio colisional (Ediacariano) do Orógeno Ribeira.

Palavras-chave: Geotectônica. Geologia Estrutural. Petrografia.

ABSTRACT

FURTADO, Pedro Costa. **Structural, geological and thermotectonic evolution of the region between Ouro Fino and Pouso Alegre, Southern Minas Gerais.** 2018. 153f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

The study area is located in the S/SW portion of Minas Gerais State – Brazil, in the Borda da Mata region, encompassing half of the Borda da Mata and Ipuiuna 1:50 000 geological maps. More specifically, the main target of the study is the region that runs between the Guaxupé and Socorro nappes where Itapira Group rocks (Orosirian and Statherian) and their basement, the Pouso Alegre Complex (Rhyacian), occur. The study area is part of the interference zone between the Brasília and Ribeira belts. It is characterized by the interference from central Ribeira Belt structures into the southern Brasília Belt context. Through geological mapping on a 1:25 000 scale, two distinct lithological domains were recognized. The Inferior domain consists in a metavolcanossedimentary sequence equivalent to the Itapira Group, composed, from base to top of: Metabasic to intermediary rocks (Amphibolite, ultramafic and hornblend-biotite gneiss); Quartz-rich (Garnet) Biotite gneiss with intercalations of amphibolite, gondite and (sillimanite) biotite schist; Quartz-sericite schist/phyllite; (sillimanite) biotite gneiss/schist with intercalations of graphite gneiss and sparse amphibolite and feldspathic quartzite bodies. This sequence lies over ortho-derived rocks of the Pouso Alegre Complex, represented by the migmatitic biotite orthogneiss and porphyritic (hornblend) orthogneiss units. Itapira Group rocks are locally intruded by dikes of a hololeucocratic metagranite, correlatable to the Taguar metagranite (Statherian). The Superior Domain is represented by the Guaxupé (to north) and Socorro (to south) nappes. They are composed of rocks with igneous protoliths, corresponding mainly to (mega)porphyritic orthogneiss of the Pinhal-Ipuiuna and Serra da Água Limpa batoliths of Cryogenian age, with a hololeucocratic charnockitic gneiss on the base. These rocks register three different metamorphic events and at least three ductile deformation phases. The oldest metamorphic stage (M1 – Rhyacian/Orosirian limit) is evidenced only on Itapira Group basement rocks, by partial fusion of Pouso Alegre Complex orthogneiss. The main metamorphic event (M2) of the area is preserved on all described units, and unfolded under medium to high amphibolite facies with intermediate pressure, in the sillimanite zone. The M2 event is contemporaneous to the main deformational phase (Dn), which produced isoclinal folds and oblique thrust-related shear zones with ENE vergence. This puts Guaxupé and Socorro nappes rocks over the Itapira Group and Pouso Alegre Complex, and is associated with the collisional stage of the southern portion of the Brasília Belt (Cryogenian/Ediacaran limit). The third metamorphic event is of local influence, and occurs in green schist to low amphibolite facies on the shear zones of the Ouro Fino shear belt. This belt consists in nine E-W to NE-SW oriented shear zones with mainly dextral throw and subordinate transtensive and transpressive domains which connect locally through smaller shear zones, producing a regional anastomosed pattern. Closed to tight folds with subparallel axis, stretching lineations and NW vergence develop associated to the previously described shear zones during deformational phase Dn+1. The Ouro Fino shear belt is the result of a NW-SE compression related to the first collisional stage of the Ribeira Belt (Ediacaran).

Keywords: Geotectonic. Structural Geology. Petrography.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa de localização..... 18
Figura 2 – Imagem de Localização..... 19
Figura 3 – Mapa tectônico simplicado da porção sul do Cráton São Francisco (SFC)..... 24
Figura 4 – Mapa geológico regional..... 26
Figura 5 – Estratigrafia simplificada da MSA..... 27
Figura 6 – Mapa geológico regional..... 28
Figura 7 – Mapa geológico regional simplificado..... 35
Figura 8 – Mapa Tectônico de uma parte do Sul de Minas Gerais a leste da área estudada..... 37
Figura 9 – Segmento central da Faixa Ribeira..... 38
Figura 10 – Mapa Regional..... 44
Figura 11 – Mapa Tectônico..... 48
Figura 12 – Fotografias de campo..... 51
Figura 13 – Mapa ampliado..... 52
Figura 14 – Fotografia do afloramento de biotita ortognaisse migmatítico..... 52
Figura 15 – Fotografias de campo..... 53
Figura 16 – Fotografia do ortognaisse milonítico..... 54
Figura 17 – Fotomicrografias das amostras BM-48 B, BM-48 E e BM-182..... 55
Figura 18 – Fotomicrografia dos cristais de biotita..... 56
Figura 19 – Fotomicrografias BM-73, BM-101 e BM-48 E..... 57
Figura 20 – Fotomicrografias das amostras BM-182, BM-48 B e BM-48 E..... 58
Figura 21 – Fotografias de campo..... 59
Figura 22 – Mapa ampliado..... 60
Figura 23 – Fotografias de campo..... 60
Figura 24 – Fotografia de campo..... 61
Figura 25 – Fotomicrografias das amostras BM-248 B, BM-197 e BM-263..... 63
Figura 26 – Fotomicrografias das amostras BM-34, BM-248 B, BM-146 A, BM-145 D..... 64

Figura 27 – Fotomicrografias das amostras BM-146 A, BM-263, BM-248 e BM-237 65
Figura 28 – Diagrama de classificação modal QAP 67
Figura 29 – Fotografias de campo 69
Figura 30 – Fotografias de campo 71
Figura 31 – Fotografia de campo 72
Figura 32 – Fotomicrografia da amostras BM-326 73
Figura 33 – Fotomicrografia das amostras BM-394 A e BM-258 74
Figura 34 – Fotomicrografias das amostras BM-178 e BM-258 75
Figura 35 – Fotografias de campo 76
Figura 36 – Fotomicrografias das amostras BM-1 B e BM-36 78
Figura 37 – Fotomicrografias das amostras BM-403, A BM-1 B, BM-203 e BM-176 79
Figura 38 – Fotografias de campo 80
Figura 39 – Fotografias do campo 82
Figura 40 – Fotomicrografias da amostras BM-340 82
Figura 41 – Fotomicrografias das amostras BM-374, BM-518 e BM-107 84
Figura 42 – Fotografia de campo 85
Figura 43 – Fotografias de campo 86
Figura 44 – Fotomicrografias das amostras BM-56 B, BM-54 2B e BM-236 87
Figura 45 – Fotomicrografias das amostras BM-54 2B e BM-54 D 88
Figura 46 – Fotomicrografia da amostras BM-54 2B 89
Figura 47 – Fotografia de campo 90
Figura 48 – Diagrama Q-Quartzo, F-Feldspato e M-Micas 92
Figura 49 – Classificação de rochas sedimentares 92
Figura 50 – Fotografias de campo 93
Figura 51 – Fotomicrografias das amostras BM-536 e BM-439 94
Figura 52 – Fotomicrografias das amostras BM-536 e BM-439 95
Figura 53 – Fotografias de campo 96
Figura 54 – Fotografias de campo 96
Figura 55 – Fotomicrografias das amostras BM-316 C e BM-191 B 97
Figura 56 – Fotografias de campo 97
Figura 57 – Fotomicrografia da amostras BM-364 C 99

Figura 58 – Fotomicrografias das amostras BM-181 e BM-153..... 99
Figura 59 – Fotomicrografias das amostras BM-322, BM-316 C e BM-202..... 100
Figura 60 – Fotomicrografias da amostra BM-147..... 102
Figura 61 – Diagrama de rochas básicas..... 104
Figura 62 – Fotografias de campo..... 105
Figura 63 – Fotomicrografias das amostras BM-292 A, BM-407, BM-292, BM-364 C e BM-313 B..... 107
Figura 64 – Diagrama Q-A-P..... 109
Figura 65 – Fotografias de campo..... 110
Figura 66 – Fotomicrografia das amostras BM-218 B..... 111
Figura 67 – Fotografias de campo..... 113
Figura 68 – Fotomicrografias das amostras BM-422, BM-24 e BM-421..... 115
Figura 69 – Fotomicrografias das amostras BM-401 e BM-421..... 116
Figura 70 – Fotografia megascópica da amostras BM-428..... 117
Figura 71 – Fotomicrografias da amostra BM-428..... 118
Figura 72 – Fotografias de campo..... 120
Figura 73 – Fotografias de campo..... 122
Figura 74 – Fotomicrografias das amostras BM-209 e BM-181..... 123
Figura 75 – Fotografia de campo e fotomicrografia..... 123
Figura 76 – Fotomicrografias das amostras BM-237, BM-403 A e BM-403..... 124
Figura 77 – Estereograma da Foliação Sn..... 125
Figura 78 – Fotografias de campo..... 126
Figura 79 – Estereograma de Lineação (Ln)..... 127
Figura 80 – Fotografias de campo..... 129
Figura 81 – Estereogramas dos eixos e planos axiais das dobras da fase Dn..... 130
Figura 82 – Fotografia de campo..... 131
Figura 83 – Fotomicrografias das amostras BM-52 C, BM-518 D, BM-40 e BM-395..... 132
Figura 84 – Fotomicrografias das amostras BM-443, BM-73, BM-155 e BM-107..... 133
Figura 85 – Estereograma de foliação milonítica Sn+1..... 134
Figura 86 – Fotografias de campo..... 135
Figura 87 – Estereograma de Lineação Ln+1..... 135

Figura 88 – Fotografias de campo..... 136
Figura 89 – Estereograma dos eixos de dobras da fase Dn+1..... 137
Figura 90 – Estereograma dos planos axiais de dobras da fase Dn+1..... 137
Figura 91 – Fotografias de campo..... 142
Figura 92 – Fotomicrografias das amostras BM-36, BM-48 E e BM-236..... 143
Figura 93 – Estereograma da foliação milonítica da fase Dn+2..... 144
Figura 94 – Estereograma da lineação de estiramento da fase Dn+2..... 144
Figura 95 – Estereograma dos eixos de dobramento da fase Dn+2..... 145
Figura 96 – Fotografias de campo..... 146
Figura 97 – Fotografias de campo..... 148
Figura 98 – Fotomicrografia da amostras BM-73..... 148
Figura 99 – Diagrama PxT para ortognaisses do embasamento..... 149
Figura 100 – Fotomicrografias das amostras BM-236 e BM-180..... 150
Figura 101 – Diagrama PxT de rocha metapelítica..... 151
Figura 102 – Fotomicrografias das amostras BM-322 e BM-202..... 152
Figura 103 – Diagrama PxT de rocha metamáfica..... 152
Figura 104 – Fotomicrografias das amostras BM-269 e BM-298 B..... 153
Figura 105 – Fotomicrografias das amostras BM-428, BM-298 B e BM-385 C..... 155
Figura 106 – Zonas de Cisalhamento da fase Dn+1..... 164
Figura 107 – Modelo Geotectônico..... 168

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Classificação do tamanho dos cristais segundo os limites granulométricos..... 21

Tabela 2 – Composição modal de 7 amostras da unidade Biotita Ortognaisse Migmatítico..... 66

Tabela 3 – Composição modal de 7 amostras da unidade (Hornblenda) Biotita Gnaisse Migmatítico..... 66

Tabela 4 – Classificação modal QAP de 7 amostras da unidade Biotita Gnaisse Migmatítico e 7 amostras da unidade (Hornblenda) biotita ortognaisse porfirítico..... 67

Tabela 5 – Composição Modal do (Granada) Biotita Gnaisse Quartzoso feita a partir de 25/30 visadas por lâmina..... 74

Tabela 6 – Composição Modal do Muscovita Quartzito feldspático com granada, feita a partir de 25/30 visadas por lâmina..... 80

Tabela 7 – Composição Modal do Quartzo Sericita Filito/Xisto feita a partir de 25/30 visadas por lâmina..... 84

Tabela 8 – Composição Modal do (Sillimanita-Granada) Biotita xisto/gnaisse feita a partir de 25/30 visadas por lâmina..... 89

Tabela 9 – Composição modal recalculada para 100% de Quartzo-Feldspato-Micas das rochas metassedimentares das unidades acima descritas..... 91

Tabela 10 – Composição modal de 8 amostras da unidade metabásica..... 103

Tabela 11 – Composição modal recalculada para 100%..... 103

Tabela 12 – Composição modal da unidade (Hornblenda) gnaisse leucocrático..... 108

Tabela 13 – Composição modal recalculada para 100% de 6 amostras da unidade (Hornblenda) gnaisse leucocrático..... 108

Tabela 14 – Composição modal recalculada para 100%..... 108

Tabela 15 – Estratigrafia da Sequência Metavulcanossedimentar da região de Borda da Mata (MG), associada ao Grupo Itapira..... 161

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

CCOF	Cinturão de Cisalhamento Ouro Fino
Cpx	Clinopiroxênio
D.S	Domínio Superior
D.I	Domínio Inferior
F Geo/UERJ	Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro
Grd	Granada
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
ISO	*International Standards Organization*
K-f	K- feldspato
LASER	*Light Amplification by Stimulated Emission*
MSA	Megassequência Andrelândia
NC	Nicol cruzado
NP	Nicol paralelo
N.S.G	*Nappe* Socorro Guaxupé
Op	Opaco
Opx	Ortopiroxênio
Pl	Plagioclásio
Qtz	Quartzo
Tc	Talco
Tr	Tremolita
Ttn	Titanita

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO 15
1 **OBJETIVOS** 17
2 **LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO** 18
3 **METODOLOGIA** 20
4 **GEOLOGIA REGIONAL** 23
4.1 **Contexto Geotectônico** 23
4.2 **Megassequência Andrelândia e seu Embasamento** 23
4.3 **Grupo Itapira e seu Embasamento Arqueano/Paleoproterozóico** 28
4.4 ***Nappe* Socorro-Guaxupé** 31
4.5 **Orógeno Brasília** 34
4.6 **Orógeno Ribeira** 38
4.6.1 Síntese da Evolução Tectônica (Orógeno Ribeira) 40
4.7 **Cinturão de Cisalhamento Ouro Fino (CCOF)** 41
4.8 **Síntese da Zona de Interferência entre os Orógenos Brasília e Ribeira** 43
5 **RESULTADOS** 49
5.1 **Geologia Local** 49
5.1.1 Mapa Geológico e Abordagem Geral 49
5.1.2 Unidades de Mapeamento 50
5.1.2.1 Domíno Inferior 50
5.1.2.1.1 Complexo Ortognássico (Embasamento) 50
5.1.2.1.1.1 Unidade Biotita Ortognaisse Migmatítico 50
5.1.2.1.1.2 Unidade (Hornblenda) Biotita Ortognaisse porfirítico 58
5.1.2.1.2 Sequência Metavulcanossedimentar (Grupo Itapira) 68
5.1.2.1.2.1 Unidade (Granada) Biotita Gnaisse Quartzoso 70
5.1.2.1.2.2 Unidade Muscovita Quartzito feldspático 75
5.1.2.1.2.3 Unidade Sericita Quartzo Filito 81
5.1.2.1.2.4 Unidade (Sillimanita-Granada) Biotita Xisto/Gnaisse 85
5.1.2.1.2.5 Unidade Metabásica 93
5.1.2.1.2.6 Rochas Metaultramáficas 93
5.1.2.1.2.7 Rocha Metabásica 95
5.1.2.1.2.8 Clinopiroxênio Anfibolito 101
5.1.2.1.2.9 Unidade Hornblenda-Plagioclásio Gnáisse leucocrático 104
5.1.2.1.2.10 Unidade Diques de Metagraníticos deformados (Gnaisse Taguar) 109
5.1.2.2 Dominio Superior (D.S) 111
5.1.2.2.1 Domínio das *Nappes* Guaxupé e Socorro 111
5.1.2.2.2 Unidade Ortognaisse (mega)porfirítico 112
5.1.2.2.3 Unidade Gnaisse Granulítico 116
5.2 **GEOLOGIA ESTRUTURAL** 119
5.2.1 Geologia Estrutural/Microtectônica 119
5.2.1.1 Fase de Deformação Dn 119
5.2.1.2 Foliação Sn 121
5.2.1.4 Dobramentos da Fase Dn 127
5.2.1.5 Fase de Deformação Dn+1 130
5.2.1.6 Fase de Deformação Dn+2 142
5.2.1.7 Fase de Deformação rúptil - Dr 146
5.3 **METAMORFISMO** 146
5.3.1 Embasamento 147

5.3.2 Sequência Metavulcanossedimentar 149
5.3.3 Ortognaisses da Nappe Socorro-Guaxupé 153
6 **DISCUSSÕES E CONCLUSÕES** 157
6.1 **Discussões** 157
6.1.1 Embasamento da Sequência Metavulcanossedimentar 157
6.1.2 Sequência Metavulcanossedimentar 158
6.1.3 *Nappe* Socorro-Guaxupé 162
6.1.4 Cinturão de Cisalhamento Ouro Fino (CCOF) 163
6.1.4 Metamorfismo 165
6.1.5 Evolução Geotectônica 166
CONCLUSÕES 169
REFERÊNCIAS 171
APÊNDICE A – Mapa Geológico e Seções Geológicas 181
APÊNDICE B – Mapa Estrutural 182
APÊNDICE C – Mapa de Ponto 183

INTRODUÇÃO

A região sul-sudoeste do Estado de Minas Gerais vem sendo alvo de pesquisas científicas por docentes e alunos de algumas universidades brasileiras, em especial UERJ, UFRJ, UFMG e USP, entre outras. Um dos principais focos é a compreensão da evolução tectonometamórfica Neoproterozóica da região localizada a sul da porção meridional do Cráton do São Francisco. Os resultados destes trabalhos têm sido de suma importância para o entendimento da evolução dos orógenos neoproterozóicos do sudeste brasileiro, em especial os orógenos Brasília e Ribeira. No contexto geológico regional, a porção meridional do Orógeno Brasília é representada por um sistema de *Nappes* com transporte tectônico de topo para E-NE, resultado de subducção seguida de colisão entre os paleocontinentes Paranapanema (margem ativa) e São Francisco (margem passiva), com sua evolução geotectônica (670-600 Ma), envolvendo: a) magmatismo pré-colisional tipo cordilherano (670-625Ma) representado pelos batólitos Pinhal-Ipuiúna (HADDAD, 1995; HADDAD *et al*., 1997) e Serra da Água Limpa (VINAGRE *et al.*, 2014) nas *nappes* Guaxupé e Socorro, respectivamente; b) metamorfismo sin-colisional de fácies xisto verde a granulito, com auge entre 625 e 615Ma, registrado tanto em rochas da Megassequência Andrelândia (MSA) e seu embasamento (Paleoproterozóico / Arqueano), relacionados ao paleocontinente São Francisco, quanto em rochas das *Napp*es Socorro e Guaxupé, associadas ao paleocontinente Paranapanema; c) granitogenese tardi a pós colisional, associada ao colapso do orógeno entre 610 e 600Ma. Posteriormente ocorreu a colisão que gerou o orógeno Ribeira (590-560 Ma), a sul-sudeste do Cráton do São Francisco, resultando em uma zona de interferência estrutural e metamórfica entre a porção meridional da Faixa Brasília e o segmento central do Orógeno Ribeira (TROUW *et al.*, 1994; PETERNEL *et al.*, 2005).

A área de estudo deste projeto de mestrado foca no corredor que ocorre entre as *nappes* Guaxupé e Socorro, aonde ocorrem rochas do grupo Itapira e do seu embasamento (Complexo Pouso Alegre), e pretende abordar três assuntos que ainda suscitam discussão: a) a relação entre a Megassequência Andrelândia (PACIULLO, 1997; PACIULLO *et al.*, 2000) e seu embasamento, a leste das *Nappes* Guaxupé e Socorro, e o grupo Itapira e seu embasamento representado por dois complexos ígneos que ocorrem no corredor entre as *nappes* supracitadas; b) a relação entre as *nappes* Socorro e Guaxupé; c) a relação das zonas

de cisalhamento do Cinturão de Cisalhamento Ouro Fino com as estruturas das Faixas Móveis Brasília e Ribeira.

No primeiro assunto, o Grupo Itapira é composto por rochas paraderivadas com intercalações de rochas metabásicas (máficas/ultramáficas), correlacionado à Megassequência Andrelândia (HEILBRON *et al*, 2004). Entretanto trabalhos de ARTUR (1980, 1988) e LAZARINI (2008) apresentam dados geocronológicos das rochas metabásicas do Grupo Itapira, indicando idades Paleoproterozóicas, levantando a hipótese de correlação destas rochas ao Supergrupo Minas ou a Formação Lafaiete (LAZARINI, 2008). Já os complexos ígneos, constituídos por rochas com idades Arquenas e registros de remobilização no Paleoproterozoíco e no Neoproterozóico, foi considerado como correspondente do Complexo Barbacena, pelos autores como EBERT e BROCHINI (1968) e ZANARDO (1987), sendo estes complexos parte das unidades constituintes do embasamento da MSA.

No segundo assunto, a hipótese mais difundida considera as *nappes* Socorro e Guaxupé correlatas, representando a parte aflorante do paleocontinente Paranapanema, ligadas à evolução do orógeno Brasília meridional. Nos mapas apresentados em diversos trabalhos (CAMPOS NETO *et al.*, 1984; 1999; CAMPOS NETO & CABY, 2000; HEILBRON *et al.*, 2004; PETERNEL *et al.*, 2005; TEIXEIRA, 2015; TROUW *et al.*, 2000; TROUW *et al*, 2013) estas *nappes* ocorrem separadas por uma faixa com até 20 km de largura, com rochas sotopostas que seriam relacionadas a MSA e seu embasamento. Trabalhos recentes desenvolvidos para o Mapa Geológico da Folha Pouso Alegre, escala 1:100.000 (RIBEIRO *et al.*, 2015) mostram o contato basal das *Nappes* Socorro e Guaxupé truncando os contatos das unidades sotopostas da MSA e do seu embasamento e colocam a faixa com tais rochas, na parte oeste do mapa, com poucos quilômetros de largura, com indícios de que o contato basal das duas *nappes* poderia se unir mais a oeste por baixo da Bacia do Paraná, não aflorando assim as rochas que compõem a MSA e seu embasamento.

O terceiro assunto abrange o aspecto estrutural da área, marcada por um conjunto de zonas de cisalhamento denominado Cinturão de Cisalhamento de Ouro Fino (ARTUR, 1988), compostas por zonas de cisalhamento subverticais, com registro de movimentação destral e sinistral, e zonas de baixo ângulo para SW com movimento de topo para E-NE.

1 OBJETIVOS

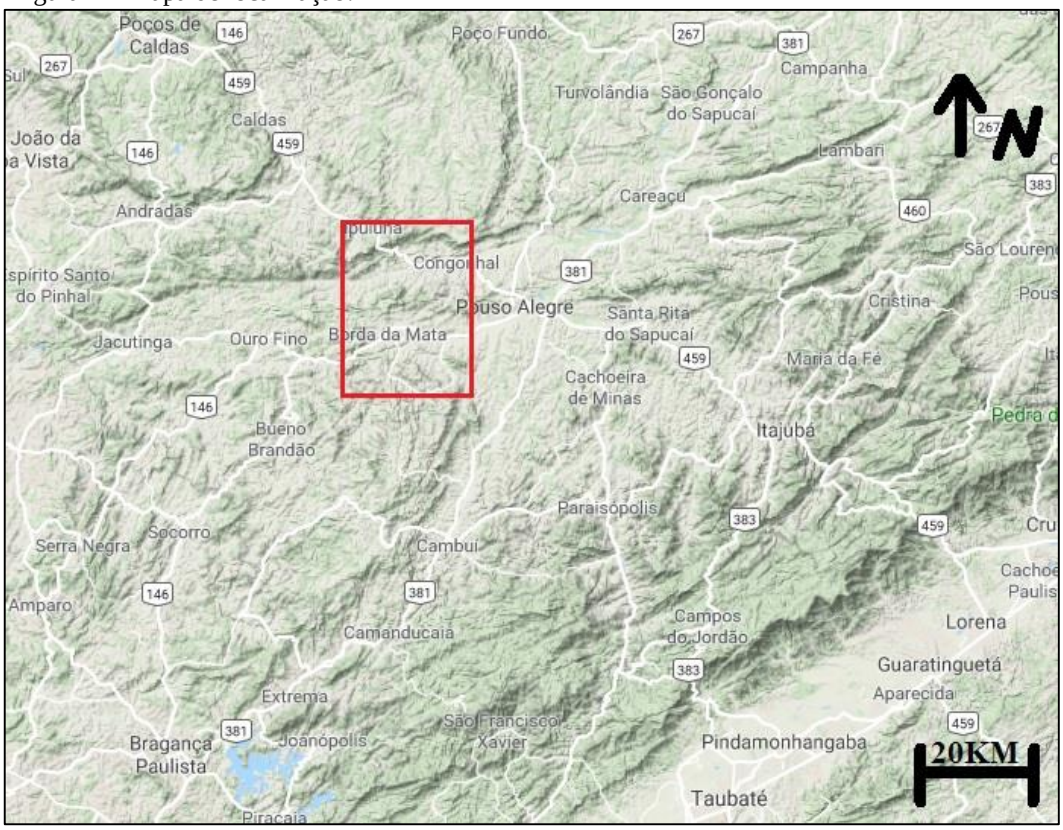
Este projeto tem como objetivo o mapeamento geológico-estrutural em escala 1:50.000 da área proposta com detalhamento 1:25.000 na porção central da área, aonde ocorrem as rochas do grupo Itapira e seu embasamento (Complexo Pouso Alegre), e caracterização petrográfica, estrutural, metamórfica e geocronológica das rochas existentes na área proposta. A partir do estudo da área em questão pretende-se discutir a relação entre: os grupos Itapira e seu embasamento, a oeste, e Megassequência Andrelândia e seu embasamento, a leste; as *nappes* Guaxupé, a norte, e Socorro, a sul; e a correlação das diferentes zonas de cisalhamento da área com as estruturas vinculadas a evolução dos orógenos Brasília e Faixa Ribeira. Por fim espera-se que os dados obtidos durante o desenvolvimento deste projeto de mestrado possam ajudar a compreensão da evolução dos orógenos supracitados e sua interação.

2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo localiza-se na porção sul-sudoeste do Estado de Minas Gerais, a oeste da cidade de Pouso Alegre e a leste da cidade de Ouro Fino, tendo a cidade de Borda da Mata como principal referência (Figura 1). A área abrange também as cidades de Congonhal, Ipuiúna, Senador José Bento e Tocos do Mogi.

A região encontra-se aproximadamente a 410 km da cidade do Rio de Janeiro (Figura 2), com o percurso mais curto seguindo pela rodovia BR-116 (Via Dutra) até a cidade de Lorena, em seguida pela BR-459 subindo a Serra sentindo Pouso Alegre e por fim pela rodovia MG-290 até Borda da Mata.

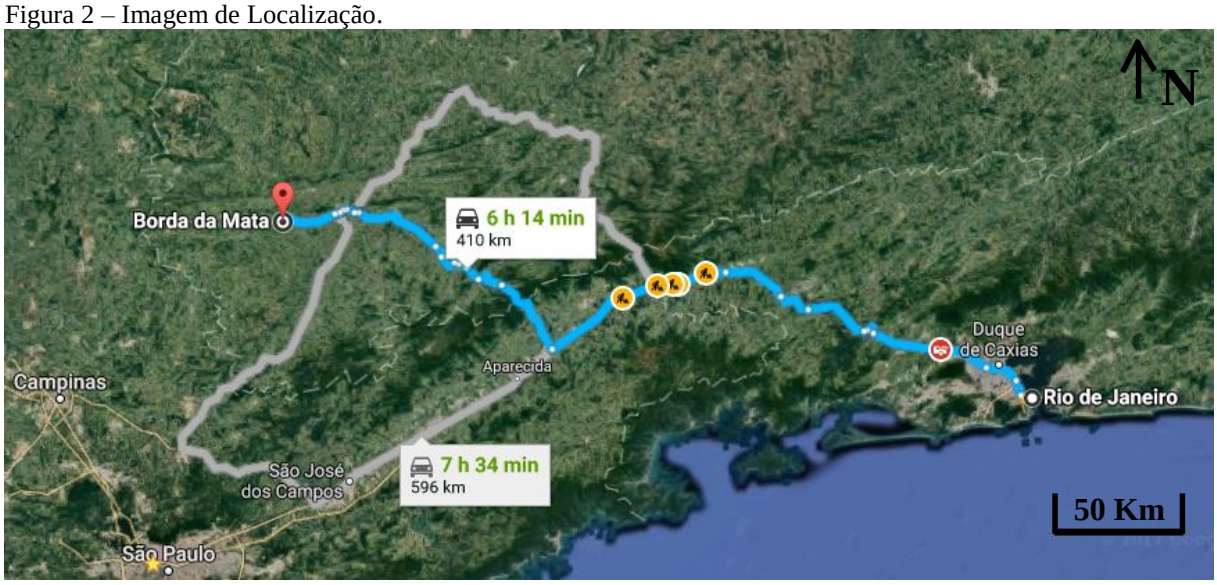
Figura 1 – Mapa de localização.



Legenda: Localização da área de estudo (retângulo preto), apresentando as principais estradas e seu modelo digital de elevação.

Fonte: Modificada do Google Maps. Acesso em 10/12/2017.

Figura 2 – Imagem de Localização.



Legenda: Possibilidades de percursos do Rio de Janeiro até Borda da Mata.
Fonte: Modificada Google Maps, acessado em 10/12/2017.

3 METODOLOGIA

Para alcançar os objetivos, a metodologia proposta compreende as seguintes etapas:

a) Etapa de escritório: Incluiu revisão bibliográfica de trabalhos existentes sobre a área proposta e adjacências, obtenção de bases cartográficas e compilação de mapas geológicos, interpretação de imagens de satélite e modelos digitais de terreno, para identificação de feições estruturais regionais. Também inclui a integração dos diversos dados obtidos no projeto, a elaboração de mapas geológico, estrutural e de pontos no software ArcGIS® versão 10.0. da ESRI, além de seções geológicas transversais às principais estruturas. Para a confecção de texto e tabelas da dissertação, serão utilizados os programas Excel e Word 2013 do pacote Office.

b) Etapa de campo: Realizou-se a compilação de duas cartas topográficas 1:50.000 do IBGE, folhas Ipuiuna e Borda da Mata, resultando em uma área de aproximadamente 728 Km², mapeada na escala 1:25.000 (área sotoposta às *Nappes* Socorro – Guaxupé) e 1:50.000 (região correspondente às *nappes* citadas). Foram realizadas 5 campanhas de campo, totalizando 127 dias de campo, resultando em 615 pontos visitados e uma excursão regional de 20 dias de campo.

O mapeamento consistiu em percorrer a área através de estradas principais, vicinais e trilhas, localizando-se e posicionando no mapa topográfico os pontos de interesse geológico, sendo esses pontos afloramentos de rocha e ocorrência de blocos. O deslocamento foi feito principalmente de bicicleta e/ou a pé. A localização dos pontos visitados foi realizada utilizando-se GPS Garmin modelo e-trex 20, datum Córrego Alegre com projeção em UTM e Zona 23_K. Os dados estruturais foram obtidos utilizando bússola de Estrato para Geólogo Clar, modelo Gekom – Breithaupt, com declinação de 22° W, assim resultando em um mapa geológico-estrutural, com a caracterização dos diferentes litotipos e agrupamento em unidades de mapeamento, levantamento de dados estruturais, além de coleta de amostras para análises petrográfica, microtectônica (amostras orientadas), geoquímica e geocronológica.

c) Etapa de Laboratório: Nesta etapa foi realizada a preparação de amostras, no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA / FGEL) para as análises petrográfica e microtectônica. As análises petrográficas e

microtectônicas foram realizadas no Laboratório de Petrografia da FGEL a partir de 111 lâminas delgadas confeccionadas com as amostras coletadas nos trabalhos de campo.

As rochas coletadas foram descritas levando em consideração a sua mineralogia, textura, granulação, forma dos grãos e composição modal. A composição modal foi definida por contagem 600 pontos por lâmina em rochas de proveniência ígnea e aproximadamente 25/30 visadas nas rochas metassedimentares.

A classificação da granulação foi feita de acordo com os limites granulométricos sugeridos por WILLIAMS *et al*. (1970), como pode ser visto abaixo na Tabela 1.

Tabela 1 – Classificação do tamanho dos cristais segundo os limites granulométricos.

GRANULAÇÃO	**MILÍMETROS**
Muito Grossa	>30
Grossa	30 a 5
Media	5 a 1
Fina	1 a 0,1
Muito Fina	<0,1

Fonte:WILLIAMS *et al*., 1970.

O grau de desenvolvimento das faces cristalinas obedeceu a seguinte nomenclatura: idiomórfico (euédrico), quando as faces cristalinas estão bem desenvolvidas; hipidiomórfico (subédrico), quando apenas algumas faces estão bem desenvolvidas; xenomórficos (anédricos), quando não apresentam faces regulares.

Os milonitos na área de mapeamento foram classificados segundo a classificação de SIBSON (1977), como:

a) Protomilonitos (10-50% de matriz cominuída);
b) Milonitos (50-90% matriz);
c) Ultramilonitos (≥90% matriz).

A variação de granulação das rochas permitiu classificá-las como equigranular e inequigranular, podendo a última ser porfirítica ou seriada.

Por ainda conservar algumas feições ígneas primárias, as rochas ortoderivadas identificadas, assim como as rochas ígneas, tiveram sua nomenclatura definida pela classificação proposta por STRECKEISEN (1974), utilizando o programa Triplot.

A classificação dos diferentes padrões das rochas migmatíticas encontradas nas unidades do embasamento foram definidas a partir dos termos adotados por MEHNERT (1968) e SAWYER (2008).

As medidas estruturais de foliação tectônica e de lineações foram apresentadas em estereogramas elaborados a partir do software Stereonet V.2.45.

4 GEOLOGIA REGIONAL

4.1 **Contexto Geotectônico**

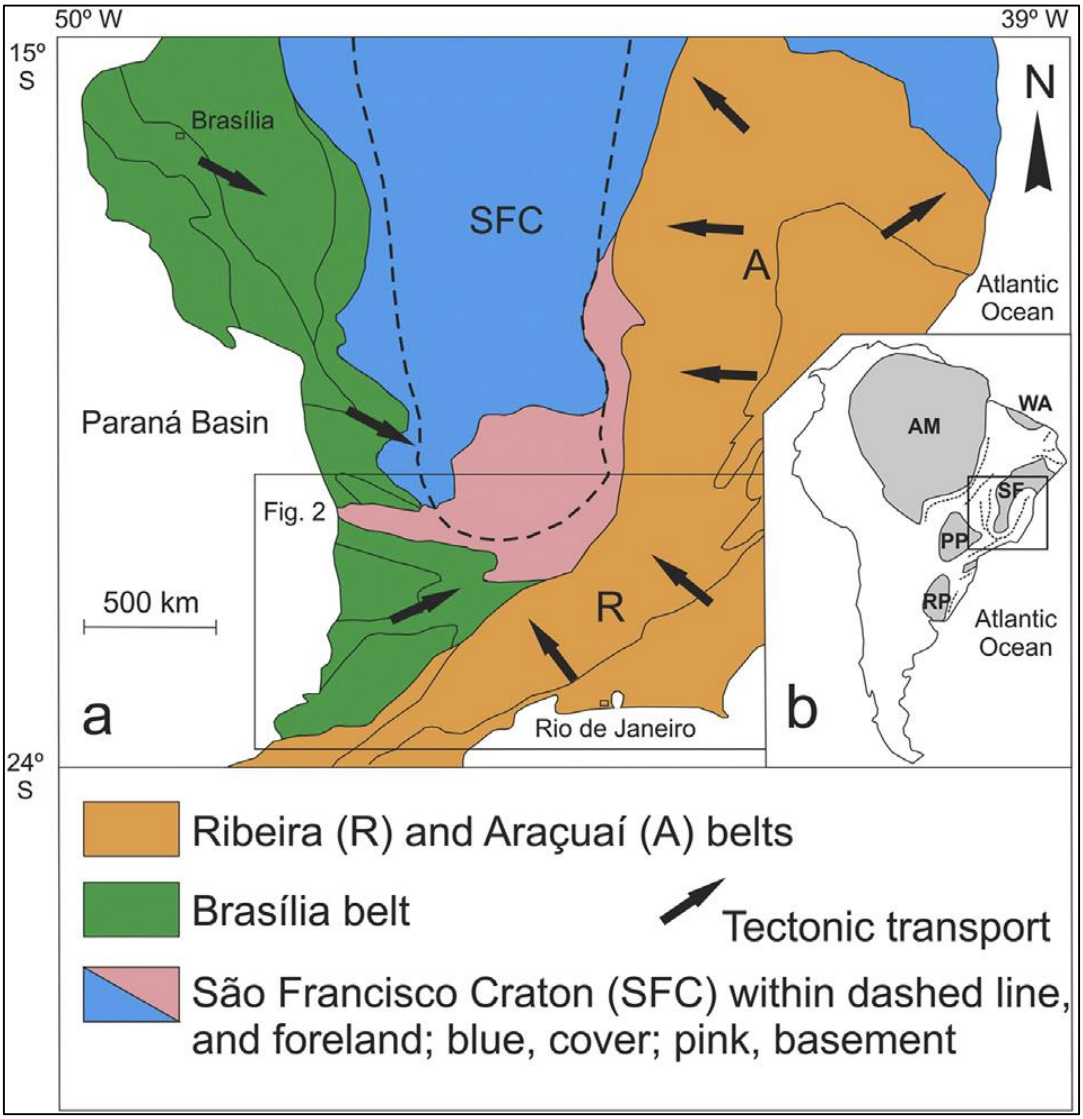
Na plataforma Sul Americana, importantes eventos orogênicos ocorreram no Neoproterozóico, resultando na aglutinação da porção ocidental do paleocontinente Gondwana (ALKMIM *et al*., 2001). Tais eventos fazem parte da colagem orogênica Brasiliana (BRITO NEVES *et al*., 1999), pertencentes às províncias Tocantins (Orógenos Araguaia, Paraguai e Brasília) e Mantiqueira (Orógenos Araçuaí, Ribeira, Apiaí e Dom Feliciano). O Orógeno Brasília Meridional corresponde à região localizada no extremo sul da Província Tocantins, abrangendo parte do estado de São Paulo e o sul do estado de Minas Gerais.

A região de estudo encontra-se a sul do limite meridional do Cráton do São Francisco (ALMEIDA, 1977), na porção sul do Orógeno Brasília (Figura 3). Este orógeno teve início da sua evolução geotectônica com subducção para oeste, com geração de arco magmático tipo cordilherano, seguido de colisão envolvendo os paleocontinentes São Francisco (margem passiva) e Paranapanema (margem ativa). As rochas envolvidas nessa evolução geológica são associadas a Megassequência Andrelândia (MSA) / Grupo Itapira e seu embasamento (Paleoproterozóico / Arqueano), relacionados ao paleocontinente São Francisco, e as rochas que compõem as *Nappes* Socorro e Guaxupé, associadas ao paleocontinente Paranapanema.

4.2 **Megassequência Andrelândia e seu Embasamento**

Na borda sul do Cráton do São Francisco, três megassequências sedimentares proterozóicas, que representam o registro de antigas bacias sedimentares são separadas do embasamento por importantes discordâncias litológica e/ou angular.

Figura 3 – Mapa tectônico simplicado da porção sul do Cráton São Francisco (SFC).



Legenda: Mapa tectônico simplificado da porção sul do Craton São Francisco (SFC), com as faixas orogênicas circundantes; nota-se o aparente truncamento da porção sul do Orógeno Brasília pelo Orógeno Ribeira.
Fonte: TROUW *et al.* (2013).

O embasamento de idade arqueana/paleoproterozoica é composto por terrenos ortognáissicos migmatíticos e faixas do tipo granito-greenstone de alto grau metamórfico, com remanescentes de antigos núcleos, e faixas greenstone de baixo grau metamórfico. Estas rochas são afetadas por metamorfismo paleoproterozóico entre 2.065 e 2.035 Ma (NOCE *et al.*, 2000) e metamorfismo neoproterozoico entre 620 e 580 Ma associado à evolução dos orógenos Brasília e Ribeira. Na área de estudo tem partes onde está em posição autóctone e outras partes onde está alóctone, intercalada tectonicamente com sucessões da Megassequência Andrelândia.

Segundo PETERNEL *et al.* (2005), na região entre Caxambu e Pedralva, no sul de Minas Gerais, ocorrem ortognaisses paleoproterozóicos e arqueanos, com idades de cristalização 2.089, 2.152 Ma e 2.909 Ma (análises Pb-Pb em zircão), com intercalações de corpos máficos e ultramáficos, correlacionados com as rochas da borda sul do Cráton do São Francisco;

Próximo à cidade de Amparo, em um domínio alóctone, FETTER *et al*. (2003) descrevem ortognaisses trondjhemíticos migmatizados e ortognaisses bandados de composição granodiorítica com idades U/Pb em zircão de 3.024 +/- 9 Ma e 2.772 +/- 26 Ma, respectivamente e idades U/Pb em zircão nos ortognaisses próximos ás cidades de Pouso Alegre e São Gonçalo do Sapucaí de 2.136 +/- 8 Ma e 2.119 +/- 6 Ma, respectivamente. Estas rochas foram correlacionadas pelos mesmos autores como parte da borda sul do Cráton do São Francisco que foi desmembrada durante a evolução do Orógeno Brasília.

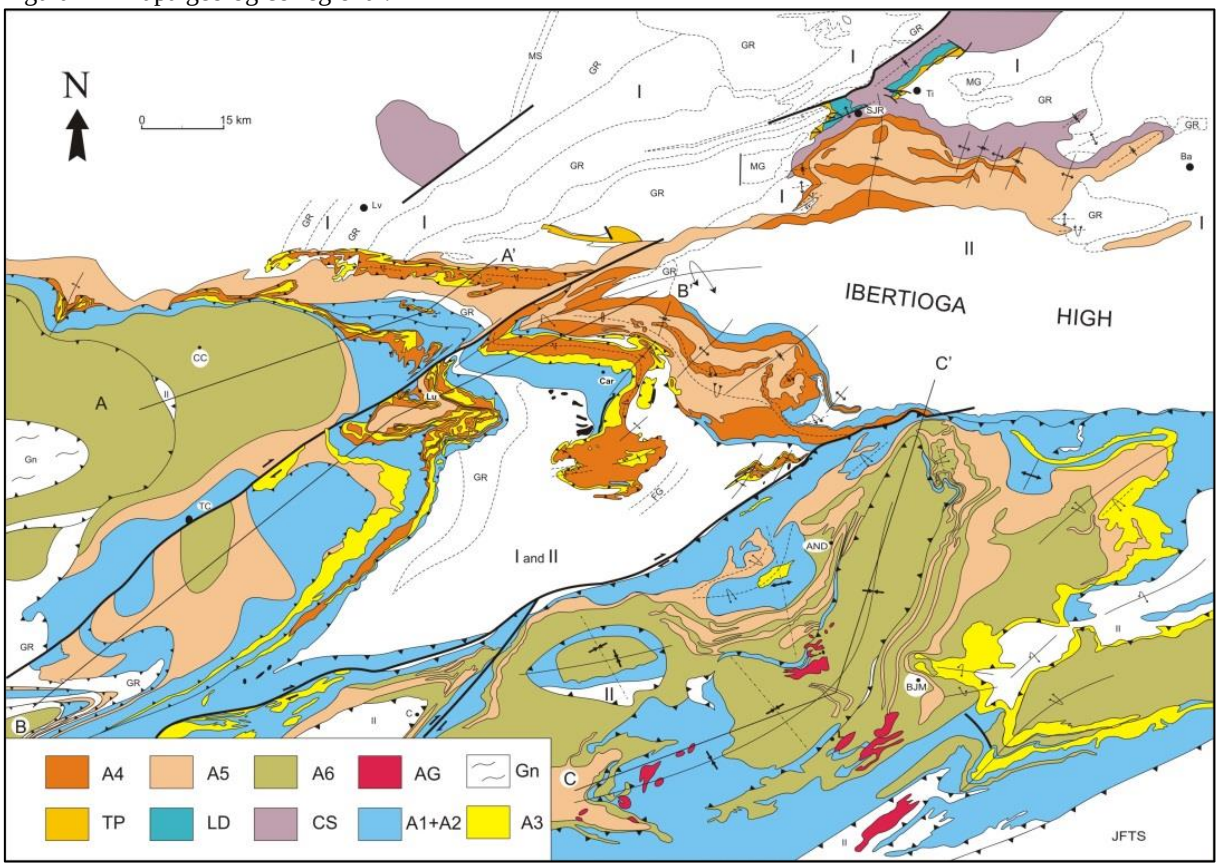
As megassequências São João Del Rei (paleoproterozóica) e Carandaí (Mesoproterozóica) são bacias do tipo intracontinental, e a megassequência Andrelândia (Neoproterozóica) é do tipo intraplaca de margem passiva com idade estimada entre 1.0 e 0,6 Ga (PACIULLO, 1997; PACIULLO *et al*., 2000).

PACIULLO *et al*. (2003) redefiniram o termo Sequência Deposicional Andrelândia para Megassequência Andrelândia (MSA) baseado na identificação de distintas sequências de rochas metassedimentares que compõem esta bacia (Figura 4), definindo assim seis associações de litofácies, que da base para o topo são (Figura 5): AL1: Biotita gnaisses finos bandados com intercalações de anfibolitos e rocha metaultramáfica; AL2: Biotita gnaisses finos bandados com intercalações de quartzito, muscovita xistos e anfibolitos (AL1+AL2 = Unidade São Vicente); AL3 (Unidade São Tomé das Letras): Quartzitos com intercalações de muscovita xistos subordinadas e escassos conglomerados; AL4 (Unidade Campestre): Filitos/xistos cinzentos com intercalações quartzíticas subordinadas; AL5 (Unidade Santo Antônio): Biotita xistos/gnaisses finos, maciços ou laminados, localmente com grânulos e seixos pingados; AL6 (Unidade Arantina): Biotia xistos/gnaisses grossos, com intercalações de rochas calcissilicáticas, cherts, quartzitos e anfibolitos. Uma discordância interna separa a MSA em Sequência Carrancas, composta pelas associações AL1 a AL4, e Sequência Serra do Turvo composta pela associação AL5. Estas associações gradam lateralmente para associação AL6, a qual representa as porções distais da bacia.

Segundo PACIULLO *et al*. (2000) o fechamento da bacia Andrelândia está associado às orogenias do ciclo Brasiliano, em um intervalo de tempo entre 630 e 560 Ma, interpretado

como relacionada à colisão continental que gerou a parte sul do Orógeno Brasília e posteriormente o segmento central do Orógeno Ribeira. Já a abertura da bacia Andrelândia está possivelmente relacionada à quebra do supercontinente Rodínia a partir de 1,0 Ga.

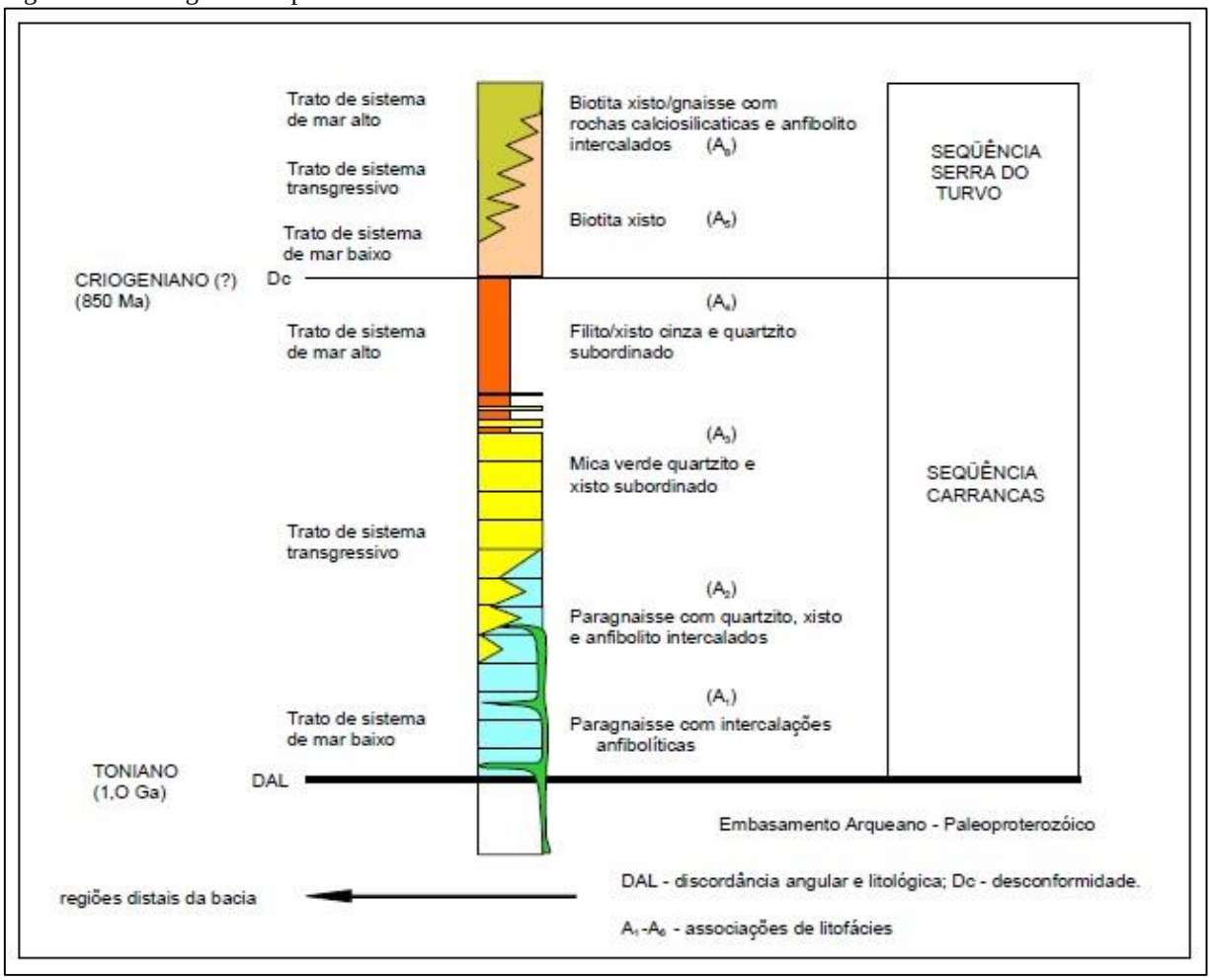
Figura 4 – Mapa geológico regional.



Legenda: Unidades do Embasamento: I – Faixas Greenstones; II – Complexo Gnáissico gr – granitóides; mg – metagabro; MS - Supergrupo Minas; DC - Diorito Capivarí; GP - Gnaisse Piedade; GM - Gnaisse Sienítico Matola; Unidades Proterozóicas 1+2 - Paragnaisse com Intercalações de Anfibolito, Quartzito e Xisto; 3 - Mica Verde Quartzito; 4 - Filito/Xisto Cinzento, com Quartzitos subordinados; 5 - biotita filito/xisto fino; 6 - biotita xisto/gnaisse grosso, com intercalações de anfibolito, quartizito, gondito e rochas calcissilicáticas; Ga – granitos anatéticos; PT - plataforma tiradentes: seqüências tiradentes, são josé e tejuco; DL - delta do lenheiro: seqüência lenheiro; MC – megaseqüência Carandaí: seqüências barroso e prados; GN - nappe guaxupé.

Fonte: PACIULLO *et al.* , 2003.

Figura 5 – Estratigrafia simplificada da MSA.



Legenda: Estratigrafia simplificada da MSA.
Fonte: PACIULLO *et al.* (2003).

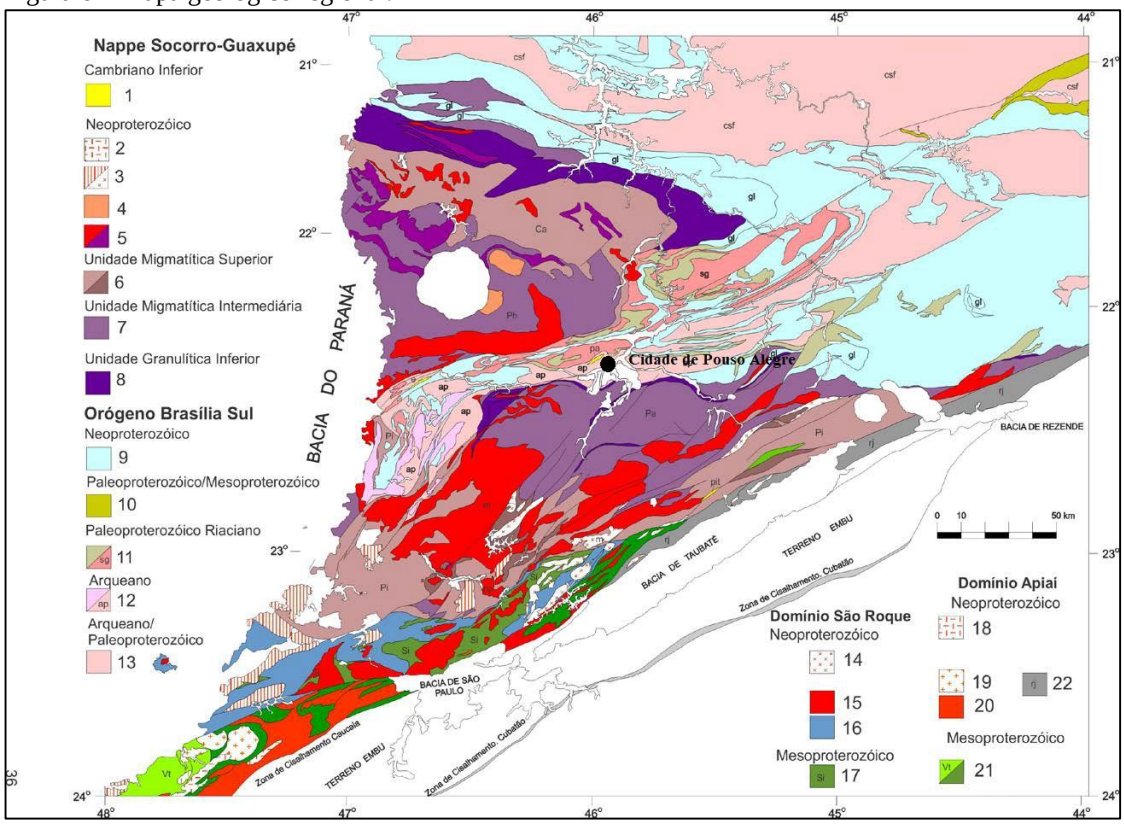
HEILBRON *et al.* (2004) obtiveram idades 207Pb/206Pb pelo método LA-ICPMS em cristais de zircão detríticos de quartzitos da Sequência Carrancas no domínio autóctone e na porção externa do Orógeno Brasília, e associaram esses dados com uma área fonte Arqueana, paleoproterozoica e mesoproterozoica da margem passiva do paleocontinente São Francisco.

SANTOS (2011) obteve dados geocronológicos U-Pb da Unidade Santo Antônio, parte superior da Megassequência com dois grupos de idades, um variando de 3500 a 1800 Ma (Arqueano/paleoproterozóico) e interpretado como oriundas das unidades tectônicas da base do sistema de *nappes* do Orógeno Brasília (*Nappes* Inferiores e autóctone) e com área da margem passiva do paleocontinente São Francisco, o outro tem idades variando de 900 a 600 Ma aproximadamente, interpretado por tal autora como unidades tectônicas superiores (*Nappes* Superiores) e área fonte associada ao paleoarco magmático Socorro-Guaxupé.

4.3 **Grupo Itapira e seu Embasamento Arqueano/Paleoproterozóico**

Na região a oeste de Pouso Alegre, entre as *nappes* Socorro e Guaxupé, sotopostas a estas *nappes*, até próximo do limite entre os estados de São Paulo e Minas Gerais, aonde ocorrem rochas paleozóicas da Bacia do Paraná (Figura 6), são observadas rochas metassedimentares intercaladas com rochas metamáficas / metaultramáficas e gonditos, cortadas por diques graníticos metamorfizados, atribuídas ao Grupo Itapira definido por EBERT & BROCHINI (1968). Seu embasamento é composto por rochas gnáissicas, migmatíticas de idades arqueana/paleoproterozoica, associado ao Grupo Amparo/Serra Negra (EBERT & BROCHINI, 1968, 1971; BASEI *et al.*, 1986).

Figura 6 – Mapa geológico regional.



Legenda: Mapa Geológico da Nappe Socorro-Guaxupé e a Bacia do Paraná. O circulo na cor preta representa a cidade de Pouso Alegre.
Fonte: HEILBRON *et al.* (2004).

Segundo ZANARDO (1987) tais rochas migmatíticas mais ou menos gnaissificadas, ortognaisses e granitóides de composição TTG's, com idades arquena e paleoproterozoica representam o Complexo Amparo, já VASCONCELLOS (1988) e CAMPOS NETO *et al.*

(1990) agruparam essas rochas infracrustais de idade Arqueana a Paleoproterozóica nos Complexos Amparo, São Gonçalo do Sapucaí, e Gnaisses de Heliodora.

CIOFFI (2016a) subdividiu esse conjunto de rochas de idades arqueana/paleoproterozoica nos Complexos Amparo, Heliodora, Serra Negra, Pouso Alegre e Minduri, interpretando esses complexos presentes nessa região como rochas do embasamento da sequência metassedimentar do Grupo Itapira, relacionando-as à borda sul do paleocontinente São Francisco, retrabalhada durante a orogênese neoproterozóica.

O conjunto de rochas gnáissicas e migmatíticas arqueana e paleoproterozóica foi separado em vários complexos; abaixo são descritos os complexos que ocorrem na área de estudo e nas proximidades.

a) Complexo Pouso Alegre: Segundo CIOFFI (2016c) o Complexo Pouso Alegre é constituído por rochas ortoderivadas, migmatíticas, de composição tonalítica a granodiorítica, com idades Paleoproterozóicas e assinaturas isotópicas de neodímio e háfnio juvenis. Previamente essas rochas eram incluídas nos Complexos Amparo e São Gonçalo do Sapucaí, ambas com idades predominantemente Arqueanas (VASCONCELOS, 1988; PERROTA, 1991; CAMPOS NETO, 1991). Segundo CIOFFI *et al*. (2016a), o Complexo Pouso Alegre contém dois grupos de idades de cristalização dos protólitos ígneos, um grupo com idades aproximadas de 2.15 Ga e o outro com idades aproximadas de 2.08 Ga e as assinaturas geoquímicas indicam ambientes de arco continental ou arco oceânico evoluído, como possíveis contextos tectônicos. CIOFFI (2016a) interpreta o Complexo Pouso Alegre como a continuação orogênica do sistema de arcos do Cinturão Mineiro;

b) Complexo Amparo: CAMPOS NETO & BASEI (1983), CAMPOS NETO *et al.* (1984a, 1984b) e BASEI *et al.* (1986) definem este complexo como conjuntos de migmatitos estromáticos e flebíticos, ortoderivados e de composição tonalítica a granodiorítica, que evoluem para nebulitos. São cortados por diques boudinados de biotita anfibolitos. CAMPOS NETO *et al.* (1990) incluem no Complexo Amparo conjuntos de biotita granitóides gnáissicos, com ou sem hornblenda, de composição tonalítica a granítica, homogêneos ou porfiróides, aos quais associam-se feições anatéticas. Quimicamente os ortognaisses definem tendências coerentes que sugerem um plutonismo cálcio-alcalino (BASEI *et al*., 1986). Já CIOFFI (2016a) associa ao

Complexo Amparo a um magmatismo do tipo TTG com rochas exclusivamente de idade arqueana (2,96 e 3,0 Ga);

c) Grupo Itapira: Segundo EBERT & BROCHINI (1968) as rochas supracrustrais, com presença de rochas intrusivas ácidas concordantes, foram subdivididas nas sequencias Plataformal Transgressiva, Grauvaquica e Plataformal Progradacional, sendo as duas primeiras correlacionáveis aos grupos Carrancas e Andrelândia, respectivamente e a última ao grupo Itapira. O Grupo Itapira é constituído por quartzito, quartzo xisto feldspático, quartzo xisto, sillimanita granada xisto com rara cianita, orto e paranfibolito com clinopiroxênio, com e sem granada, rochas calciossilicáticas, mármores, gonditos, biotititos, magnetita quartzo xisto e grafita xisto. VASCONCELLOS (1988) define a estratigrafia com predomínio de Muscovita-Biotita Gnaisses quartzosos na base, sobreposto por Muscovita quartzito e xistos feldspáticos, no topo.

WESTIN (2015) interpreta a idade mínima de sedimentação em 1726 ± 21 Ma (U/Pb) marcada pela idade de cristalização do granito Taguar, anorogênico do tipo-A, intrusivo o Complexo Pouso Alegre e nas rochas metassedimentares soprepostas, interpretada pela mesma como Complexo São Vicente.

As rochas que compõem o Grupo Itapira foram deformadas e metamorfizadas no neoproterozoico e estão associadas com granitóides encaixados em zonas de cisalhamento sin-cinemático à tectônica tangencial e direcional de idades brasilianas (CAMPOS NETO *et al*., 1990).

Segundo EBERT & BROCHINI (1968), o Grupo Itapira representaria a extensão dos Grupos Andrelândia e São João Del Rei, sem continuidade física com eles, enquanto o Grupo Amparo seria correlacionável ao Grupo Barbacena. Porém, LAZARINI (2008) com base em estudos de litogeoquímica em rocha total e análise geocronológica em U/Pb em cristais de zircão das rochas metamáficas do Grupo Itapira, afirma que a origem mais provável para as rochas em questão seja de greenstone belts paleoproterozoicos com idades de cristalização de 2.019 Ga +/- 60 Ma a 1.791Ga +/- 22 Ma, e que parte desse pacote sedimentar foi depositado no paleoproterozóico e não entre o meso e o neoproterozóico. OLIVEIRA *et al*. (2006) ao estudarem os biotita-hornblenda gnaisses e anfibolitos na região de Serra Negra obtém idades U/Pb de 2.12 Ga +/- 19Ma e 2.02 Ga +/- 60 Ma respectivamente.

PERROTA (1991) considera o Grupo Itapira correlato ao Grupo Barbacena (Barbosa 1954), composto por rochas de fácies xistos verde, sendo essas: metabasitos, metaultrabasitos e rochas metassedimentares associadas. O Grupo Barbacena foi considerado por PIRES (1977, 1978) como uma seqüência do tipo Greenstone belt nela incluindo a Formação Manganesífera Lafaiete de EBERT (1956). Faixas alongadas de seqüências metabásicas-metaultrabásicas com gonditos, filitos e quartzitos foram atribuídos ao Grupo Barbacena por NOCE (1987), NOCE *et al*. (1987), TROUW *et al*. (1986), e BITTAR (1989). O Grupo Barbacena é considerado de idade paleoproterozoica sendo intrudido por diversos corpos plutônicos do Cinturão Mineiro, com idades de cristalização entre 2.22 e 2.10 Ga (ÁVILA, 2000; VALENÇA *et al*. 2000; CHERMAN, 2004; ÁVILA *et al*., 2006).

4.4 *Nappe* Socorro-Guaxupé

A Nappe Socorro – Guaxupé representa uma estrutura alóctone, subdividida em dois segmentos: a Norte o Domínio Guaxupé e a Sul Domínio Socorro. Tal estrutura é composta por uma espessa pilha de rochas de protólito predominantemente ígneo, com transporte para E-NE, representados principalmente pelos batólitos Pinhal-Ipuiuna (HADDAD, 1995; HADDAD *et al.*, 1997) e Serra da Água Limpa (VINAGRE *et al.*, 2014). Os domínios Guaxupé e Socorro são separados por zonas de cisalhamento e por uma megaestrutura antiformal. Nos dois lobos é possível reconhecer uma foliação metamórfica principal que também pode ocorrer dobrada e reestruturada segundo NE-SW, como no caso da Nappe Socorro, inserida na zona de interferência (CAMPOS NETO *et al.*, 1999).

Segundo CAMPOS NETO & CABY (2000), a Nappe Socorro-Guaxupé pode ser dividida em pilhas alóctones representadas pelas seguintes unidades:

a) Unidade granulíticas basal: consiste de (granada) -biotita-ortopiroxênio granulito bandados, de coloração esverdeada, os litotipos dominantes, com intercalações locais de rochas máficas intrusivas sin-metamórficas (CAMPOS NETO & CABY, 2000). Os granulitos de composição intermediária são cálcio-alcalinos, enquanto que os granulitos máficos exibem assinatura toleiítica (CAMPOS NETO *et al*., 1996). EBERT *et al*. (1996) encontraram idades de cristalização ígneas de aproximadamente 640-660 Ma nessa unidade;

b) Unidade Diatexítica Intermediária: Formada por corpos descontínuos de migmatitos estromáticos e granitóides porfiríticos de coloração rosada, com assinaturas metaluminosas a peraluminosas (HADDAD *et al*. 1997; CAMPOS NETO & CABY, 2000). Tais rochas contém enclaves de rochas metassedimentares com espinélio, sillimanita, cordierita e granada (CAMPOS NETO & CABY, 2000);

c) Unidade Metatexítica Superior (Complexo Piracaia por JANASI, 1986): consiste de sequência metassedimentar com menor taxa de anatexia em direção ao topo estrutural da nappe, onde o grau de fusão diminui para SW.

Segundo MORAIS *et al.* (1999), as rochas do domínio Socorro e Guaxupé são subdivididas em dois complexos principais: Piracaia e Paraisópolis.

O complexo Paraisópolis é constituído por:

a) Migmatitos anatéticos com estruturas diversas, com neossoma granítico a granodiorítico e restitos anfibolíticos a biotitícos e paleossoma de ortognaisses tonalíticos, trondhjemíticos e granodioríticos; biotita gnaisses porfiroclásticos e intercalações de metassedimentos e rochas máficas a ultramáficas, maciças ou gnaissificadas;

b) Gnaisses granulíticos, charnockíticos a enderbíticos, rochas maciças de mesma composição; gnaisses granulíticos diversos; hornblenda-granada granulitos mesocráticos a melanocráticos;

c) Granada-hornblenda-biotita-gnaisses bandados com magnetita milonitizados com níveis anfibolíticos e localmente rochas ultrabásicas.

O complexo Piracaia é constituído por xistos e gnaisses biotitícos localmente com sillimanita, granada e cordierita; muscovita-quartzitos feldspáticos associados a rochas cálcio-silicáticas; mármores e gonditos, hornblenda-biotita-gnaisses bandados e ortognaisses graníticos a granodioríticos apresentando localmente rochas granulíticas (CAMPOS NETO *et al*., 1983).

O Domínio Guaxupé, consiste num terreno alóctone configurado como uma Nappe de Empurrão (CAMPOS NETO *et al*. 1984, CAMPOS NETO, 1985), constituído por rochas de alto grau metamórfico na base deformadas com intensidade variada durante o Brasiliano (neoproterozoico). Segundo VASCONCELLOS *et al*. (1990), no extremo norte-nordeste deste domínio estão expostas rochas de níveis crustais profundos, predominantemente fácies granulíticas; já no extremo meridional afloram os granitóides do Batólito Pinhal-Ipuiúna,

apresentando níveis crustais intermediários. Este terreno alóctone está posicionado sobre uma faixa dobrada representada por sequências meta-vulcanossedimentares do Grupo Itapira e rochas ortoderivadas dos Complexos arqueanos/paleoproterozóicos.

Os conjuntos litológicos que constituem o Domínio Guaxupé no seu extremo meridional incluem rochas gnáissicas e migmatíticas atribuídas aos complexos Caconde e Pinhal indivisos; metagranitóides cálcio-alcalinos potássicos do Batólito Pinhal-Ipuiúna, representado por rochas com textura inequigranulares porfirítica de composição monzonítica a quartzomonzodioritica (HADDAD 1995; HADDAD *et al*. 1997); rochas sieníticas do Maciço Pedra Branca, além das associações de rochas granitoides.

O Domínio Socorro registra a superposição de histórias progressivas de dois sistemas orogênicos distintos: Brasília e Ribeira (TROUW *et al*. 1994, 2000, 2013; EBERT & HASUI, 1997), assim considerado como entidade pertencente ao Orógeno Brasília com influência estrutural e metamórfica do Orógeno Ribeira.

O Complexo Socorro, contido no Domínio Socorro, apresenta um trend NE-SW com uma grande extensão aflorante (~1200 km²), as principais rochas que o compõem são metagranitoides com idades de cristalização neoproterozoica (EBERT *et al*. 1996). Tal complexo pode ser dividido em três associações plutônicas principais (CAMPOS NETO, 1984; WERNICK, 1984; WERNICK *et al*., 1997; ARTUR *et al*., 1991a, 1991b, 1993):

a) Socorro I (Bragança Paulista): Formado basicamente por rochas porfiríticas de composição granodiorítica a sienogranítica, caracterizadas como suítes mesozonal e cálcio-alcalinas de médio a alto K;
b) Socorro II (Suite Salmão): Suite epizonal com rochas calico-alcalinas de alto K, de composição granodioríticas e sienograníticas com textura equigranular que cortam as rochas da associação Socorro I;
c) Piracaia: O pluton Piracaia é composta por rochas equigranulares e inequigranulares porfirítica com composição variando de diorito a quartzomonzonito e sienito, até monzogranito (JANASI, 1986).

HACKSPACHER *et al*. (2003); TROUW *et al.* (2013); GENGO (2014); VINAGRE *et al*. (2014) realizam análises geocronológica pelo método U-Pb em zircões de corpos cálcio-alcalinos sin-orogênicos ao longo dos complexos Socorro, Piracaia e Paraisópolis, obtendo idades de cristalização entre 670 e 630Ma. Idades similares foram encontradas por EBERT *et al*. (1996) em migmatitos do Complexo Socorro. As idades metamórficas encontradas foram relacionadas ao evento colisional entre os paleocontinentes São Francisco e Paranapanema

que gerou o Orógeno Brasília Sul, apresentando idades de 630 a 615 Ma, relatada por vários autores (HACKSPACHER *et al.*, 2003; PETERNEL, 2005; TROUW *et al.*, 2008; TROUW *et al*. 2013; ROCHA, 2016).

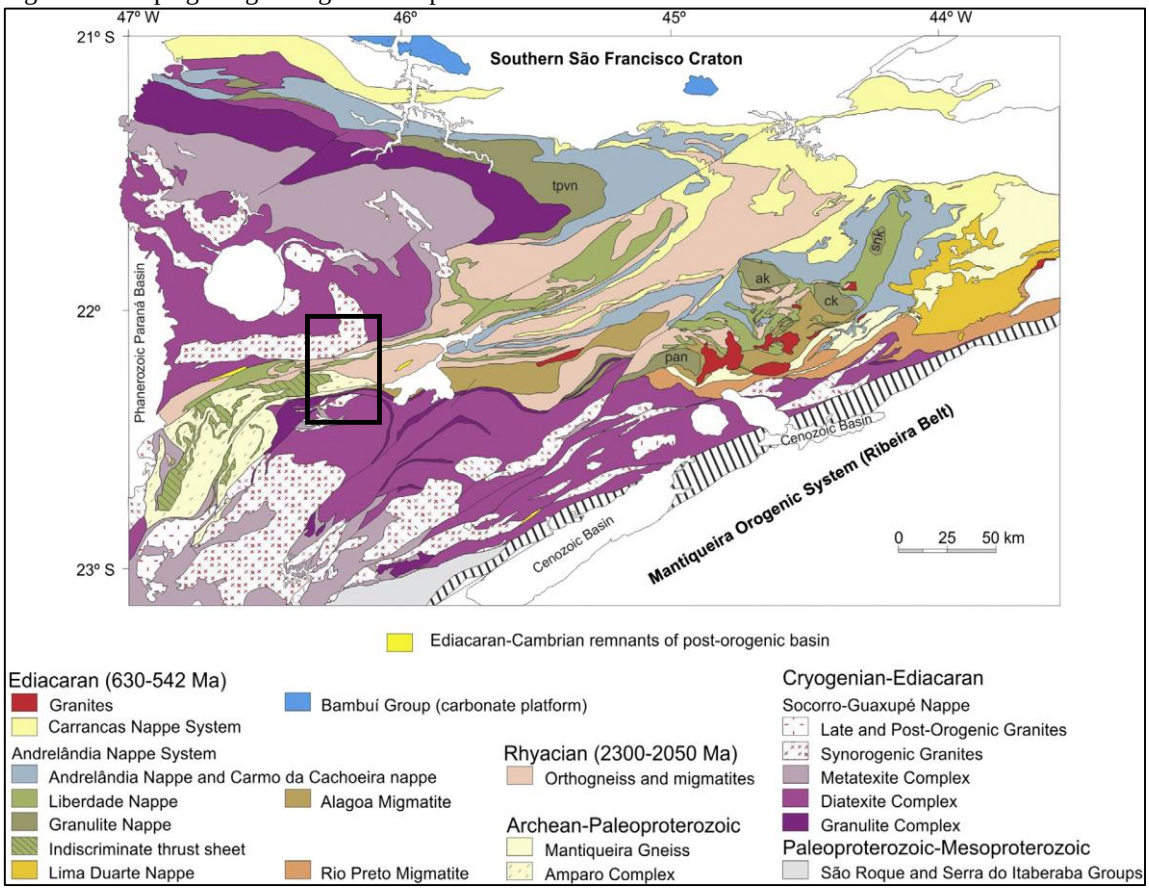
4.5 **Orógeno Brasília**

O Orógeno Brasília apresenta registro de dois eventos colisionais. O primeiro está representado por granodioritos e granitos sin a tardi-tectônicos, com idade de cristalização em torno de 794 Ma (U-Pb em zircão; PIMENTEL *et al*., 1992), restrito à sua porção setentrional. O segundo teve sua evolução geotectônica entre aproximadamente 670 e 600 Ma, apresentando um magmatismo tipo cordilheriano com idade de 670-630Ma, representado pelos batólitos Pinhal-Ipuiuna (HADDAD, 1995; HADDAD *et al.*, 1997) e Serra da Água Limpa (VINAGRE *et al.*, 2014) nas *nappes* Guaxupé e Socorro (Figura 7), respectivamente. Apresenta metamorfismo sin colisional de fácies xisto verde a granulito, com auge entre 630-615Ma, registrado as rochas pré-cambrianas da região ao sul da borda meridional do Cráton do São Francisco.

Segundo VALERIANO (1993) e SIMÕES (1995) na região da Nappe de Passos existe registro de quatro fases deformacionais (D1 a D4) e um evento metamórfico associado ao segundo evento deformacional. As fases D1 e D2 são progressivas e desenvolveram foliações de baixo ângulo e lineações caindo predominantemente para NW e transporte tectônico de topo para SE que culminou com a exumação e colocação da *Nappe* de Passos.

PACIULLO (1997) relaciona a primeira fase deformacional do Orógeno Brasília (DB1) como responsável pelo deslocamento da *Nappe* de Passos e da *Klippe* Carrancas (Figura 8), com movimento de topo para ESE gerando superfícies de empurrão, foliação (SB1), lineação (LB1). Na maior parte da região SB1 foi transposta pela fase posterior, estando preservada na *Klippe* Carrancas uma fatia de metassedimentos da Megassequência Andrelândia (MSA), colocada tectonicamente sobre um domínio autóctone.

Figura 7 – Mapa geológico regional simplificado.



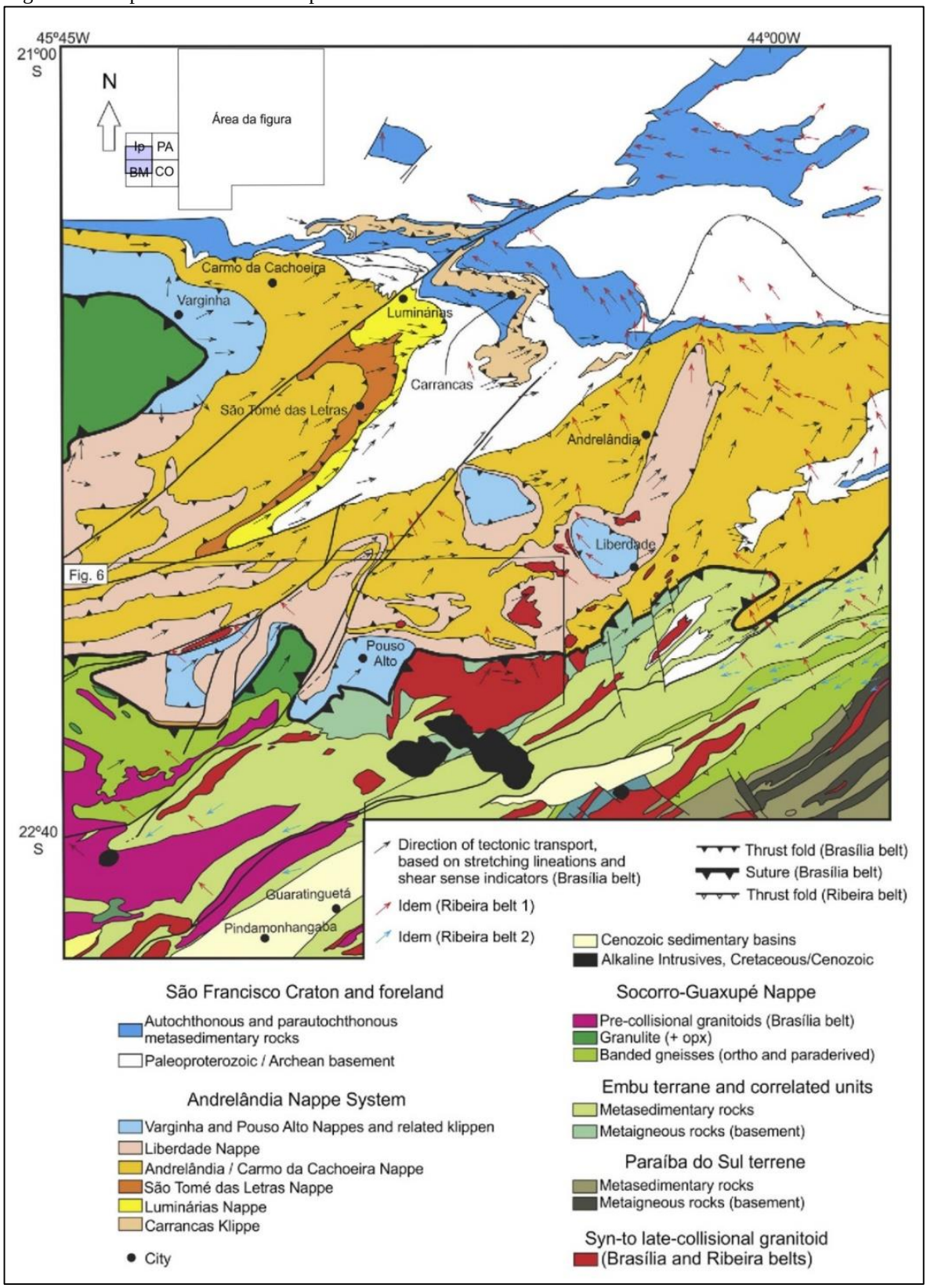
Legenda: Mapa geológico simplificado, com destaque para a área de estudo.
Fonte: CAMPOS NETO e CABY, 2000, CAMPOS NETO *et al.*, 2004, 2007, 2011.

PETERNEL *et al*. (2005) relacionam a segunda fase do Orógeno Brasília (DB2) com o desenvolvimento de um sistema de *nappes* com transporte tectônico de topo para ENE, estruturado num sinformal aberto, com eixo de baixo caimento para WSW. O desenvolvimento deste sistema de *nappes* causou o dobramento da Klippe Carrancas em um sinformal fechado com eixo variando de E-W a SE-NW. Durante esta fase desenvolveram-se a foliação principal (SB2), lineações de estiramento e mineral (LB2) e dobras fechadas a isoclinais nas rochas envolvidas. A foliação (SB2) é uma xistosidade contínua, espaçada ou anastomosada, dependendo da litologia na qual se desenvolve. É definida pela orientação preferencial de micas, cianita, sillimanita, anfibólio, piroxênios, quartzo e estaurolita. Em geral SB2 é subparalela ao acamamento e ao bandamento composicional das rochas, entretanto, em lugares onde SB1 ainda é reconhecível SB2 apresenta-se como uma clivagem de crenulação. A lineação mineral (LB2) é bem evidente nas rochas mais xistosas e a lineação de estiramento nos gnaisses, quartzitos e veios de quartzo. Ambas lineações apresentam uma constância na direção, com caimento suave para SW, entretanto também se observam lineações LB2 com caimento de poucos graus para SSW e NE, devido à superposição da fase

posterior. As dobras de DB2 são assimétricas, fechadas a isoclinais, com plano axial de baixo mergulho, subparalelo à foliação principal. Os eixos têm caimento suave geralmente ortogonais à direção geral de LB2, porém também apresentam direção paralela a LB2, que podem ser interpretadas como dobras obliquas ("*oblique folds*": PASSCHIER, 1986). Bandas de cisalhamento do tipo S-C', estruturas do tipo "*fish*" de muscovita, cianita e piroxênio, e lentes de quartzo estirados são alguns dos indicadores cinemáticos relacionados a DB2.

A fase D3 gerou dobras abertas com plano axial subvertical e eixo com caimento suave para NW ou SE e falhas transcorrentes subverticais NW-SE com movimentação horizontal sinistral. A fase D4 gerou dobras abertas com plano axial subvertical e eixo com caimento suave para SSW ou NNE. O evento metamórfico teve auge cedo-sin-D2, apresenta gradiente inverso, com fácies xisto verde médio na base e fácies anfibolito superior no topo da Nappe de Passos, com isógradas metamórficas com contornos aproximadamente paralelos ao acamamento e a superfície de empurrão basal da Nappe (VALERIANO, 1993; SIMÕES, 1995).

Figura 8 – Mapa Tectônico de uma parte do Sul de Minas Gerais a leste da área estudada.



Legenda: Mapa Tectônico do Sul de Minas Gerais. Encarte mostra a localização da área estudada (polígono roxo) em relação a figura a cima (polígono branco). Ip – Ipuiúna; BM-Borda da Mata; PA–Pouso Alegre; CO – Conveição dos Ouros.

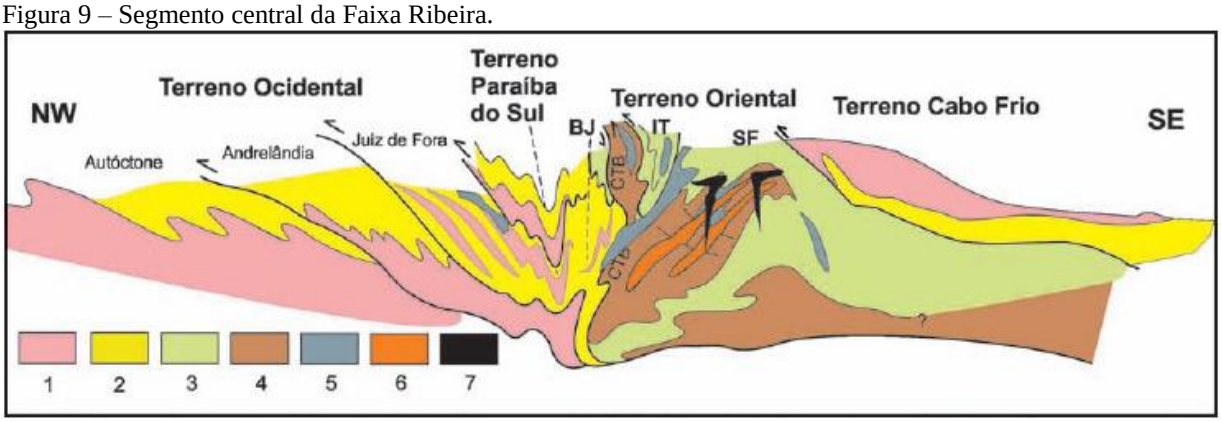
Fonte: Modificado de TROUW *et al.*, 2013 pelo autor, 2018.

4.6 **Orógeno Ribeira**

O Orógeno Ribeira estende-se no rumo NE-SW por cerca de 1.400 km, a nordeste transicionando para o Orógeno Araçuaí. Segundo HEILBRON *et al*. (2008) a evolução do Orógeno Ribeira é caracterizada por uma complexa acoplagem de arcos magmáticos neoproterozóicos e fragmentos cratônicos das margens sul e sudeste do paleocontinente São Francisco. Tais terrenos e microplacas foram progressivamente acrescionados durante quatro principais estágios colisionais. Sua evolução está ligada a subducção para SE da paleoplaca Sanfranciscana e posterior colisão desta com a microplaca da Serra do Mar e o paleocontinente do Congo durante a Orogênese Brasiliana (HEILBRON *et al*., 2000).

HEILBRON *et al*. (2000, 2004, 2008) subdividiram o segmento central do Orógeno Ribeira em quatro terrenos tectono-estratigráficos principais (Figura 9):

Figura 9 – Segmento central da Faixa Ribeira.



Legenda: Compartimentação tectônica do Orógeno Ribeira entre a borda do Cráton do São Francisco e o litoral fluminense, passando pela Região Serrana Fluminense modificado de HEILBRON *et al.* (2004). 1, embasamento Paleoproterozoico; 2- cobertura metassedimentar pós-1,8 Ga; 3 – sequências metassedimentares à volta do arco magmático, ITV, Grupo Italva; BJ, Grupo Bom Jesus do Itabapoana; SF, Grupo São Fidélis; 4 – Complexo Rio Negro, ortognaisses do Arco Magmático; 5 – leucognaisses graníticos da Suíte Cordeiro; 6 – Gnaisses metaluminosos da Suíte Serra dos Órgãos; 7 – granitos da Suíte Nova Friburgo.

Fonte: TUPINAMBÁ *et al.* (2012).

O Terreno Ocidental encontra-se em contato com o Cráton São Francisco (CSF) e é representado por rochas retrabalhadas do CSF e rochas metassedimentares de margem passiva de idade mesoproterozóica a neoproterozóica (HEILBRON *et al*., 2004). Compreende três domínios, limitados por zonas de cisalhamento, que de norte para sul são: Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora. O Domínio Autóctone é extensão do CSF, composto por gnaisses de idades arqueanas e paleoproterozóicas, dos complexos Barbacena e Mantiqueira e do

Gnaisse piedade, com coberturas supracrustais paleoproterozóicas a Neoproterozóicas, das Megassequências São João Del rei, carandaí e Andrelândia. No Domínio Andrelândia são observadas rochas metassedimentares (Megassequência Andrelândia) sobre embasamento constituído por ortognaisses do Complexo Mantiqueira. O Domínio Juiz de Fora apresenta ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora, intercalados com metassedimentos por sistemas de falhas de empurrão de médio a alto ângulo.

Os Terrenos Paraíba do Sul e Embu contém ortognaisses de idade paleoproterozóicos e composição granodiorítica associadas ao Complexo Quirino, cobertas por rochas metassedimentares metamorfisadas em fácies anfibolito (HEILBRON *et al*., 2004, 2008). Segundo HEILBRON *et al*. (2008) esses terrenos foram acrescionados ao Craton São Francisco no período de 605-508 Ma. TROUW *et al*. (2013) interpretam aos Terrenos Embu/Paraíba do Sul junto com a Nappe Socorro, como parte da Paleoplaca Paranapanema, sendo margem ativa durante a colisão na porção sul do Orógeno Brasília Meridional em 650-600Ma.

No Terreno Oriental, foram identificados três domínios tectônicos (TUPINAMBÁ *et al.*, 2000, 2007), são esses: Domínio Cambuci, Italva e Costeiro.

O Domínio Cambuci é composto por uma sucessão metavulcanossedimentar metamorfisada em fácies anfibolito alto a granulito, intrudida por granitóides.

O Domínio Costeiro encontra-se estratigraficamente sobreposto ao Domínio Cambuci, representado por duas sucessões metassedimentares: Grupo São Sebastião, na porção superior e Grupo São Fidélis. Na porção superior e a unidade São Fidélis, em sua base, com metamorfismo em fácies anfibolito alto a granulito, intrudidas por rochas do arco magmático, que são representadas por ortognaisses do Complexo Rio Negro, com idades de cristalização entre 630-600Ma (HEILBRON & MACHADO, 2003). Este complexo é caracterizado por diversas gerações de granitóides pré-colisionais, de idade neoproterozóica, composto por ortognaisses tonalíticos a trondhjemíticos, e intrusões sin a pós colisionais associados a leucogranitos, e ao Batólito Serra dos Órgãos (SILVA *et al*., 2003).

A Klippe Italva está sobreposta ao Complexo Rio Negro, do Domínio Costeiro. Representa uma lasca de empurrão e se localiza entre as cidades de Cordeiro e Italva, no norte do Estado do Rio de Janeiro. As rochas metavulcanossedimentares dessa klippe compreendem granada-hornblenda-biotita-gnaisses bandados e grossas camadas de mármore intercaladas com anfibolitos bandados com idade de 840 Ma (U-Pb), interpretada como ambiente de retro-arco ou margem passiva (HEILBRON & MACHADO, 2003).

De acordo com SCHMITT (2001) e SHCMITT *et al.* (2004) o contato tectônico entre o Domínio Costeiro e o Terreno Cabo Frio é representado por um zona de empurrão de orientação NE-SW, representado por um zona de cisalhamento dobrada, interpretada como uma sutura de aproximadamente 525 Ma, correspondente a uma colisão Cambro – Ordoviciana denominada Orogenia Búzios. Este evento orogênico é o mais recente d os orógenos brasilianos, interpretado como ajuste final dos paleocontinentes pré-cambrianos na aglutinação de Gondwana.

4.6.1 Síntese da Evolução Tectônica (Orógeno Ribeira)

HEILBRON *et al*. (2008) fornecem uma síntese da evolução tectônica do segmento central do Orógeno Ribeira, com base em dados de diversos trabalhos (HEILBRON, 1995; HEILBRON *et al*., 2000; MACHADO *et al*., 1996; SCHMITT, 2001; SCHMITT *et al*., 2004; TUPINAMBÁ *et al*., 2000), com registro de dois episódios colisionais, no qual o primeiro episódio divide-se em quatro estágios tectônicos, que segue abaixo.

a) Pré-colisional (630 a 595 Ma): subducção para SE da paleoplaca Sanfranciscana sob a Microplaca da Serra do Mar (CAMPOS NETO & FIGUEIREDO, 1995);

b) Colisional (595 a 565 Ma): colisão oblíqua entre as paleoplacas supracitadas, gerando superfícies de empurrão com transporte para NW registrado em duas principais fases deformacionais contínuas (DR1 e DR2) contemporâneo ao primeiro evento metamórfico (MR1), desenvolvendo estruturas penetrativas e texturas dúcteis de empurrão, dobras, foliação e lineação de estiramento, consequência dos empilhamentos dos diferentes domínios tectônicos (HEILBRON, 1995; HEILBRON *et al*., 1998; HEILBRON *et al*., 2000). Estágio cedo sin-colisional, de pressão intermediária, com gradiente inverso aumentando para SE, de fácies xisto verde superior a fácies anfibolito superior; geração de plutons granitóides tipo S associados às superfícies de empurrão;

c) Tardi-colisional (565 a 540 Ma): geração de plutons graníticos, predominantemente de tipo I, fracamente foliados (ex. batólito da Serra dos Órgãos);

d) Pós-colisional (540 a 520 Ma): fase compressiva (DR3), aproximadamente SE-NW, com geração de dobras com planos axiais subverticais e zonas de cisalhamento transpressivas com trend NE-SW, contemporâneas ao evento metamórfico M2 (HEILBRON *et al.*, 2000). O segundo episódio colisional é representado pela Orogenia Búzios que corresponde a colagem do Terreno Cabo Frio ao Domínio Costeiro entre 530 e 490 Ma. O grau metamórfico do embasamento (Região dos Lagos) e das sequencias supracrustais é aparentemente compatível, as rochas metassedimentares são caracterizadas por granulitos de media a alta pressão. O intervalo de duração deste evento tectônico pode estar relacionado com a geração do magmatismo de idade Ediacarana observado no Domínio Costeiro.

4.7 **Cinturão de Cisalhamento Ouro Fino (CCOF)**

O Cinturão de Cisalhamento de Ouro Fino (CCOF) foi definido por CAVALCANTE *et al.* (1979) como um conjunto de zonas de falha de orientação N/NE, NE e E-W que ocorre entre as *nappes* Guaxupé e Socorro, afetando tanto rochas destas unidades quanto rochas dos grupos Amparo e Itapira, sotopostos. Segundo os autores, no CCOF ocorrem diversas falhas geralmente subparalelas com direções variáveis em torno de N/NE-SSW e E/NE-W/SW, e com características mistas, com movimentação transcorrente e reversa. Estes autores também definem o Cinturão de Cisalhamento Camanducaia, a sudeste do CCOF, com diversas falhas apresentando traço em torno de NNE, com movimentação transcorrente.

Segundo CAVALCANTE *et al*. (1979), na região de Borda da Mata ocorrem oito (8) zonas de cisalhamento que, de norte para sul, equivalem as falhas Jacutinga, Senador José Bento, Lambari, Serra dos criminoso, Ouro Fino, de Borda da Mata, de Monte Sião e Socorro, associadas ao CCOF. Algumas dessas zonas de cisalhamento continuam a leste como a Zona de Cisalhamento Conceição da Pedra, na qual ocorre o Granito Serra da Pedra Branca, sin-tectônica a esta, e encaixado na mesma, apresentando idade de cristalização entre 573-563 Ma (PETERNEL *et al.*, 2005; TROUW *et al.*, 2008), contemporânea a movimentação dessa falha dúctil.

As zonas de cisalhamento que ocorrem na área mapeada na região de Borda da Mata são:

a) Zona de Cisalhamento Jacutinga: delineada por EBERT e BROCHINI (1968) e EBERT (1971) e denominada e redelineada por CAVALCANTE *et al.* (1979), os quais denominaram como "Falha de Jacutinga" e definiram como "originaria de energéticos esforços compressivos", apresentando um *trend* NE-SW;

b) Zona de Cisalhamento Senador José Bento: denominada por CAVALCANTE *et al.* (1979) como "Falha de Senador José Bento" e definindo tal estrutura como elemento secundário da ZCJ;

c) Zona de Cisalhamento Lambari: denominada por CAVALCANTE *et al.* (1979) como "Falha de Lambari" e definida pelo mesmo como uma falha reversa na região da Folha Varginha, porém sua inclinação de mergulho aumenta e o movimento se torna direcional próximo à Folha Guaratinguetá;

d) Zona de Cisalhamento Serra dos Criminosos: definida por CAVALCANTE *et al.* (1979) como "Zona de falha da Serra dos Criminosos" e caracterizada por tais autores como uma falha reversa, com vergência para NW e transcorrência com movimento obliquo;

e) Zona de Cisalhamento Ouro Fino: delineada e denominada por CAVALCANTE *et al.* (1979) como "Falha de Ouro Fino" e associada por tais com a zona de cisalhamento de Borda da mata, a qual se conectariam a nordeste da Folha Guartinguetá;

f) Zona de Cisalhamento Borda da Mata: Delineada por CAVALCANTe *et al* (1979);

g) Zona de Cisalhamento Monte Sião: Segundo CAVALCANTE *et al.* (1979), essa zona cisalhante consiste em uma zona de falha com cerca de 220 Km de extensão e um *trend* inicial N/NE-S/SW (Folha Campinas) até Monte Sião, onde sofre uma inflexão para E/NE-W/SW, passando a sul de Pouso Alegre;

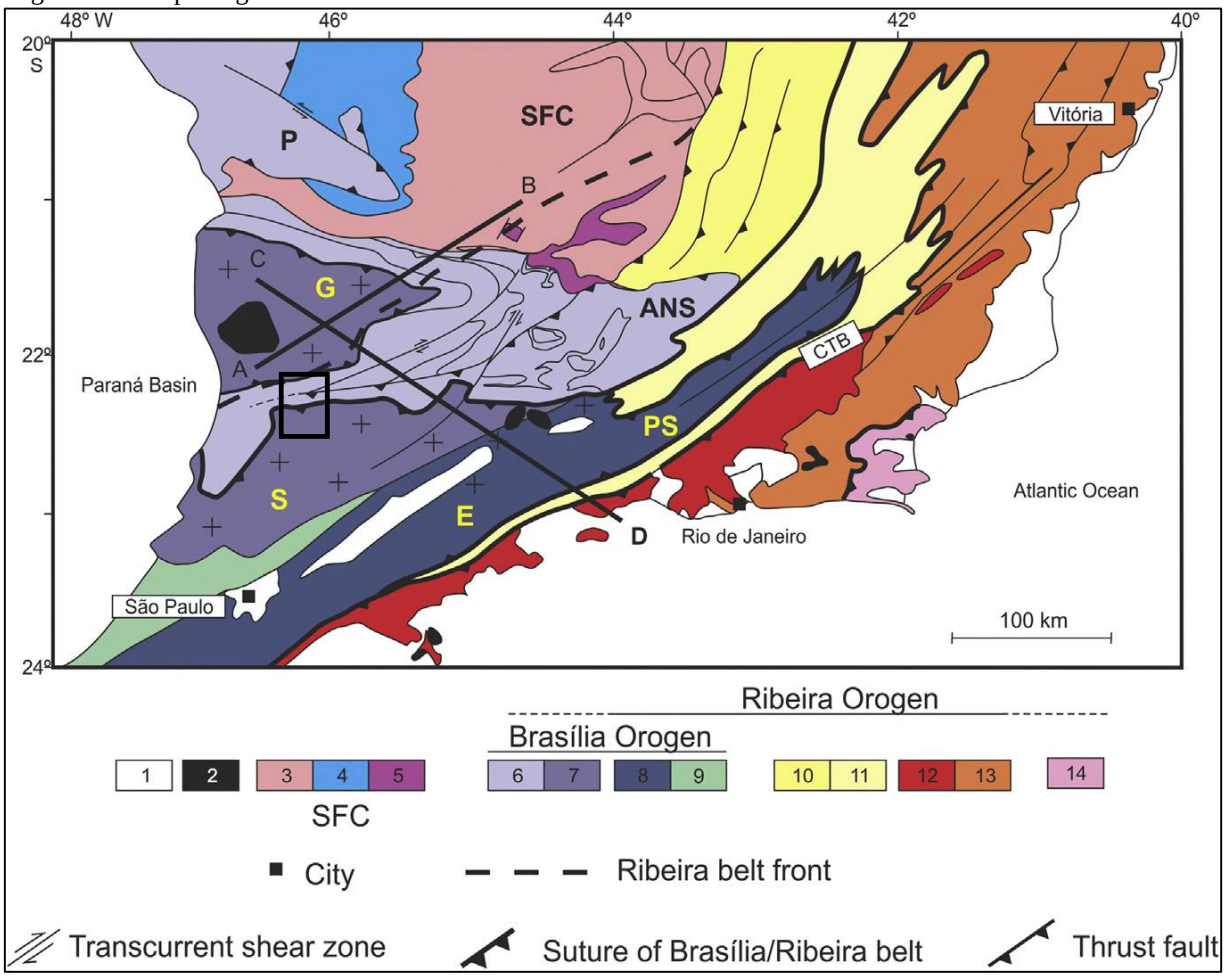
h) Zona de Cisalhamento Socorro: Segundo CAVALCANTE *et al.* (1979), a "Zona de Falha Socorro" contém cerca de 110 Km de extensão se juntando a zona de cisalhamento de Monte Sião próximo a cidade de Inconfidentes.

4.8 **Síntese da Zona de Interferência entre os Orógenos Brasília e Ribeira**

A porção meridional do Orógeno Brasília é representada por um sistema de *Nappes* com transporte tectônico para E-NE, resultado de subducção seguida de colisão entre os paleocontinentes Paranapanema (margem ativa) e São Francisco (margem passiva). As estruturas e metamorfismo formados nessa orogenia foram parcialmente transpostos pela posterior colisão entre os Paleocontinentes do Congo e o São Francisco, resultando no Orógeno Ribeira (590-560 Ma). A Zona de Interferência entre os Orógenos Brasília e Ribeira, foi definida por TROUW *et al.* (1994) e recentemente reinterpretada por TROUW *et al*. (2013) (Figura 10).

Inicialmente a zona de interferência era denominada como Faixa Alto Rio Grande, definida por HASUI & OLIVEIRA (1984) e interpretada como uma faixa de dobramentos brasiliana ao sul do Cráton do São Francisco, englobando os grupos São João Del Rei e Andrelândia. A partir de mapeamento geológico-estrutural de semi-detalhe, seções geológicas, análises petrográfica e microtectônica, foi determinada a relação temporal entre diferentes fases deformacionais e eventos metamórficos durante o Brasiliano (ALMEIDA & HASUI, 1984).

Figura 10 – Mapa Regional.



Legenda: Interpretação da confluência dos Orógenos Brasília e Ribeira: 1. Bacias do Paraná e do rifte cenozoico; 2.Cretáceo Superior/ Pluton Alcalino Cenozoico; Craton São Francisco e antepaís (3 ao 5), 3.Embasamento;4. Cobertura (rochas metassedimentares autóctones e parautóctones); Orógeno Brasília (6 ao 9); 6. Sistema de Nappe Andrelândia (ANS) e Nappe Passos (P); 7. Nappe Socorro (S) – Nappe Guaxupé (G); 8. Terrenos Embu (E) - Paraíba do Sul (PS) 9. Terreno Apiaí; Orógeno Ribeira (6 ao 14), 10. Domínio externo; 11. Domínio Juiz de Fora; 12. Arco Rio Negro (Terreno Oriental); 13.Terreno Oriental; 14. Terreno Cabo Frio. Note a larga sobreposição dos Orógenos Brasília e Ribeira, limitada pela linha tracejada. O retângulo em negrito delimita a área de estudo.

Fonte: TROUW *et al.* (2013).

RIBEIRO *et al*. (1990) identificaram três domínios tectônicos pré-cambrianos na região ao sul da borda meridional do Cráton do São Francisco:

a) <u>Domínio I - autóctone</u>: Corresponde transição do ante-país do São Francisco para a porção autóctone da zona orogênica. As sequências metassedimentares encontram- se em sua posição original em discordâncias com embasamento. Portanto, o domínio I é considerado autóctone, apesar do nítido aumento da deformação em direção sudeste. Nos setores menos deformados os eixos de dobras permanecem a um angulo grande com a direção de encurtamento máximo. Para sul a deformação aumenta, as dobras ficam

cada vez mais fechadas e seus eixos giram desde a direção ENE para ESE. As lineações de estiramento, só são desenvolvidas nas áreas de deformação mais intensa e também caem para ESE (VALERIANO, 1985; NOCE, 1987);

b) Domínio II - alóctone: Predomina a sucessão de *nappes* empurradas e geradas pela indentação da Nappe Socorro-Guaxupé, relacionadas à evolução do Orógeno Brasília. Subordinadamente ocorrem estruturas relacionadas ao Orógeno Ribeira, como zonas de cisalhamento destrais subverticais e dobras abertas assimétricas com plano axial subvertical e vergência para SE, ambos com rumo SW-NE, que deformam as estruturas anteriores. As macro e microestruturas neste domínio foram descritas por TROUW *et al*. (1980, 1982, 1983, 1984), RIBEIRO (1980), PACIULLO (1980), CHRISPIM (1983), HEILBRON (1984), OLIVEIRA CASTRO (1997), PETERNEL (2005) e PETERNEL *et al.* (2005). Relacionam-se com a colisão gerando uma sucessão de *nappes* empurradas com transporte tectônico de topo para E-NE, estruturadas em um sinformal suave com eixo de caimento para oeste. A deformação foi dúctil e penetrativa e o movimento principal coincidiu aproximadamente com o auge do metamorfismo, de maneira que poucos milonitos ficaram preservados (TROUW *et al*. 1980, 1982, 1984). Entretanto, o movimento cisalhante não ficou restrito a superfícies de empurrão, distribuiu-se através dos pacotes metassedimentares e parte do embasamento (HOOPE *et al*., 1985), deixando vestígios na forma de SL tectonitos, com forte lineação de estiramento com caimento suave para WSW, além de dobras fechadas a isoclinais, geralmente com eixos paralelos a lineação de estiramento. As micro, meso e macro dobras, tem vergência tanto para norte como para sul. A maioria destas dobras se formaram com eixos subparalelos a direção de movimento (RIBEIRO *et al*., 1995);

c) Domínio III – alóctone: Representa a zona de maior superposição estrutural e metamórfica entre os Orógenos Brasília e Ribeira. A Nappe Liberdade é uma estrutura importante deste domínio, onde os indicadores cinemáticos registram transporte tectônico para NE, relacionado à evolução do Orógeno Brasília, sobreposto por outro, com transporte para NW, relacionado ao Orógeno Ribeira. Neste domínio as dobras relacionadas ao Orógeno Ribeira ficam gradualmente mais fechadas quando se avança para SE e as zonas de cisalhamento destrais subverticais de direção SW-NE se tornam mais

frequentes (PETERNEL *et al*., 2005). Segundo CAMPOS NETO *et al.* (1999) e CAMPOS NETO & CABY (2000), as rochas do domínio da Nappe Socorro-Guaxupé (NSG) apresentam uma foliação principal com baixo mergulho para SW desenvolvida sob condições de temperatura alta, apresentando lineações minerais e de estiramento caindo para W, indicando um transporte tectônico com movimento de topo para E. Esta fase deformacional foi associada com o metamorfismo principal registrado nas rochas da NSG e posteriormente cortadas por zonas de cisalhamento de alto ângulo de direção principal NE-SW com inflexões para NNE-SSW (CAMPOS NETO *et al.*, 1999; CAMPOS NETO & CABY, 2000).

TROUW *et al*. (1994) reinterpreta a Faixa Alto Rio Grande como zona de interferência entre os Orógenos Brasília e Ribeira. Considerando o Orógeno Brasília Meridional (Domínio II) uma pilha de *nappes* com intensa deformação dúctil interna com transporte tectônico de topo para leste, definido por lineações de estiramento, por cristais de mica assimétricas ("mica *fish*"), planos S-C e outros indicadores cinemáticos, além de um estilo estrutural que engloba os seguintes aspectos: três fases principais de deformação, estiramento forte no pacote todo, e transporte tectônico de oeste para leste, contemporâneo ao auge do metamorfismo. O aumento gradual do metamorfismo da base para o topo no conjunto de *nappes*, chegando a fácies anfibolito alto-granulito, com pressões elevadas.

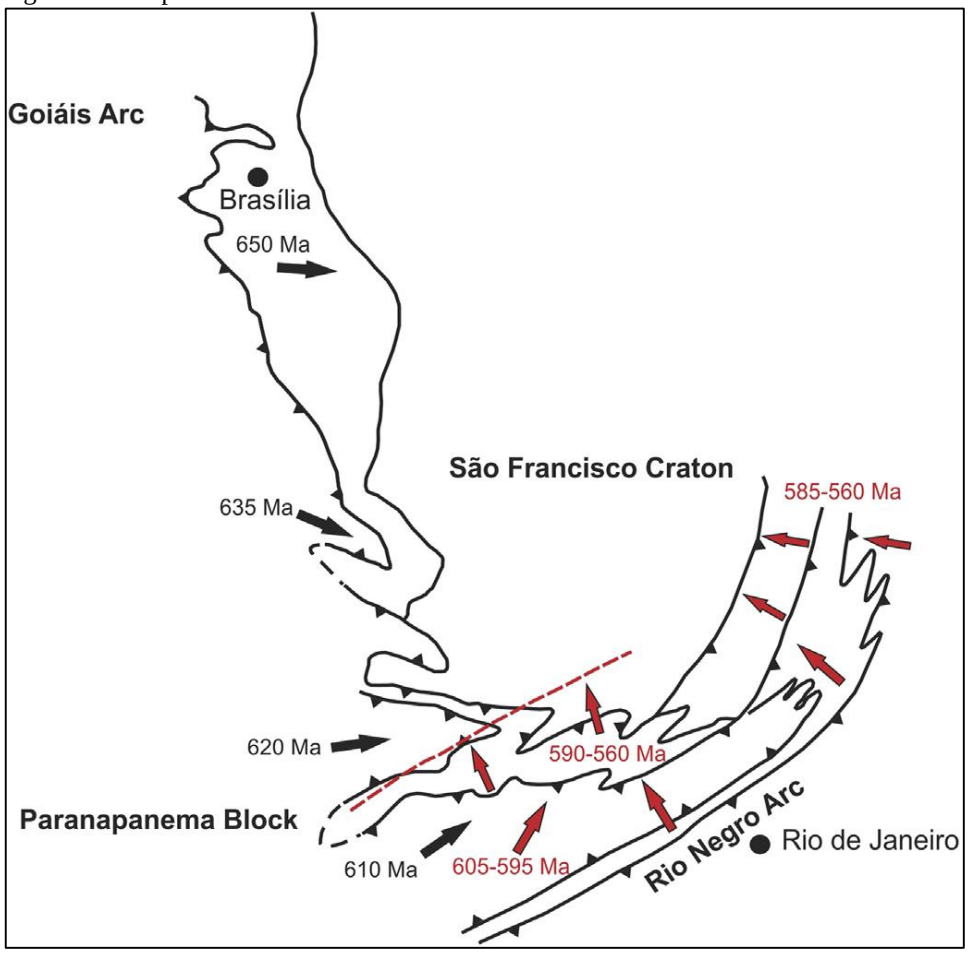
O Orógeno Ribeira (Domínio III) distingue-se do domínio II, nos seguintes aspectos: As direções e sentido do transporte tectônico principal são de topo para N e NW; as estruturas são tardias em relação ao auge do metamorfismo e não são penetrativas no pacote todo; sua estruturação em domos e bacias indica interferência de duas direções de compressão regional, (TROUW *et al*., 1994). Segundo TROUW *et al*. (1994), o domínio III pode ser interpretado como a margem do Orógeno Ribeira, com base nos seguintes argumentos: a) a estruturação e o transporte tectônico mais evidente se encaixam perfeitamente na cinemática do segmento do Orógeno Ribeira adjacente (HEILBRON, 1993) e, b) mapeamentos detalhados mostraram que as mesmas sequências metassedimentares, junto com seu embasamento, continuam presentes através da transição entre este domínio e o Orógeno Ribeira conforme previamente definida, afetados por deformação e metamorfismo semelhantes (HEILBRON, 1993).

EBERT *et al*. (1995) já haviam observado a ocorrência de plutons magmáticos na região da *Nappe* Socorro, alojados ao longo das zonas de cisalhamento de alto ângulo com direção predominante NE-SW, geralmente localizados em inflexões para direções NNE-SSW.

Essas zonas de cisalhamento foram geradas após o soerguimento da NSG para níveis crustais mais rasos (EBERT *et al.*, 1995).

PETERNEL *et al.* (2005) a partir de análises U/Pb em cristais de Zircão do Granito Serra da Pedra Branca obteve idade de cristalização de 573+/-8 Ma. Segundo o mesmO autor, a cristalização e alojamento deste granito estão relacionados com o desenvolvimento da Zona de Cisalhamento reversa Conceição da Pedra, gerada por falhas de empurrão com transporte tectônico de topo para NW. Já ZUQUIM *et al*. (2011) determinou a idade de atividade da zona de cisalhamento Maria da Fé a partir de análises U/Pb pelo o método SHRIMP em cristais de zircão de diques graníticos sin-cinemáticos. As idades obtidas pela autora são de 586.9 +/- 8.7 Ma.

Figura 11 - Mapa tectônico.



Legenda: Esboço do mapa tectônico dos orógenos Brasília e Ribeira, com a progressiva evolução do transporte tectônico, refletindo em colisões diacrônicas envoltório progressivo no entorno do sul do Cráton São Francisco; as idades foram baseadas nos trabalhos de VALERIANO *et al.* (2004, 2008); CAMPOS NETO *et al.* (2004, 2007, 2010); HEILBRON *et al.* (2004, 2008); PETERNEL *et al.* (2005); TROUW (2008); RENO *et al.* (2009, 2010, 2012) e TROUW *et al.* (2013). As setas pretas referem à direção do transporte tectônico do Orógeno Brasília meridional; Setas vermelhas apresentam a direção do transporte tectônico do Orógeno Ribeira.

Fonte: TROUW *et al.* (2013).

EBERT *et al*. (1995), a existência da zona de interferência na junção entre a porção sul do Orógeno Brasília e a porção central do Orógeno Ribeira proposto por TROUW *et al*. (1994; 2000), foi posteriormente desenvolvido por RIBEIRO *et al.* (1995), PETERNEL *et al*. (2005), HEILBRON *et al*. (2008) e ZUQUIM *et al.* (2011). Como as faixas são ortogonais, a área pode ser definida onde o tectonismo e o metamorfismo tem influência dos dois orógenos citados (Figura 11). Além de sobreposição de estruturas com contraste de vergência ou como superposição e truncamento de isógradas metamórficas TROUW *et al*. (2013).

5 RESULTADOS

5.1 GEOLOGIA LOCAL

5.1.1 Mapa Geológico e Abordagem Geral

A área estudada foi dividida em dois domínios tectônicos sobrepostos, Domínio Superior (DS) e Domínio inferior (DI), separados por zona de cisalhamento de empurrão com movimento de topo para Leste, com milonitos de alta temperatura, e aumento do grau metamórfico do DI para DS.

O Domínio Superior tem predomínio de rochas ortoderivadas megaporfiríticas associadas com ortognaisses anatéticos e megaenclaves ou *roof pendants* de rochas metassedimentares. Este domínio pode ser dividido em duas porções, Norte e Sul, as quais correspondem regionalmente a porções das *Nappes* Guaxupé e Socorro, respectivamente.

O Domínio Inferior é composto por uma sequência metavulcanossedimentar disposta em discordância sobre rochas ortoderivadas migmatíticas e porfirítica que compõem um complexo ígneo interpretado como embasamento desta sequência.

Neste contexto, as rochas estudadas foram separadas em onze (11) unidades mapeadas na escala 1:25.000 e apresentadas na escala de 1:50.000 (Apêndice I), agrupadas em três conjuntos distintos, que são: Complexo Ortognáissico (Embasamento), Sequência Metavulcanossedimentar (ambos no DI) e Batólitos Pinhal-Ipuiuna e Serra da Água Limpa (ambos no DS).

5.1.2 Unidades de Mapeamento

5.1.2.1 Domíno Inferior

5.1.2.1.1 Complexo Ortognássico (Embasamento)

Na região estudada foram mapeadas duas unidades de rochas ortoderivadas com textura e composição distintas, interpretadas como embasamento da sequência metavulcanossedimentar, porém não foi possível estabelecer uma relação temporal entre elas. Essas unidades foram associadas ao complexo ígneo Pouso Alegre de CIOFFI (2016b).

5.1.2.1.1.1 Unidade Biotita Ortognaisse Migmatítico

Os afloramentos desta unidade ocorrem em pedreiras abandonadas (Figura 12A), em forma de lajedos (Figura 12B), em cachoeiras e cortes de estradas. Sua ocorrência predominante é na porção W-SW da área de estudo.

As rochas desta unidade ocorrem soto e sobrepostas a rochas da sequência metavulcanossedimentar devido a inversões da estratigrafia por intenso dobramento e zonas de cisalhamento que afetam a região. Afastado das zonas de cisalhamento é possível observar uma discordância litológica entre a sequência metavulcanossedimentar com essa unidade (Figura 13). Associado a essa unidade foram observados enclaves de anfibolito paralelos à foliação Sn, *boundinados* (Figura 14) e dobrados, diques graníticos dobrados, diques e bolsas de pegmatito e veios de quartzo concordantes e discordantes.

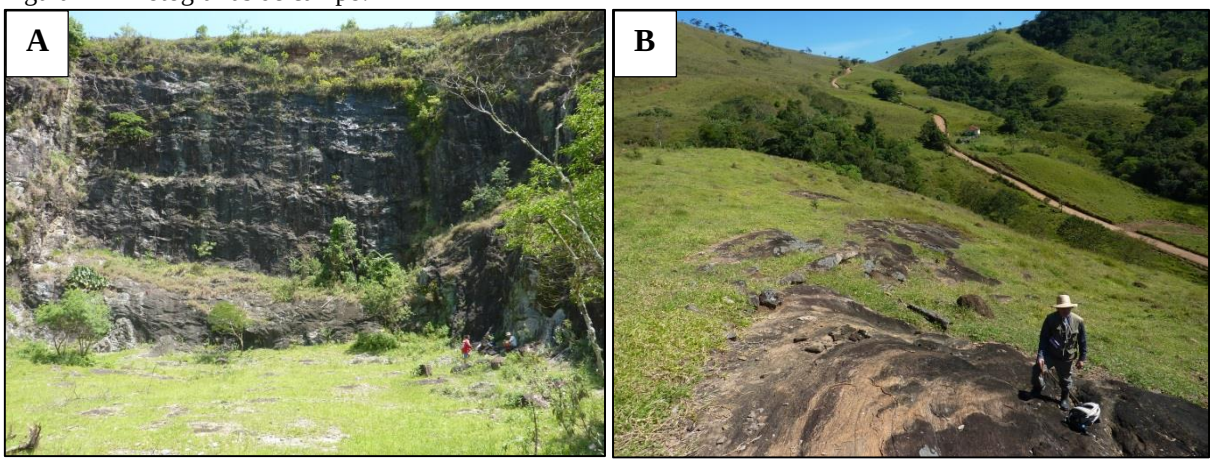
Na maioria dos afloramentos dessa unidade é possível reconhecer textura migmatítica (Figura 15A) com formação de leucossoma e melanossoma que definem uma estrutura bandada. O leucossoma é composto por quartzo, feldspato e localmente granada, ocorrendo em forma de bolsões, bandas félsicas e pequenas lentes concordantes a Sn (Figura 15B) e dobradas e redobradas pelas fases de deformações Dn, Dn+1 e Dn+2 (Figura 15C). O

melanossoma é composto basicamente por biotita, minerais opacos e um pouco de quartzo e feldspato.

O paleossoma dessa unidade apresenta uma textura inequigranular a porfirítica com fenocristais de feldspato variando em média de 0,5 a 2 cm com cristais predominantemente arredondados (Figura 15D) e uma matriz com granulação fina a média composta por quartzo, feldspato, biotita, minerais opacos e localmente granada. Seu índice de cor varia de aproximadamente 10% a 30%, caracterizando como uma rocha leucocrática.

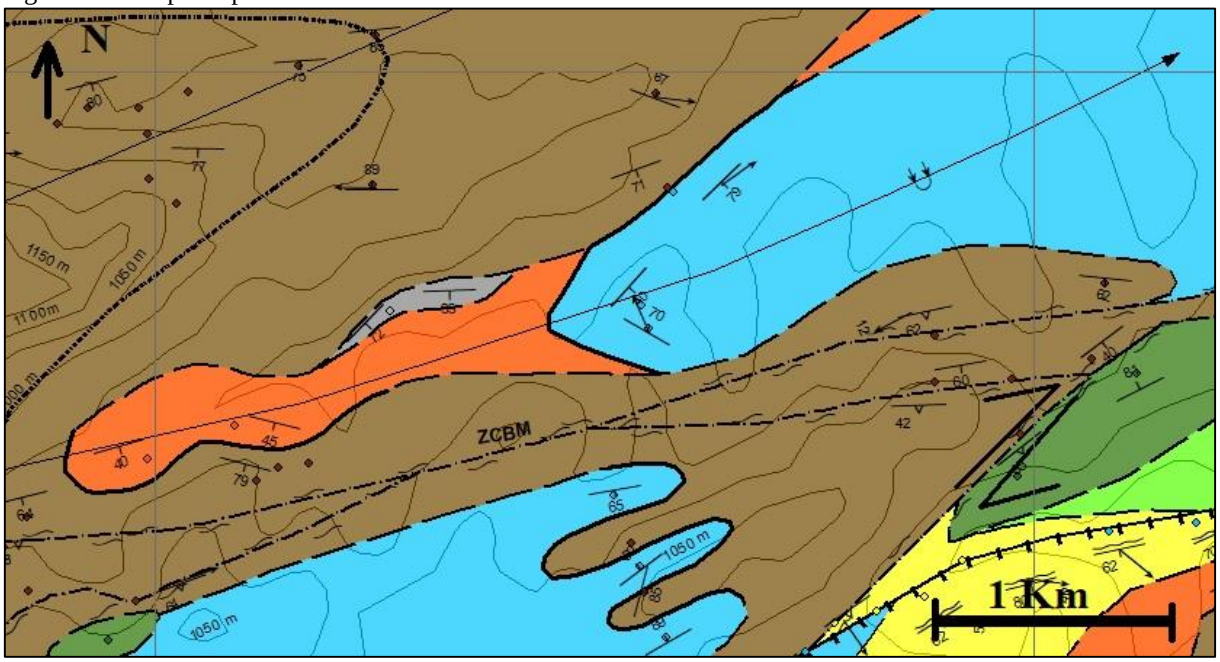
Quando o ortognaisse encontra-se com a textura milonítica (Figura 16) a rocha apresenta cominuição dos cristais com intensa recristalização dinâmica formando uma rocha com granulação fina com formação de novos grãos de quartzo e feldspato. Foi possível observar porfiroclastos de feldspatos do tipo sigma e mica *fish*.

Figura 12 – Fotografias de campo.



Legenda: (A) Aflroramento em pedreira abandonada do Biotita Gnaisse migmatítico (BM-48). (B) Afloramento em forma de lajedos abaulados do Biotita Gnaisse migmatítico (BM-157).
Fonte: O autor, 2018.

Figura 13 – Mapa ampliado.

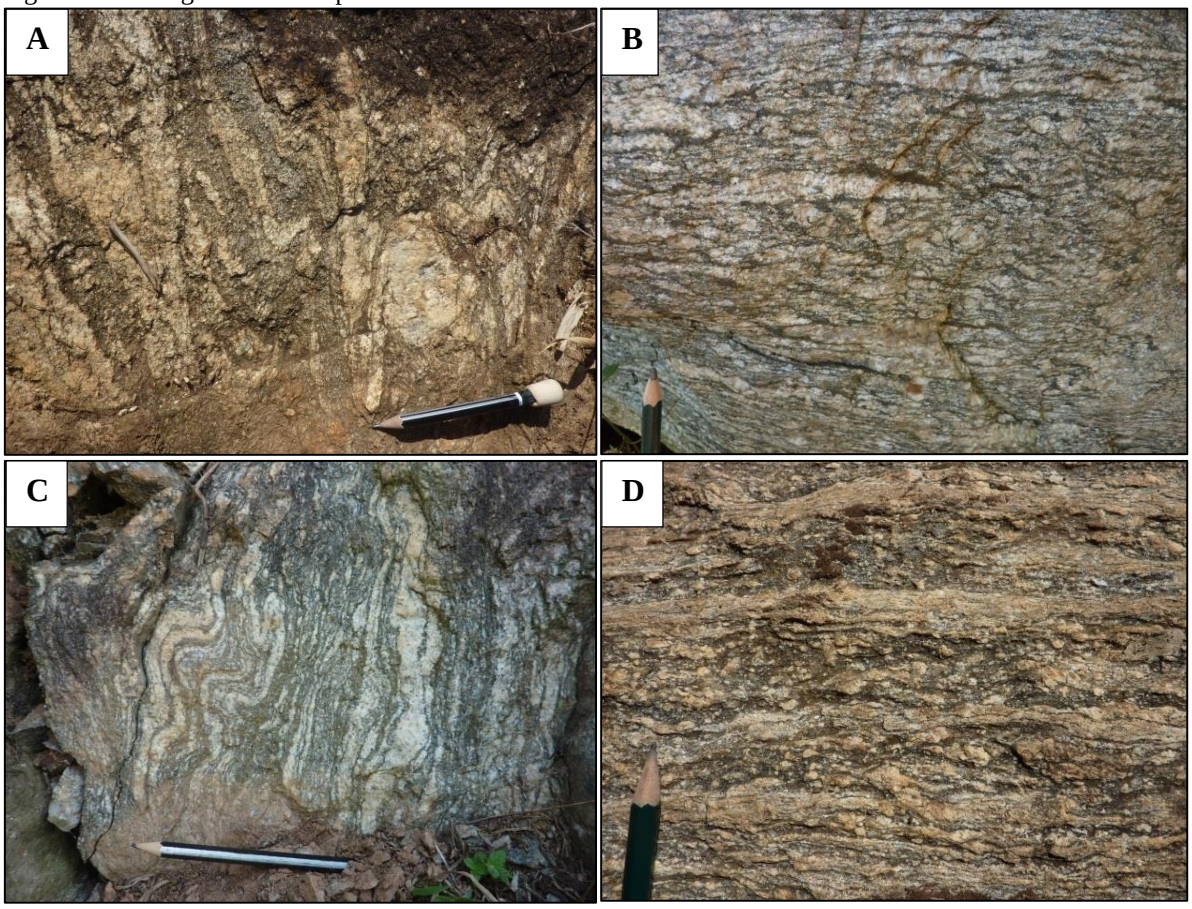


Legenda: Mapa geológico ampliado mostrando a discordância litológica entre o embasamento (marrom) e rochas metassedimentares (azul, laranja e cinza).
Fonte: O autor, 2018.

Figura 14 – Fotografia do afloramento de biotita ortognaisse migmatítico.

Legenda: Afloramento de biotita ortognaisse migmatítico, com corpo de anfibolito boudinado e com preenchimento de quartzo no neck do boudin (BM- 377).
Fonte: O autor, 2018.

Figura 15 – Fotografias de campo.



Legenda: Afloramento mostrando a textura migmatítica dessa unidade (BM-160). (B) Afloramento da textura anatética com lentes leocossomáticas concordantes a Sn (BM-369). (C) Afloramento da textura bandada do ortognaisse migmatítico redobrado (BM-48). (D) Afloramento do biotita ortognaisse migmatítico com textutra inequigranular porfirítica com fenocristais de feldspato arredondados (BM-157).

Fonte: O autor, 2018.